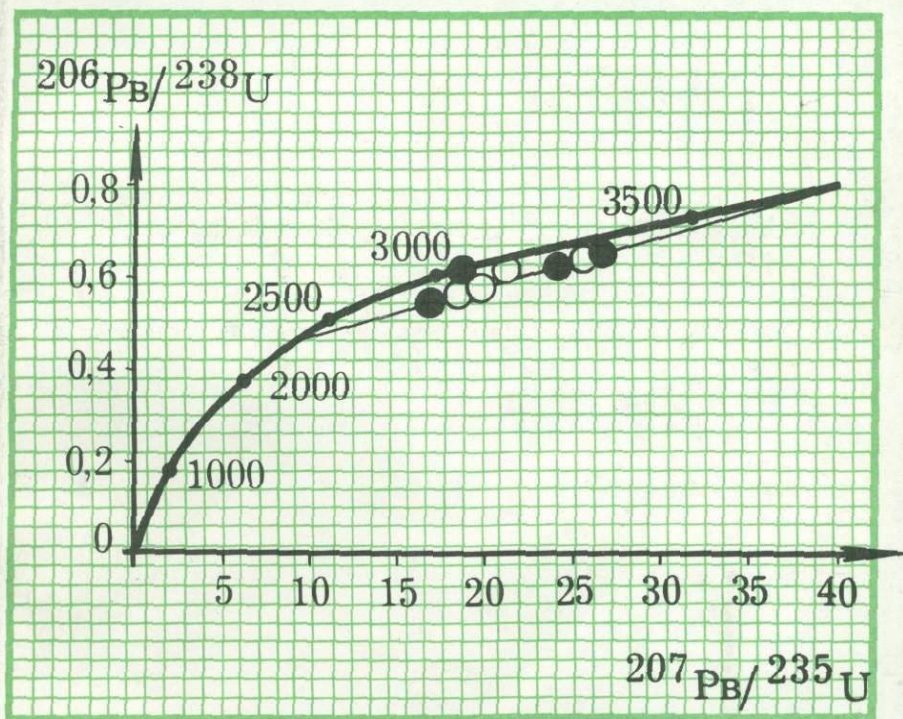


Академия наук СССР

Методы ИЗОТОПНОЙ ГЕОЛОГИИ и геохронологическая шкала



«Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Комиссия по изотопной геохронологии

Ордена Ленина и ордена Октябрьской Революции
Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского

Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала

Ответственные редакторы:

доктор химических наук

Ю.А. ШУКОЛЮКОВ

кандидат геолого-минералогических наук

Е.В. БИБИКОВА



МОСКВА "НАУКА"

1986



4599

Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986.

В книге дается научный анализ современного состояния методов изотопной геохронологии в СССР. Обсуждаются возможности отдельных методов (U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ar) в разработке геохронологической шкалы. Рассмотрены новые изотопно-геохронологические данные для стратифицированных разрезов докембрия и фанерозоя, которые могут быть использованы в качестве реперных в геохронологической шкале.

Рецензенты: *Ю.А. Балашов, Э.В. Собонович*

Н.П. ШЕРБАК

СОСТОЯНИЕ РАБОТ ПО ИЗОТОПНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ В СССР

Основоположник радиогеологии В.И. Вернадский, говоря о геологическом времени, выделял две главные проблемы:

- 1) установление возраста "немых" толщ геологических разрезов и особенно — "точное определение возраста наиболее древних участков суши";
- 2) определение длительности геологических процессов и геологических систем.

Эти две проблемы актуальны и сегодня, что очевидно из тематических планов изотопно-геохронологических лабораторий Советского Союза. Напомним, что исследования по изотопному датированию горных пород и минералов в СССР и за рубежом получили развитие лишь в 50-е годы. Если в начале 50-х годов в нашей стране насчитывалось не более 10 лабораторий, то сейчас их уже около 40. Изотопное датирование геологических объектов выполняется в 34 лабораториях. Большинство изотопно-геохронологических лабораторий (рис. 1) сосредоточено в Европейской части СССР. Тем не менее на территории действия каждой региональной межведомственной стратиграфической комиссии (РМСК) имеется несколько изотопно-геохронологических лабораторий.

Следует отметить, что из-за общности химических и физических методов в изотопной геохронологии и геохимии изотопов эти два вида исследований часто выполняются в одних лабораториях или отделах. Эти структурные подразделения чаще всего именуются в нашей стране и за рубежом лабораториями (отделами) "изотопной геологии".

Степень освоения методов изотопного датирования неодинакова в отдельных лабораториях нашей страны (рис. 2). Калий-аргоновый метод является рабочим во всех лабораториях, уран-свинцовый и рубидий-стронциевый — примерно в каждой второй. Самарий-неодимовый метод находится в стадии развития; некоторые лаборатории освоили датирование горных пород методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Комиссия по изотопной геохронологии при ОГГГиГН АН СССР за три десятилетия провела значительную работу. В 1982 г. состоялась 22-я сессия — Всесоюзное совещание в г. Ужгороде. Первая сессия была проведена в 1952 г. За 30-летний период результаты геохронологических исследований рассматривались на 22 Всесоюзных совещаниях. В послед-



Рис. 1. Размещение изотопно-геохронологических лабораторий и РМСК на территории СССР

1-10 - РМСК: 1 - Северо-Западный, 2 - Балтийский, 3 - Белорусский, 4 - Украинский, 5 - Кавказский, 6 - Уральский, 7 - Казахстанский, 8 - Среднеазиатский, 9 - Сибирский, 10 - Дальневосточный, 11-13 - изотопно-геохронологические лаборатории: 11 - Академии наук СССР, 12 - академий наук союзных республик, 13 - Министерства геологии СССР, союзных республик, прочих ведомств

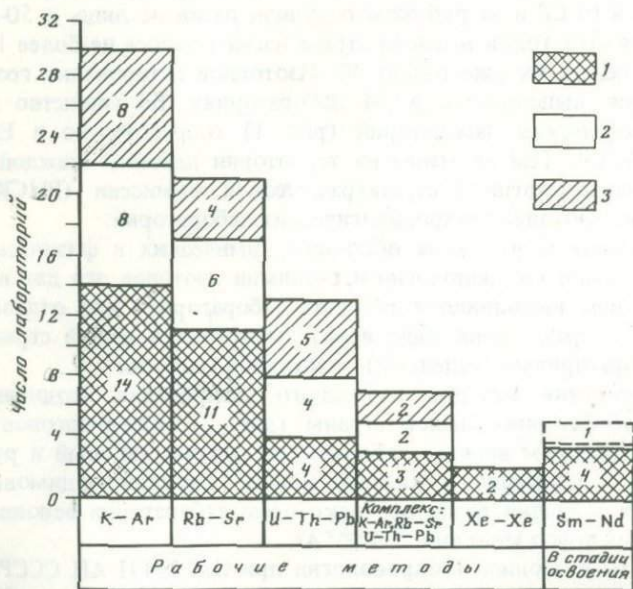


Рис. 2. Рабочие методы датирования в изотопно-геохронологических лабораториях СССР

1 - лаборатории Академии наук СССР; 2 - лаборатории академий наук союзных республик; 3 - лаборатории Министерства геологии СССР и прочих ведомств

ние годы заседания сессий получили более целенаправленную тематику. Каждое заседание посвящается актуальным проблемам, таким, как: "Датирование раннедокембрийских образований", "Датирование процессов вулканизма, седиментации, метаморфизма" и т.д.

Кроме того, систематически проводятся методические семинары или школы, на которых рассматриваются вопросы, связанные с развитием методик, аппаратной техники, сверки результатов определения возраста эталонных образцов и др.

Следует отметить, что регулярно проводятся и международные совещания по геохронологии, космохронологии и изотопной геологии. Причем эта же проблема каждые четыре года обсуждается на Европейском коллоквиуме, где представлены самые крупные изотопные лаборатории мира. Последнее, V Международное совещание проведено в 1982 г. в г. Никко (Япония), на котором 7 советских специалистов выступили с научными докладами.

Главная задача Комиссии по изотопной геохронологии при ОГГГиГН АН СССР сводится к координации исследований фундаментальных проблем изотопной геологии, космохронологии и геохронологии, включая разработку геохронологической шкалы и датирование процессов рудообразования.

В последние годы ряд лабораторий СССР продемонстрировали удачные примеры комплексного геолого-геохронологического подхода к изотопному датированию с использованием геологических, петрологических, минералогических, а при работе с полиметаморфическими комплексами и структурных исследований датируемых объектов. Положительной оценки заслуживают достижения последних лет в области уран-свинцового метода (цирконометрия), позволившие датировать ряд важнейших событий докембрийской истории.

В своей деятельности бюро Комиссии руководствуется пятилетним планом, утвержденным бюро ОГГГиГН АН СССР и Секцией наук о Земле АН СССР. В этот план включены тематические исследования, выполняемые учреждениями АН СССР, академиями наук союзных республик, МГ СССР, министерствами и управлениями союзных республик, организациями МинВУЗа.

В пятилетнем плане 1981—1985 гг. были выделены два крупных раздела:

- 1) разработка региональной геохронологической шкалы;
- 2) методические исследования.

Говоря о состоянии работ по изотопному датированию в нашей стране, следует отметить главные моменты как положительные.

Исследования по изотопному датированию в учреждениях АН СССР, АН союзных республик и ведомственных учреждениях с каждым годом получают все большее развитие. Над решением проблем изотопной геологии в творческом содружестве работают различные специалисты — геологи, геохимики, химики и физики. Техническая вооруженность изотопных лабораторий в количественном отношении неплохая. Изотопно-геохронологические лаборатории имеются во всех крупных регионах СССР. Как было показано выше, на одну РМСК приходится не менее трех изотопно-геохронологических лабораторий.

Изотопно-геохимическое изучение "немых" толщ, особенно полиметаморфических комплексов докембрия, ведется комплексно. Эти исследования в большинстве случаев выполняются с учетом геологической позиции, петрологических, минералогических и геохимических особенностей, с учетом метасоматических и метаморфических преобразований датированных объектов. Только такие исследования могут дать объективную информацию для расшифровки временной последовательности геологических событий, установления времени проявления процессов палеовулканизма, седиментации, магматизма, метаморфизма и метасоматоза. Комплексные исследования позволили выявить раннеархейские породы, многократно переработанные наложенными геологическими процессами. Примером может служить выявление в Западном Приазовье образований древнее 3,6 млрд лет, одинаковых по возрасту и ассоциации пород с древнейшими породами мира.

В проведении изотопно-геохронологических исследований наметилось существенное улучшение сотрудничества между изотопно-геохронологическими лабораториями и региональными межведомственными стратиграфическими комиссиями. Особенно это касается районов, где широкое развитие получили докембрийские образования: Северо-Западная, Украинская, Уральская и другие РМСК. Причем РМСК используют для разработки и уточнения местных стратиграфических схем не все изотопные даты, а лишь так называемые реперные. Эти даты имеют однозначную интерпретацию относительно времени проявления конкретных геологических событий — палеовулканизма, магматизма, метаморфизма и т.д. Реперные изотопные даты используются и для межрегиональной стратиграфической корреляции.

В деятельности Комиссии отмечены следующие недостатки: недостаточная оснащенность лабораторий современной прецизионной аппаратурой; оснащены лишь немногие лабораторий беспылевыми низкофоновыми помещениями, отвечающими современным требованиям чистоты изотопно-геохронологических работ; проведение углубленных исследований петрологических, минералогических и геохимических особенностей датированных объектов лишь в отдельных лабораториях; сохранение практики калий-аргонового и рубидий-стронциевого датирования без предварительного вещественного изучения образцов; недостаточно быстрое развитие новых прогрессивных методов изотопного датирования (например, самарий-неодимового метода, открывающего совершенно новые возможности или рубидий-стронциевого метода по аутигенным минералам, дающего прямую информацию о возрасте осадочных пород) и др.

Первоочередные задачи Комиссии по изотопной геохронологии сводятся к следующему.

Заслуживают усиления исследования по реперному изотопному датированию главных регионов СССР (10 РМСК), причем реперные изотопные даты необходимы как для докембрийских, так и фанерозойских шкал. Реперные изотопные даты сопоставимы по значимости с руководящими формами в биостратиграфическом методе. В первую очередь, видимо, необходимо усилить работы по разработке геохронологических региональных шкал. Региональные геохронологические шкалы, очевидно,

1964 г.

Протерозой	Верхний	1000 ± 100
		1650 ± 50
	Средний	1900 ± 100
	Нижний	2600 ± 100
Архей		

Рис. 3. Шкала расчленения докембрия СССР 1964 г.

1978 г.

Протерозой	Верхний	Рифей	$Венд (650-600) \pm 20$
			Кудаш R_4
			Каратавий R_3 1050 ± 50
			Юрматиний R_2 1400 ± 50
		Бурзяний R_1 1650 ± 50	
	Нижний		2600 ± 100
Архей			

Рис. 4. Шкала расчленения докембрия СССР 1978 г.

должны являться основой для разработки общесоюзной геохронологической шкалы. Первостепенное значение реперные изотопные даты имеют для разработки докембрийской геохронологической шкалы СССР. Принятые геохронологические шкалы докембрия (рис. 3, 4) требуют дальнейшего уточнения и детализации.

Методической части Комиссии необходимо активизировать работу по разработке самарий-неодимового, рубидий-стронциевого и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методов, организовать подготовку сверочных эталонных проб для внутрилабораторного и межлабораторного контроля.

Учитывая обилие изотопных данных, не всегда имеющих однозначную геологическую информацию, а иногда недостаточно надежных и в методическом отношении, необходимо систематически публиковать в специальном сборнике от имени бюро Комиссии по изотопной геохронологии изотопно-геохронологические данные, которые имеют четкую геологическую интерпретацию и могут быть использованы для уточнения и разработки региональных геохронологических шкал.

В постановлении Секции наук о Земле (1984 г.) указаны и другие актуальные вопросы, которые надлежит решить Комиссии по изотопной геохронологии и изотопно-геохронологическим лабораториям различного ведомственного подчинения.

Н.П. ЩЕРБАК, Е.Н. БАРТНИЦКИЙ, Е.В. БИБИКОВА,
Н.Ю. ЛЕВКОВСКАЯ

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Проведенные в последнее десятилетие целенаправленные комплексные исследования по изотопному датированию главнейших геологических событий в докембрии Украинского щита способствовали разработке геохронологической шкалы этого сложного в геологическом отношении региона Советского Союза. При воссоздании временной последовательности геологических событий докембрия главными источниками информации являлись результаты изучения уран-свинцовой и рубидий-стронциевой систем в вулканогенных, гранитоидных и метаморфических породах. Что же касается данных калий-аргонового метода, то они чаще всего применительно к докембрию Украинского щита отражают время более поздних наложенных процессов, иногда не связанных с преобразованием одних минеральных парагенезисов в другие.

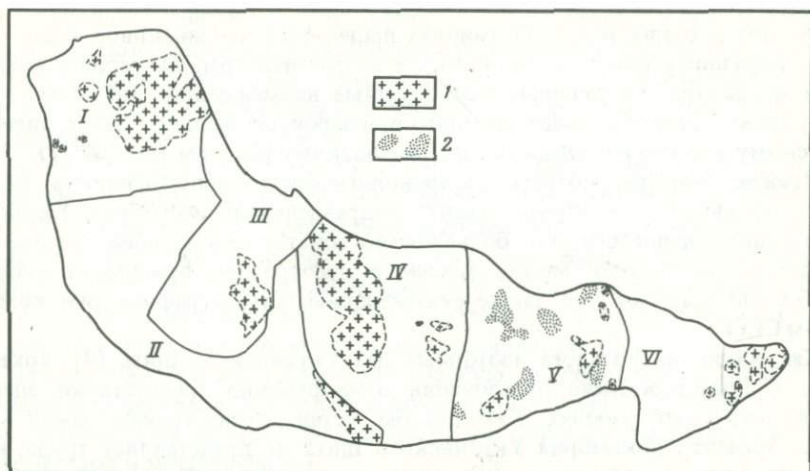
В данной работе приводится фактический материал и его интерпретация по изотопному датированию геологических образований уран-свинцовым и рубидий-стронциевым изохронными методами, полученными главным образом в двух изотопных лабораториях Советского Союза — ИГФМ АН УССР и ГЕОХИ АН СССР. Результаты определений изотопного возраста более раннего периода времени обобщены в сводных работах [4, 7, 9]. Изложение материала приводится в соответствии со стратиграфической последовательностью геологических образований докембрия Украинского щита. Тектоническое районирование Украинского щита (рис. 1) и наименования серий и комплексов пород отвечают принятым УРМСК¹ схемам и номенклатуре.

Традиционно сложилось так, что серии метаморфических пород выделяются в каждом крупном регионе Украинского щита, и они обычно имеют географические наименования. В ранг серий чаще всего возводятся ассоциации докембрийских горных пород, начальные этапы образования которых отвечают процессам седиментации и вулканизма, а конечные этапы их формирования знаменуются метаморфизмом и проявлением гранитообразования.

Стратиграфические границы между сериями в докембрии Украинского щита не всегда отчетливо выражены вследствие того, что метаморфические, магматические, метасоматические и тектонические процессы проявляются в большинстве крупных блоков Украинского щита многократно. Наиболее интенсивно эти явления выражены именно в зонах контактов разновозрастных кристаллических пород. Эти зоны обычно являются ослабленными, и они благоприятны для проявления наложенных геологических процессов, сопровождающихся тектонической переработкой, минеральными преобразованиями и привнесом нового материала.

Многочисленность проявления геологических событий, сопровождающихся новыми минеральными ассоциациями, затрудняет надежное да-

¹ Украинская республиканская межведомственная стратиграфическая комиссия.



Р и с. 1. Схема тектонического районирования Украинского щита

1 — гранитоидные массивы; 2 — зеленокаменные структуры; районы (блоки): I — Северо-Западный, II — Днестровско-Бугский, III — Росинско-Тикицкий, IV — Ингуло-Ингулецкий, V — Среднеприднепровский, VI — Приазовский

тирование изотопными методами начальных этапов формирования серий метаморфических пород. Практически мы не располагаем ни одной надежной изотопной датой, отвечающей времени седиментации парапород, входящих в состав раннедокембрийских серий Украинского щита. Что же касается установления времени проявления палеовулканизма, то для некоторых древнейших серий эти даты имеются, хотя и в ограниченном количестве.

Геохронологические рубежи конечных этапов формирования метаморфических серий радиологическими методами надежно устанавливаются по первичным минералам гранитоидов, в которых чаще всего процессы метаморфизма и гранитизации совпадают во времени.

Украинскими исследователями в комплексы выделены ассоциации пород гранитоидного состава, характеризующиеся близкими физико-химическими и генетическими условиями образования и одинаковым возрастом. Обычно в составе комплексов насчитывается от трех до десяти разновидностей гранитоидов. Продолжительность формирования всех фациальных разновидностей гранитоидов в большинстве случаев находится в пределах точности радиологических методов датирования. Но в некоторых случаях она составляет и более значительные интервалы времени, как, например, для гранитоидов днепровского комплекса.

Многочисленная и неодновременная переработка кристаллических пород отдельных блоков Украинского щита обусловила значительные трудности в восстановлении стратиграфической последовательности его геологических образований. Для воссоздания истинной последовательности геологических событий необходим объективный комплексный подход в исследованиях. Однако исторически сложилось так, что в определении главных стратиграфических подразделений Украинского щита иссле-

дователи применяли различные методические подходы. Это привело к тому, что в одних и тех же районах выделяется неодинаковое число серий, по-разному понимаются объемы и возрастные границы серий и комплексов, даются им различные собственные наименования. По этому поводу можно было бы привести много примеров, особенно по Днестровско-Бугскому, Ингуло-Ингулецкому и Приазовскому районам (см. рис. 1).

Прежде чем рассмотреть геохронологическую обоснованность каждого крупного стратиграфического подразделения докембрия Украинского щита, напомним, что большинство советских и зарубежных исследователей за границу между археем и протерозоем принимают рубеж 2600 ± 100 млн лет. Он также рекомендован Стратиграфическим комитетом СССР.

Как видно из Каталога изотопных дат Украинского щита [4], архейские и протерозойские образования одновременно присутствуют здесь в пяти крупных районах. Казалось бы, установление границ между ними в пределах докембрия Украинского щита не представляет труда, но на деле это не так. Во-первых, архейские комплексы в большинстве районов развиты как реликтовые на незначительных площадях. Во-вторых, архейские кристаллические породы чаще всего переработаны более поздними наложенными процессами, связанными с протерозойским этапом геологической истории докембрия.

Наиболее широко развиты архейские кристаллические породы в Среднеприднепровском районе, меньше всего они сохранились в Ингуло-Ингулецком и практически не выявлены в Северо-Западном районе.

В Среднеприднепровском районе консолидация метаморфических пород конкско-верховцевской серии связана с этапом образования завершающей фациальной разновидности гранитоидов днепровского комплекса. Такими являются токовские и мокромосковские граниты, изотопный возраст которых составляет 2700 ± 100 млн лет. Нижняя возрастная граница криворожской серии отвечает началу ее седиментации, так как слабометаморфизованные осадочные породы низов серии (скелеватская свита) трансгрессивно перекрывают кристаллические породы конкско-верховцевской серии и гранитоиды днепровского комплекса. Галька метаконгломератов и грубозернистых песчаников низов криворожской серии представлена плагиогранитами, железистыми кварцитами [1], кварц-карбонатными породами с галенитом и буланжеритом [6], архейский возраст которых доказывается вполне определенно. В метапесчаниках нижней свиты криворожской серии установлены кластогенные акцессорные монациты и цирконы, принадлежность которых по минералогическим особенностям и изотопному возрасту к днепровскому комплексу гранитов также не вызывает сомнения [10].

Но если время консолидации архейских образований знаменуется образованием самых поздних гранитов днепровского комплекса, то начало времени седиментации криворожской серии несомненно более позднее. Был ли существенный перерыв между консолидацией архейского фундамента и началом седиментации протерозоя или эти процессы следовали один за другим? Однозначно пока на этот вопрос ответить трудно. Можно лишь утверждать, что принимаемая большинством исследователей граница между археем и нижним протерозоем в Среднем Приднепровье выраже-

на геологически четко — она проявилась в трансгрессивном налегании криворожской серии на консолидированный фундамент архея, сложенного породами конкско-верховцевской серии и гранитоидами днепровского комплекса. Радиологически в настоящее время датирован лишь этап консолидации этого фундамента.

Время образования поздней фазы архейских гранитоидов надежно установлено по многочисленным реперным изотопным датам и составляет 2700 ± 100 млн лет, т.е. укладывается в общепринятый рубеж между археем и протерозоем. Между окончательным этапом формирования архейского фундамента и началом седиментации нижнепротерозойской толщи был, видимо, небольшой перерыв, о чем свидетельствует наличие древней коры выветривания на гранитах днепровского комплекса [2].

Теперь рассмотрим геохронологическую обоснованность главнейших стратиграфических подразделений докембрия Украинского щита, акцентируя внимание на датирование процессов палеовулканизма, гранитоидного магматизма и метаморфизма.

Архейские образования представлены метаморфизованными эффузивно-осадочными, ультраметаморфическими и магматическими породами, среди которых выделяются две крупные ассоциации — гранит-зеленокаменная и гранулит-гнейсовая.

Гранулит-гнейсовые породы известны по меньшей мере на двух стратиграфических уровнях — в нижнем архее — аульская, в низах которой лежит новопавловская толща, и в верхнем архее — днестровско-бугская серия. Данные о временной последовательности геологических событий, позволившие выделить новопавловскую толщу, рассмотрены в отдельной статье этого сборника, здесь же лишь отметим, что в составе ее ведущее место принадлежит ультрабазит-тоналитовой ассоциации пород с подчиненным значением глиноземистых и двупироксеновых гнейсов. Направленность метаморфизма пород регрессивная — от гранулитовой фации до амфиболитовой. Регрессивный характер метаморфизма отчетливо фиксируется по изменению состава и характеру взаимоотношений породообразующих минералов, принадлежащих раннему этапу формирования пород гранулитовой и более позднему их замещению в условиях амфиболитовой фации.

Время проявления древнейшего ультрабазит-базит-тоналитового магматизма надежно датировано уран-свинцовым изотопным методом по цирконам и составляет 3670 млн лет [8]. Убедительные данные о времени преобразования тоналитов в эндробиты пока не получены. Но есть основания полагать, что древнейший этап гранулитового метаморфизма проявился в интервале времени 3650—3300 млн лет.

Наиболее полно зеленокаменные породы развиты в Среднем Приднепровье, где они образуют известную в литературе мощную конкско-верховцевскую серию. Разрез серии представлен снизу вверх аульской, конкской, безозерской и тепловскими свитами. Породы свит пространственно разобщены, поэтому соотношения между ними однозначно не установлены. Для каждой из этих свит характерен определенный набор пород: в конкской свите преимущественное распространение получили метабазиты; безозерская свита представлена кварц-серицит-хлорит-биотитовыми сланцами, магнетитовыми и карбонат-магнетитовыми кварцитами с подчиненным значением метавулканитов; характерными породами

Таблица 1. Результаты уран-свинцового изотопного исследования цирконов из архейских комплексов

Порода, место отбора, № пробы	Размер фракции циркона, мм	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %	
		U	Pb	204	206
<i>Тоналиты и плаггиогнейсы днепровского комплекса</i>					
Тоналит, Ямбург, У-4	+0,125	240	168	0,011	65,641
То же	-0,075	272	174	0,024	69,534
Тоналит, с. Чапли, У-5	+0,1	194	87	0,018	73,941
То же	0,065 - 0,1	173	89	0,028	73,471
„	-0,065	233	144	0,029	73,088
Плаггиогнейс, с. Чапли, У-6	+0,075	264	99	0,040	72,086
Плаггиогнейс, Любимовский карьер, У-7	0,075 - 0,125	443	354	0,120	61,613
То же	0,053 - 0,075	455	291	0,007	65,690
Плаггиогнейс, Первомайский карьер, У-8	+0,065	254	157	0,018	70,834
То же	-0,065	138	86	0,011	70,848
Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 12,93 : 14,34$					
<i>Вольнянские гнейсы аульской серии</i>					
Биотитовый гнейс	+0,071	593	271	0,011	76,911
	+0,1	590	340	0,007	77,311
	-0,071	608	334	0,023	77,121
	-0,1	563	112	0,054	75,468
Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 12,93 : 14,94$					
<i>Метавулканыт конкско-верховцевской серии</i>					
5146	-	210	103	0,144	68,041
5146а	-	220	107	0,053	71,206
5182	-	208	101	0,027	72,053
Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 12,32 : 13,96$					
<i>Биотит-микроклиновые граниты Среднего Приднепровья</i>					
Д-668/1А	-	762	227	0,093	51,16
Д-668/1Б	-	757	421	0,200	68,08
Д-668/1В	-	678	403	0,120	61,91
Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 13,52 : 14,64$					
<i>Плаггиомигматиты Западного Приазовья</i>					
с. Шевченко, р. Обиточная, 1203	-	394	106	0,061	68,93
с. Еленовка, р. Обиточная, 1204	-	559	165	0,094	69,02
р. Сисикулак, приток р. Обиточной, 1229	-	137	78	0,110	67,54
Там же, 1233	-	196	69	0,077	71,71
Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 13,52 : 14,64$					

Изотопный состав свинца, %		Изотопные отношения		Возраст по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$, млн лет
207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
<i>Тоналиты и плаггиогнейсы днепровского комплекса</i>				
14,519	19,289	0,5324	16,096	2975
15,339	15,103	0,5142	15,358	2955
16,246	8,692	0,3838	11,480	2960
16,627	9,873	0,4368	13,365	2995
16,006	10,817	0,5218	15,427	2940
16,373	11,500	0,3116	9,4862	3020
14,846	23,421	0,5573	16,793	2970
14,533	19,769	0,4872	14,779	2980
15,860	13,288	0,5068	15,441	2990
15,726	13,415	0,5117	15,534	2980
<i>Вольнянские гнейсы аульской серии</i>				
16,574	6,504	0,4076	12,019	2935
16,742	5,940	0,5171	15,364	2950
16,582	6,274	0,4904	14,303	2920
16,859	7,619	0,1728	5,1262	2945
<i>Метавулканыт конкско-верховцевской серии</i>				
16,985	14,830	0,3774	11,769	3030
16,653	11,984	0,4005	12,757	3060
17,053	10,680	0,4078	13,081	3065
<i>Биотит-микроклиновые граниты Среднего Приднепровья</i>				
10,14	38,61	0,1941	4,1779	2615
13,85	23,86	0,3832	9,7176	2690
13,04	24,92	0,4158	10,729	2720
<i>Плаггиомигматиты Западного Приазовья</i>				
14,21	16,80	0,2128	5,7370	2790
15,04	15,84	0,2322	6,4583	2840
14,47	17,88	0,4368	11,724	2780
14,94	13,27	0,2889	7,7865	2790

тепловской свиты являются апопорфиры и апокератофиры. В геологическом и радиологическом отношении в настоящее время надежно определена верхняя возрастная граница конкской свиты конкско-верховцевской серии. Метаморфические породы этой свиты прорываются и подвергаются метасоматическим процессам за счет воздействия плагиигранитов днепровского комплекса. Последний охарактеризован многочисленными изотопными датами, в том числе уран-свинцовым изохронным методом (рис. 2, табл. 1). Близкие значения возраста получены и по циркону, генетически связанному с процессами гранитизации, из гнейсов аульской серии (рис. 3; табл. 1). Время проявления вулканических процессов, отвечающее конкской свите конкско-верховцевской серии, составляет 3250 млн лет (рис. 4; табл. 1). Следует отметить, что акцессорный циркон в различных количествах присутствует в составе метавулканитов всех свит конкско-верховцевской серии. Изотопные даты, полученные по аутигенным цирконам, могут быть приняты за нижние возрастные границы. Исследования по детальному изучению метавулканитов, залегающих среди пород белозерской и конкской свит, показали, что в этих образованиях циркон характеризуется хорошей сохранностью, обладает специфическими свойствами и, несомненно, является минералом, синхронным по времени с процессами древнего вулканизма.

Геологически доказано, что белозерская свита залегает стратиграфически выше конкской. В ее составе кислые вулканиты чередуются в железисто-кремнистыми и сланцевыми породами. Аутигенный циркон из метавулканитов белозерской свиты наблюдается в хорошо ограненных кристаллах гиацинтового типа, имеющих однородное строение. На некоторых кристаллах появляются тончайшие наружные корочки, что связано с наложением более поздних гидротермальных процессов. Цирконы из кварцевых порфиров белозерской свиты отчетливо разделяются по крупности и электромагнитным свойствам. При почти одинаковом содержании в них свинца они несколько отличаются по содержанию урана. Уран-свинцовый изохронный возраст аутигенных цирконов составляет 2965 млн лет (рис. 5, табл. 2).

Таким образом, продолжительность гомодромной направленности процессов палеовулканизма конкской и белозерской свит во времени составляет не менее 200–250 млн лет.

В последнее время получены новые изотопно-геохронологические данные по возрасту посторогенных гранитов днепровского (или сурско-токовского) комплекса. Изучен аутигенный циркон из так называемых шербаковских гранитов. Это существенно калишпатовые граниты; образующие небольшие по размерам тела, секущие вмещающие породы конкско-верховцевской и аульской серий. Уран-свинцовый изохронный возраст этих гранитов 2760 млн лет (рис. 6; см. табл. 1). Синхронны по времени с этими гранитами субсогласные тела вулканитов кислого состава, залегающих среди пород осипенковской свиты (рис. 7; см. табл. 2). Не исключено, что вулканиты осипенковской и тепловской свит принадлежат единому стратиграфическому уровню.

Стратиграфические и геохронологические границы западноприазовской, росинско-тикичской и днестровско-бугской серий пока слабо изучены.

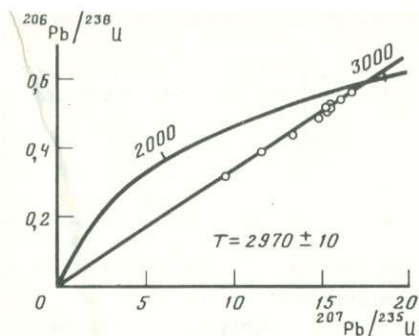


Рис. 2.

Рис. 2. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из плагиогранитов днепровского комплекса

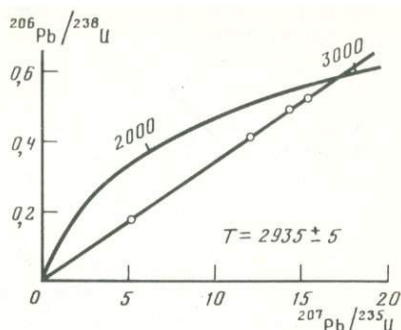


Рис. 3.

Рис. 3. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из вольнянских гнейсов аульской серии

Рис. 4. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из метавулканитов конкской свиты конкско-верховцевской серии

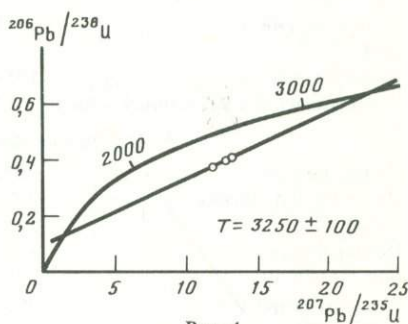


Рис. 4.

В настоящее время отсутствуют полные разрезы этих серий и четкое расчленение на свиты, надежно не установлены нижние и верхние границы как в геологическом, так и в радиологическом отношениях.

Породы западноприазовской серии представлены биотитовыми, биотит-амфиболовыми и пироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами, амфиболитами, амфибол-магнетитовыми и пироксен-магнетитовыми кварцитами. О мощности серии и о расчленении ее на свиты пока нет данных. Можно лишь говорить о преобладании в разрезе этой серии амфиболитовых пород, по которым развиваются плагиомигматиты и плагиограниты. Последние являются более древними по отношению к микроклин-плагиоклазовым и существенно микроклиновым аплитоидным и аплито-пегматоидным гранитам. Получены радиологические данные уран-свинцовым изохронным методом по аутигенным аксессуарным минералам (см. табл. 1, 2) из плагиогранитов и гранодиоритов, указывающие на их верхнеархейский возраст (рис. 8, 9). Близкие возрастные значения установлены и по данным рубидий-стронциевого метода (рис. 10, табл. 3). Верхняя возрастная граница западноприазовской серии около 2800 млн лет отвечает проявлению поздней фазы днепровского комплекса гранитоидов.

Росинско-тикичская серия, по результатам исследований Скаржинской Т.А., расчленена на две свиты — володарскую и белоцерковскую — очень близкие по ассоциации пород, представленных аподиабазами, апорфиритами, параамфиболитами различного состава, железистыми кварцитами и кальцифирами. Наличие амфиболсодержащих пород, образовав-

Таблица 2. Результаты уран-свинцового изотопного исследования циркона из архейских пород

Характеристика, размер фракции циркона, мм	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %	
	U	Pb	204	206
1	2	3	4	5
<i>Кварцевый порфир белозерской свиты</i>				
Неэлектромагнитная, +0,1	893	154	0,048	73,464
Неэлектромагнитная, 0,071-0,1	583	100	0,026	73,460
Электромагнитная, 0,04-0,071	1445	162	0,042	72,521
Электромагнитная	1250	149	0,036	72,658
Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 12,93 : 14,34$				
<i>Кварцевый порфир осипенковской свиты</i>				
Не рассеянная	768	210	0,074	76,364
Неэлектромагнитная, -0,04	729	199	0,076	76,202
Неэлектромагнитная, 0,04-0,071	810	290	0,090	75,371
Электромагнитная, 0,04-0,071	852	225	0,087	75,406
Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 13,52 : 14,64$				
<i>Гранодиорит Западного Приазовья</i>				
-0,71	190	118	0,039	71,732
+0,1	137	80	0,094	63,803
-0,1	168	111	0,048	71,108
Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 13,52 : 14,64$				
<i>Мигматит росинско-тикичского блока (с. Дзюнеков)</i>				
0,04-0,071	520	280	0,028	74,16
-0,04	510	250	0,033	73,81
0,1-0,2	400	200	0,006	76,69
0,071-0,1	430	240	0,011	75,12
Слабо электромагнитная, -0,1	400	220	0,020	76,18
Сильно электромагнитная, -0,1	470	260	0,009	75,67
Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 14,09 : 14,87$				
<i>Биотитовый порфиробластический мигматит (с. Обозовка)</i>				
Сильно электромагнитная, 0,071-0,1	620	260	0,003	76,768
Слабо электромагнитная, 0,071-0,1	590	120	0,008	76,578
Сильно электромагнитная, 0,1-0,2	490	200	0,008	77,488
Слабо электромагнитная, 0,1-0,2	310	160	0,012	76,791
Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 14,09 : 14,87$				

Изотопный состав свинца, %		Изотопные отношения		Возраст $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$, млн лет
207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
6	7	8	9	10
<i>Кварцевый порфир белозерской свиты</i>				
15,780	10,708	0,1459	4,1685	2885
16,056	10,457	0,1457	4,3086	2940
15,453	11,984	0,0937	2,6667	2880
15,399	11,907	0,1000	2,8414	2880
<i>Кварцевый порфир осипенковской свиты</i>				
14,641	8,921	0,2394	5,938	2650
14,773	8,949	0,2384	5,973	2670
14,668	9,870	0,3084	7,656	2655
14,675	9,831	0,2277	5,669	2660
<i>Гранодиорит Западного Приазовья</i>				
14,612	13,617	0,5136	13,964	2805
13,627	22,476	0,4237	11,444	2795
14,577	14,267	0,5406	14,679	2800
<i>Мигматит росинско-тикичского блока (с. Дзюнеков)</i>				
13,23	12,61	0,4615	11,054	2595
13,16	13,02	0,4178	9,9495	2585
13,35	9,96	0,4450	10,622	2590
13,29	10,47	0,4862	11,737	2610
13,33	10,47	0,4850	11,484	2575
13,16	11,17	0,4856	11,544	2580
<i>Биотитовый порфиробластический мигматит (с. Обозовка)</i>				
13,455	9,740	0,3739	9,0096	2600
13,350	10,063	0,1807	4,3113	2590
13,580	8,923	0,3670	8,8022	2600
13,717	9,480	0,4595	11,195	2620

6651



Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5
Эндербитовые гнейсы Среднего Побужья				
Серый, +0,14	354	226	0,030	76,383
Серый, -0,14	315	216	0,153	72,060
Коричневый, +0,14	508	271	0,012	77,662
Коричневый, -0,14	961	511	0,004	79,838
Розовый, +0,14	178	108	0,027	74,964
Розовый, -0,14	168	99	0,011	75,457
Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 12,93 : 14,34$				

шихся в результате переработки преимущественно древних эффузивов, — одна из самых характерных черт литолого-петрографического состава разреза росинско-тикичской серии. В эволюции древнего магматизма намечается тенденция к увеличению роли кислых эффузивов от низов разреза к ее верхам. Породы росинско-тикичской серии подвергаются сильной гранитизации по меньшей мере в два этапа, связанных с образованием пород звенигородского и кировоградско-житомирского комплексов.

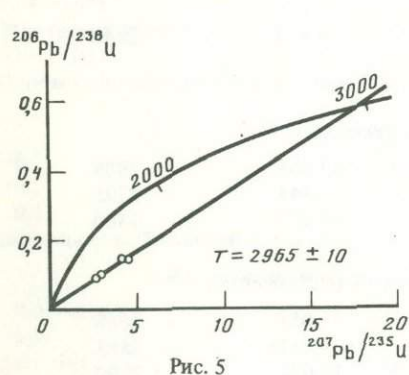


Рис. 5

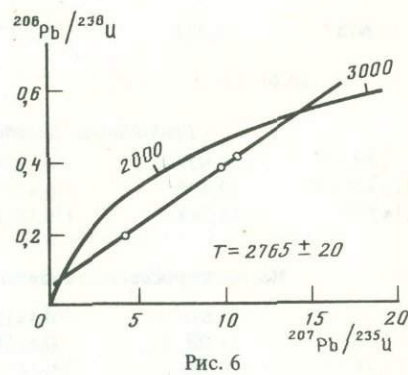


Рис. 6

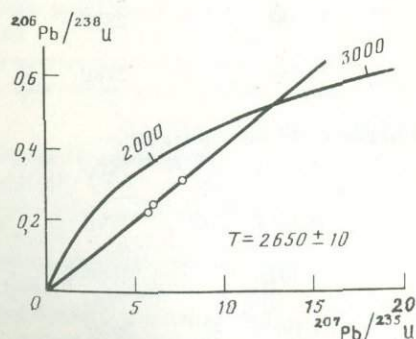


Рис. 7

Рис. 5. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из кварцевых порфиров белозерской свиты конско-верховцевской серии

Рис. 6. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из калищатовых "щербаковских" гранитов

Рис. 7. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из кварцевых порфиров осипенковской свиты Западного Приазовья

6	7	8	9	10
Эндербитовые гнейсы Среднего Побужья				
17,450	6,137	0,5637	17,408	3010
17,763	10,020	0,5584	17,104	2995
17,264	5,066	0,4804	14,608	2985
17,144	3,014	0,4930	14,556	2940
16,661	8,348	0,5260	15,819	2970
16,525	8,006	0,5157	15,452	2960

Наиболее интенсивно проявились процессы гранитизации, приведшие к образованию последнего. Остается открытым вопрос о нижней возрастной границе росинско-тикичской серии. Что же касается верхней геохронологической границы, то она в настоящее время отчетливо намечается по реперным изотопным датам, определенным по аутигенным цирконам, выделенным из порфиробластических аплито-пегматоидных гранитов звенигородского комплекса (рис. 11, 12; см. табл. 2). Эта дата определяется в $2600 \pm$

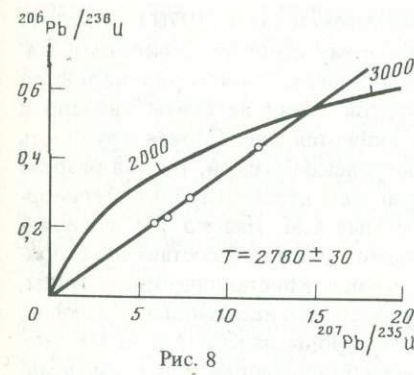


Рис. 8

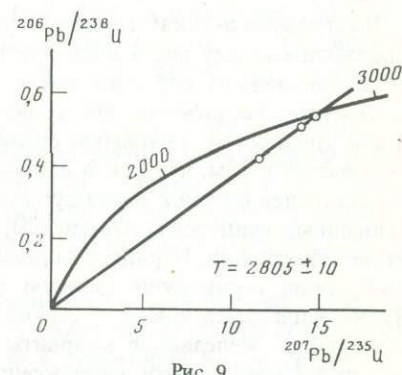


Рис. 9

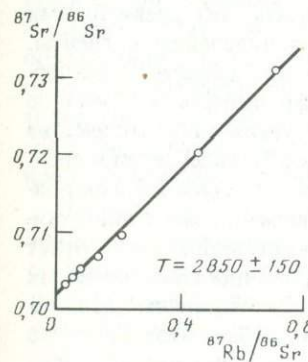


Рис. 10

Рис. 8. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из плагиогранитов Западного Приазовья

Рис. 9. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из гранитоидов Западного Приазовья

Рис. 10. Рубидий-стронциевая изохрона для плагиомигматитов Западного Приазовья

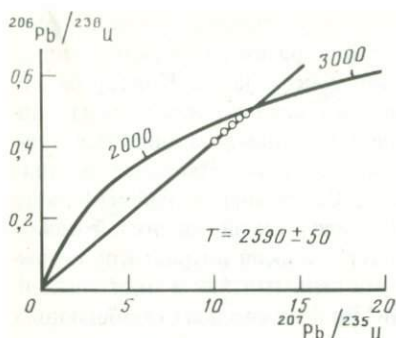
Таблица 3. Результаты рубидий-стронциевого изотопного исследования плагиомигматитов

Место отбора	Номер пробы	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения	
		^{87}Rb	^{86}Sr	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$
с. Шевченко, р. Обиточная	1202	3,11	65,94	0,7039±0,0007	0,047
Там же	1203	4,74	62,60	0,7051±0,0004	0,075
„	1190	13,00	28,53	0,7203±0,0004	0,450
с. Еленовка, р. Обиточная	1204	22,88	32,15	0,7312±0,0007	0,704
Там же	1205	8,28	39,93	0,7096±0,0004	0,205
„	1191	1,65	68,12	0,7033±0,0005	0,024
„	1192	7,54	56,67	0,7069±0,0007	0,131

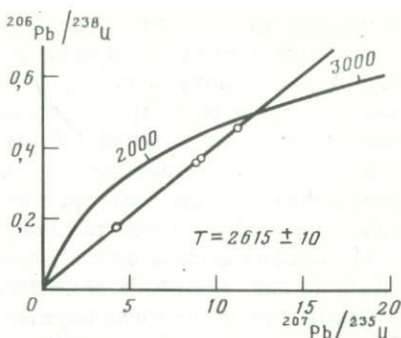
$y = (0,0413 \pm 0,0028)x + (0,7018 \pm 0,0008)$

±50 млн лет. Близкие значения возраста получены по амфиболам калий-аргоновым методом из гранодиоритов и плагиогранитов этого же комплекса.

Днестровско-бугская серия в стратиграфической схеме 1970 г. отнесена к нерасчлененному архей-нижнепротерозойскому стратиграфическому этажу. В уточненном варианте той же схемы породы этой серии являются архейскими. Расчленение днестровско-бугской серии на свиты связано с рядом трудностей. Главными среди них являются две. Первая трудность заключается в том, что как в составе днестровско-бугской, так и в разрезе вышележащей бугской серии существенную роль играют глубоко метаморфизованные глиноземистые гнейсы, относимые Е.М. Лазько [5] к кинцигитовой формации. Наряду с глиноземистыми гнейсами в составе днестровско-бугской серии существенную роль играют кристаллические сланцы, пироксен-плагиоклазовые, амфибол-пироксен-плагиоклазовые гнейсы, кальцифиры, железистые кварциты. Какие породы залегают в низах днестровско-бугской серии (пироксеновые кристаллосланцы или глиноземистые гнейсы), пока не решено. Мы склонны считать, что древнейшими являются пироксеновые и двупироксеновые кристаллосланцы и гнейсы. В пользу такого предположения можно привести два аргумента. Во-первых, в обобщенном разрезе пород Побужья, включая днестровско-бугскую и бугскую серии, наблюдается четкая тенденция к увеличению количества глиноземистых гнейсов от низов разреза днестровско-бугской серии к средней части разреза бугской серии. Во-вторых, данные свинцового изохронного, свинец- и уран-свинцового методов по валовым пробам глиноземистых гнейсов в пределах 3100–3300 млн лет указывают, видимо, на возраст области сноса более древних пород, давших материал для глиноземистых парагнейсов. Высокое содержание глинозема и низкие первичные отношения стронция в этом материале могут указывать на базальтовый состав исходного вещества, являющегося первоисточником для глиноземистых гнейсов. По мнению же Е.М. Лазько [5], глиноземистые гнейсы кинциги-



Р и с. 11. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из биотитового порфиробластического мигматита Росинско-Тикицкого блока (с. Дзюньков)



Р и с. 12. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из биотитового порфиробластического мигматита (с. Обзовка)

товой формации лежат в основании разреза метаморфической толщи Побужья. Думается, что для окончательного решения вопроса о древнейших породах в основании разреза днестровско-бугской серии необходимы дополнительные как геологические, так и радиологические исследования. Верхние возрастные границы днестровско-бугской серии характеризуются широким проявлением процессов эндербитизации. Изотопный возраст последних, по данным уран-свинцового изохронного метода, составляет 3020 млн лет (рис. 13; см. табл. 2).

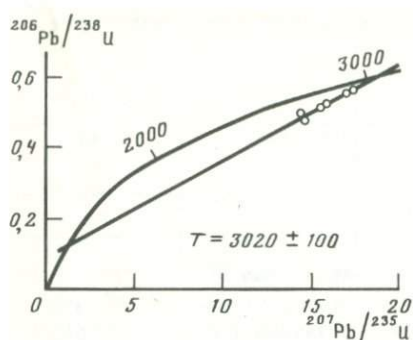
Таким образом, для метаморфических серий архейского возраста Украинского щита пока более или менее достоверно геологически и радиологически установлены верхние возрастные границы. Для выделения нижних стратиграфических границ необходимо еще провести большой объем комплексных геологических, петрологических и радиологических исследований.

Преобладающее площадное распространение во всех регионах развития докембрия Украинского щита получили нижнепротерозойские геологические образования. Нижний протерозой в докембрии Украинского щита представлен мощными толщами метаморфизованных осадочных пород, а метавулканы играют подчиненную роль. Этим нижнепротерозойские образования существенно отличаются от архейских. К нижнему протерозою относятся разнообразные и обильные гранитоиды, образующие ряд территориально разобценных комплексов: подольский, кировоградско-житомирский, приазовский. Основные и ультраосновные породы в этой возрастной группе развиты незначительно.

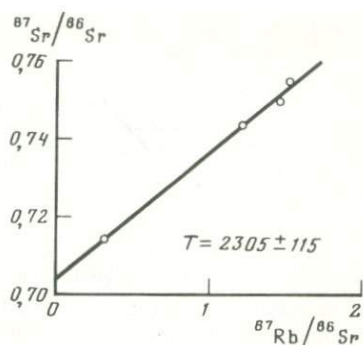
В отличие от архейских супракрустальных толщ разрезы нижнепротерозойских образований проявляют большую фациальную изменчивость по мере перехода от одной структурно-фациальной зоны к другой. С этой точки зрения территория щита отчетливо подразделяется на пять мегаблоков, разграниченных крупными глубинными разломами: Приазовским, Среднеприднепровским, Ингуло-Ингулецким, Днестровско-Бугским и Северо-Западным (см. рис. 1).

Стратотипом нижнепротерозойских супракрустальных образований Украинского щита является криворожская серия, развитая в Среднеприднепровском мегаблоке и непосредственно примыкающая к Криворожско-Кременчугскому разлому. Она прослеживается в северо-восточном направлении на расстоянии свыше 200 км, отличается большой мощностью, полнотой разреза и сравительно хорошей изученностью. Наиболее полные стратиграфические разрезы серии находятся в Саксаганском районе Криворожского бассейна и в центральной части Кременчугской магнитной аномалии (Галещинская синклираль). Нижнепротерозойский возраст криворожской серии доказывается как геологическими данными, так и многочисленными геохронологическими определениями. Во всех сводных обобщающих работах по стратиграфии СССР криворожская серия рассматривается в качестве одного из лучших и наиболее изученных стратотипов нижнепротерозойских образований европейской части СССР. В настоящее время в разрезе криворожской серии выделяются следующие свиты (снизу вверх): новокриворожская, скелеватская, саксаганская, гданцевская и глееватская. Первые три свиты ранее именовались нулевой, нижней и средней, а две последние — верхней свитой. Описания разреза криворожской серии приведены во многих публикациях, и здесь нет надобности останавливаться на деталях его характеристики. Следует только отметить, что в собственно криворожскую серию, содержащую главную массу высококачественных железных руд и железистых кварцитов, включены карбонатные породы, биотитовые, хлоритовые, графитосодержащие сланцы и метапесчаники. Представляется важным коснуться лишь возрастных соотношений новокриворожской свиты рассматриваемой серии с гранитоидами днепровского комплекса. В последней стратиграфической схеме днепровский комплекс гранитоидов расчленен на днепропетровский и сурско-токовский. Детальное изучение контактов новокриворожской свиты с залегающими ниже по разрезу гранитами днепровского комплекса убедительно показало, что новокриворожская свита, представленная в ряде пунктов в нижней части своего разреза кварцито-песчаниками, метагравелитами и различными парасланцами, залегает трансгрессивно на размытой поверхности архейского гранитоидного массива. Следует отметить, что местами на древних архейских гранитоидах под новокриворожской свитой сохранилась и древняя метаморфизованная кора выветривания мощностью до 20–30 м. Важным является и установление железистых кварцитов в гданцевской свите. Ранее, как известно, все проявления железистых кварцитов в Криворожском бассейне причислялись исключительно к саксаганской свите и рассматривались как характерный признак только этой свиты.

Вопрос о нижней границе криворожской серии однозначно пока не решен, но ясно, что она моложе 2700 ± 100 млн. лет, так как кластогенный акцессорный монацит и циркон этого возраста присутствуют в отложениях скелеватской свиты криворожской серии [10]. Что же касается верхней границы криворожской серии, то она в настоящее время определена надежно с геологических и радиологических позиций. Породы всех свит криворожской серии пересекаются щелочными метасоматитами, генетически связанными с гранитами кировоградско-житомирского комплекса. Радиологический возраст метасоматических образований надежно определен по реперным датировкам и составляет 1850 ± 100 млн. лет [4,9].



Р и с. 13. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из эндрбито-гнейсов Среднего Побужья



Р и с. 14. Рубидий-стронциевая изохрона для гранат-биотитовых гнейсов бугской серии

Парастратотипами нижнепротерозойских супракрустальных образований Украинского щита являются в Ингуло-Ингулецком мегаблоке – ингуло-ингулецкая, в Северо-Западном – тетеревская, в Днестровско-Бугском – бугская, в Приазовском – центральноприазовская серии. От криворожской серии они отличаются более высоким уровнем регионального метаморфизма, отвечающим, как правило, гранулитовой или амфиболитовой фациям.

Наиболее значительные отличия от Криворожского стратотипа устанавливаются в Днестровско-Бугском парастратотипе, характеризующем нижнепротерозойские супракрустальные образования западной части Украинского щита. В ходе изучения бугской серии в ее разрезе установлены три свиты (снизу вверх): кошаро-александровская, хошевато-завальевская и синицовская, существенно отличающиеся между собой вещественным составом пород.

Доводом для отнесения бугской серии к нижнему протерозою служат постоянные находки в терригенных породах ее окатанных цирконов, изотопный возраст которых датируется в 2800 млн. лет, т.е. совершенно аналогичных по возрасту кластогенным цирконам в скелетатской свите криворожской серии. Эти цирконы, очевидно, соответствуют тем архейским породам, которые размывались в нижнепротерозойское время, давая материал для накопления осадочных толщ бугской серии.

Литологический состав нижних свит бугской серии, в частности обилие в них белых кварцитов и высокоглиноземистых пород, служит известным указанием, что породы этих свит представляют собой в основном метаморфизованные продукты размыва древних кор выветривания, существовавших в архейском фундаменте в предбугское время.

Верхняя возрастная граница бугской (подольской) серии определяется образованием гранитоидов подольского комплекса, охарактеризованного многочисленными изотопными датами [7]. Данные рубидий-стронциевого изохронного метода показывают, что этап метаморфизма глиноземистых гнейсов предшествует процессам гранитизации (рис. 14; табл. 4). Эти геологические события происходят в течение весьма длительного периода

Таблица 4. Результаты рубидий-стронциевого изотопного исследования пород нижнего протерозоя

Место отбора	Номер пробы	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения	
		^{87}Rb	^{86}Sr	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$
1	2	3	4	5	6
<i>Гранат-биотитовые гнейсы бугской серии</i>					
с. Жежелев	35/72	21,87	69,22	0,7142±0,0006	0,312
с. Райки	2103	53,00	34,74	0,7559±0,0005	1,508
пос. Мирополь	2107а	34,59	23,40	0,7504±0,0004	1,461
пос. Грицев	1/70г	38,85	31,62	0,7438±0,0005	1,215
$y = (0,0333 \pm 0,0017) x + (0,7037 \pm 0,0012)$					
<i>Бердичевские граниты</i>					
с. Жежелев	1271	30,32	26,49	0,7432±0,0006	1,131
Там же	1272	26,78	26,75	0,7360±0,0002	0,990
"	1273	27,43	27,04	0,7385±0,0004	1,003
г. Винница	991в	12,45	34,10	0,7188±0,0005	0,361
(с. Сабаров)					
пос. Мирополь,	2107	14,32	25,18	0,7268±0,0006	0,562
р. Случь					
Там же	980/64	31,50	28,14	0,7420±0,0007	1,106
г. Чуднов	103/59	32,17	27,28	0,7441±0,0006	1,166
(с. Подолянцы)					
Там же	101/59	39,10	28,35	0,7485±0,0004	1,363
$y = (0,0295 \pm 0,0022) x + (0,7089 \pm 0,0013)$					
<i>Лейкократовые пегматоидные граниты</i>					
с. Соломерка	14/60	48,70	27,70	0,7578±0,0005	1,738
с. Кривошеин- цы,	15/60	46,17	40,21	0,7396±0,0006	1,135
р. Снивода					
с. Пиков,	16/60	31,21	28,54	0,7407±0,0003	1,081
р. Снивода					
р. Южный Буг, устье р. Пожар- ки	104/59	43,27	36,80	0,7408±0,0007	1,162
с. Крутнев	1245	58,28	6,72	0,9513±0,0042	8,573
Там же	1246	65,50	6,58	0,9873±0,0005	9,840
"	1248	52,19	5,61	0,9719±0,0010	9,196
"	1249	56,59	6,46	0,9636±0,0005	8,659
$y = (0,02870 \pm 0,00080) x + (0,7082 \pm 0,0020)$					
<i>Гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы тетеревской серии</i>					
с. Рудня, р. Тетерев	10/72	16,70	37,44	0,7153±0,0007	0,441
Там же	10/74	16,85	25,92	0,7210±0,0006	0,642
"	10/74в	10,09	37,40	0,7112±0,0003	0,267
"	10/74б	9,19	36,79	0,7097±0,0003	0,247

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6
<i>Гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы тетеревской серии</i>					
с. Рудня, р. Дубовик	11/72	14,70	31,19	0,7156±0,0004	0,466
Там же	11/72а	18,26	34,06	0,7190±0,0005	0,530
г. Житомир, карьер Вы- думский	30/72	46,00	14,36	0,7980±0,0004	3,166
г. Житомир, карьер	29/72	23,68	59,98	0,7159±0,0004	0,390
с. Крошня Там же	2101	70,00	41,48	0,7541±0,0003	1,669
$y = (0,03024 \pm 0,00091) x + (0,7026 \pm 0,0010)$					

Таблица 5. Результаты уран-свинцового изотопного исследования цирконов из аплит-пегматоидных гранитов и чарнокитов

Место отбора, номер пробы	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %	
	U	Pb	204	206
с. Тьвров, 117/79	388	167	0,030	78,25
р. Винница (с. Сабаров), 110/79	622	194	0,080	80,14
с. Перегоновка, р. Ятрань, 165/80	1450	392	0,037	83,14
с. Головчинцы, 125/79	1035	521	0,437	64,60

Примечание. Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 15,16 : 15,19$.

Место отбора, номер пробы	Изотопный состав свинца, %		Изотопные отношения		Возраст по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$, млн лет
	207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
с. Тьвров, 117/79	10,61	11,10	0,3890	6,9948	2105
р. Винница (с. Сабаров), 110/79	11,92	7,85	0,2861	5,3502	2170
с. Перегоновка, р. Ятрань, 165/80	11,43	5,39	0,2595	4,7090	2120
с. Головчинцы, 125/79	14,28	20,68	0,3387	6,1557	2120

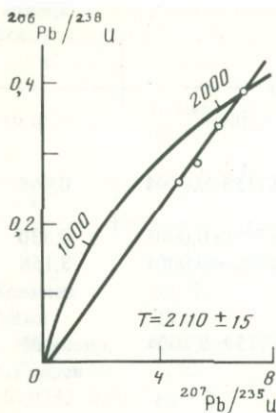


Рис. 15

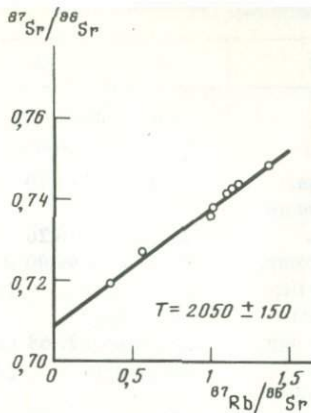


Рис. 16

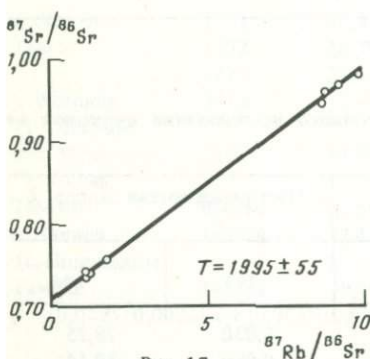


Рис. 17

Рис. 15. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из аплито-пегматоидных гранитов и чарнокитов подольского комплекса

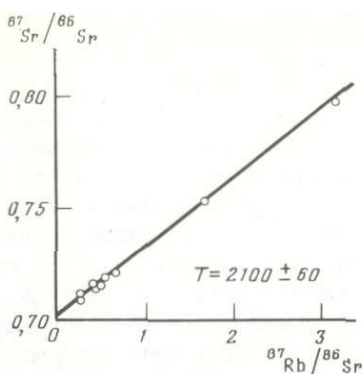
Рис. 16. Рубидий-стронциевая изохрона для бердичевских гранитов

Рис. 17. Рубидий-стронциевая изохрона для лейкократовых пегматоидных гранитов

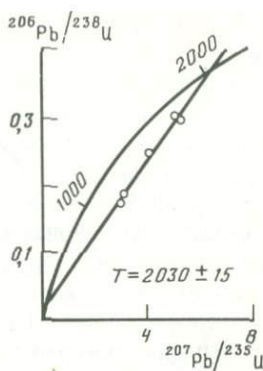
времени — от 2300 до 1900 млн лет. При этом метаморфизм и образование автохтонных гранитоидов (типа бердичевских) ограничивается этапом времени 2300–2100 млн лет, а внедрение аллохтонных гранитоидов (типа аплито-пегматоидных гранитов и ортоклазовых чарнокитов) происходит в более позднее время — 2100–1900 млн лет (рис. 15; табл. 5).

В бердичевских существенно олигоклазовых и аплито-пегматоидных преимущественно ортоклазовых гранитах рубидий-стронциевые системы около 2 млрд лет назад были одинаково гомогенизированы, о чем свидетельствуют данные рубидий-стронциевого изохронного метода (рис. 16, 17; см. табл. 4).

Тетеревская серия завершает разрез нижнепротерозойских супракрупстальных образований в западной части Украинского щита. Большая часть ее разреза складывается биотитовыми плагиогнейсами, нередко с отдельными зернами гранатов, силлиманита и чешуйками графита. В целом эти породы складывают виленскую и городскую свиты. Они ложатся несогласно на более древние породы: в одних случаях — на гранитоиды архейского звенигородского комплекса, в других — на гнейсы, относящиеся к тем или иным свитам бугской серии. Показательно, что в нижней части разреза виленской свиты в ряде пунктов установлены конгломераты или рассеянные среди



Р и с. 18. Рубидий-стронциевая изохрона для гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов тетеревской серии (среди житомирских гранитов)



Р и с. 19. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из порфиридных гранитов Новоград-Волынской зоны

плаггиогнейсов гальки и валуны различных гранитоидов и амфиболитов. Отличительной чертой кочеровской свиты тетеревской серии является наличие в ее составе мощной толщи карбонатных пород. Выше городской свиты располагается завершающая разрез тетеревской серии клесовская свита, более известная в северо-западных районах Украинского щита под названием осницкой или новоград-волынской. Всюду она представлена разрозненными фрагментами среди гранитоидов, и лишь обобщение всех имеющихся данных вырисовывает своеобразную осадочно-эффузивную формацию с преобладанием в ее разрезе эффузивных пород и наличием туфитов, метаалевролитов, биотитовых гнейсов и сланцев. Отнесение рассматриваемой свиты в ранее опубликованных схемах к среднему протерозою было основано на данных калий-аргонового метода по слюдам, давшим заниженные значения возраста. Имеющиеся сейчас датировки рубидий-стронциевого изохронного возраста составляют 2100 млн лет (рис. 18; см. табл. 4). Этот возраст пород клесовской свиты подтверждается и датировками цирконов, выделенных из порфиритов.

Каждой из рассмотренных серий супракрустальных пород западной части Украинского щита соответствует сопряженный с ней комплекс ультраметаморфических пород; бугской серии – подольский, тетеревской – кировоград-житомирский. По нашим представлениям, серия супракрустальных пород и соответствующий ей по времени метаморфизма гранитоидный комплекс характеризуют собой в совокупности тектономагматический цикл с его основными этапами развития: этапом прогибания подвижной зоны и накопления осадочных и эффузивных толщ и этапом инверсии, складчатости, развития гранитизации и образования ультраметаморфогенных гранитоидных пород.

Подольский гранитоидный комплекс представлен такими широко известными породами, как чарнокиты, гранат-кордиеритовые бердичевские граниты, гранат-гиперстеновые мигматиты (виннициты), собиты и т.п. Изотопный возраст пород этого комплекса по многочисленным опре-

делениям различных акцессорных минералов датируется в 2150 ± 100 млн лет [7].

Кировоградско-житомирский гранитоидный комплекс детально описан в литературе. Он пользуется в Украинском щите исключительно широким распространением не только в западных, но и в центральных районах, а также в Приазовье, где он именуется приазовским. К этому комплексу нами причислены и так называемые осницкие граниты, широко развитые в северо-западных районах щита и вскрытые во многих районах кристаллического фундамента территории Белоруссии. Многочисленные датировки возраста этих гранитов по биотиту и амфиболу укладываются в пределы узкого интервала 1900 ± 100 млн лет. Как известно, такой же возраст по многочисленным определениям свинцово-изотопным методом имеют и гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса, в том числе новоград-волынского, мухаревские (рис. 19; табл. 6) и другие разновидности. Таким образом, между осницкими, кировоградскими и житомирскими гранитами по возрасту нет различий, и отнесение ранее осницких гранитов к среднему протерозою явилось ошибочным, базировалось на явно заниженных геохронологических определениях, выполнявшихся почти исключительно по биотиту. Среди гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса выделено несколько фациальных разновидностей, в последнее время получены новые изотопные данные по плагиогранитам, гранодиоритам и калиевым гранитам Росинско-Тикицкого (рис. 20, 21, 22; табл. 7), Ингуло-Ингулецкого (рис. 23; см. табл. 6) и Приазовского (рис. 24; см. табл. 6) районов.

Итак, в западной части щита в нижнем протерозое проявились два сближенных тектоно-магматических цикла. Разграничивает их во времени сравнительно короткий интервал, измеряемый, судя по датам формирования подольского и кировоградско-житомирского комплексов, продолжительностью примерно в 250 млн лет. В остальных районах щита в нижнем протерозое устанавливается пока лишь один тектоно-магматический цикл, охватывающий время седиментации криворожской, ингуло-ингулецкой и центральноприазовской серий и образование в процессе общей инверсии гранитоидов кировоградско-житомирского и приазовского комплексов.

Весь вышеизложенный материал позволяет предполагать, что к концу нижнего протерозоя в результате интенсивных процессов гранитообразования завершилась консолидация подвижных зон Украинского щита, и вся территория превратилась в субплатформу. Этапы консолидации как архейских, так и протерозойских метаморфизованных эффузивно-осадочных пород синхронны по времени процессам гранитообразования. В хронологическом смысле эти процессы отвечают верхним возрастным границам серии метаморфических пород.

Консолидированные области архея и нижнего протерозоя в более позднее время активизировались. О времени активизации можно судить по возрасту интрузивных тел щелочных массивов (рис. 25; табл. 8) и зон перекристаллизации калий- и рубидийсодержащих минералов (рис. 26, 27; табл. 9).

Субплатформенная стадия развития Украинского щита отмечена накоплением на размытой поверхности нижнепротерозойского фундамента континентальных образований, среди которых установлены метапесчани-

Таблица 6. Результаты уран-свинцового изотопного исследования циркона из гранитов нижнего протерозоя

Место отбора, № пробы	Размер фракции циркона, мм	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца %				Изотопные отношения		Возраст по ^{207}Pb ^{206}Pb млн лет
		U	Pb	204	206	207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
<i>Калиевый гранит Приазовского района</i>										
5272	-0,071	348	150	0,203	64,376	10,774	24,647	0,3066	5,3026	2035
5272	+0,071	399	172	0,295	67,787	12,525	19,393	0,3168	5,5495	2060
5273	Не рассеян	316	82	0,131	72,219	10,748	16,902	0,2117	3,6391	2025
5273	-0,071	340	167	0,167	70,911	11,281	17,641	0,3901	6,8772	2070
<i>Порфиновые граниты Новоград-Волынской зоны</i>										
с. Бараша, 2174	Не рассеян	1120	301	0,030	80,37	9,97	9,63	0,2496	4,0964	1940
г. Новоград-Вольнск, 2182	То же	1210	263	0,120	71,80	10,21	17,87	0,1766	2,9192	1955
с. Мухарев, 2180	Не рассеян	181	71	0,014	66,91	8,23	24,84	0,3037	5,0335	1960
Там же	0,1-0,2	174	72	0,270	66,08	12,04	21,60	0,2977	5,2577	2065
"	+0,071	201	48	0,210	70,98	11,29	17,51	0,1880	3,0975	1950
<i>Граниты кировоградско-житомирского комплекса Ингуло-Ингулецкого района</i>										
с. Спасово, 5111		1270	406	0,010	79,58	10,23	10,18	0,2950	5,1616	2055
с. Чечелевка, 5112		1700	711	0,013	64,20	8,16	27,62	0,3106	5,3275	2020
Там же, 5114		3780	720	0,080	73,41	9,80	16,71	0,1597	2,6184	1940
Там же, 5115		1480	538	0,027	81,34	10,34	8,29	0,3418	5,8237	2000

Примечание. Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 15,16 : 15,19$.

Таблица 7. Результаты уран-свинцового изотопного исследования циркона из гранитоидов Росинского-Тикичского блока

Характеристика, размер фракции циркона, мм	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %				Изотопные отношения		Возраст по ^{207}Pb , ^{206}Pb , млн лет
	U	Pb	204	206	207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
<i>Кварцевый диорит</i>									
0,1–0,2	110	90	0,130	59,034	9,662	31,174	0,5414	10,056	2160
0,071–0,1	110	98	0,108	43,660	7,201	49,031	0,4334	7,9077	2130
Сильно электромагнитная, –0,071	160	50	0,107	76,30	11,36	12,24	0,2711	4,8720	2105
Слабо электромагнитная, –0,071	120	50	0,103	75,09	11,47	13,34	0,3559	6,6099	2160
<i>Гранодиорит</i>									
0,071–0,1	150	40	0,145	67,26	10,65	21,94	0,2014	3,6048	2100
–0,071	170	80	0,230	69,56	12,00	18,21	0,3609	6,4036	2080
0,1–0,2	140	60	0,214	60,229	10,422	29,135	0,2832	4,9147	2040
<i>Порфировидный гранит кировоградско-житомирского комплекса</i>									
Слабо электромагнитная, 0,071–0,1	120	51	0,168	68,06	11,04	20,72	0,3232	5,7738	2090
Слабо электромагнитная, –0,071	210	70	0,045	76,28	10,27	13,44	0,2928	5,1194	2060
Сильно электромагнитная, –0,071	330	130	0,011	78,44	9,99	11,59	0,3583	6,1994	2040
Вытяжка при обработке HF	230	30	0,096	70,77	10,36	18,76	0,1050	1,8584	2075
Остаток после обработки HF	134	64	0,150	70,64	10,93	18,43	0,3790	6,6134	2050

Примечание. Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 15,16 : 15,19$.

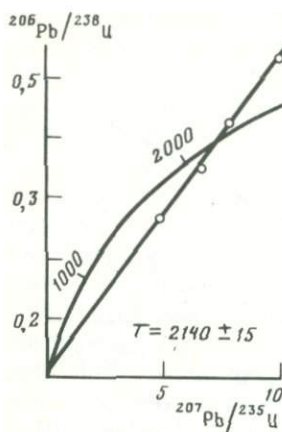


Рис. 20

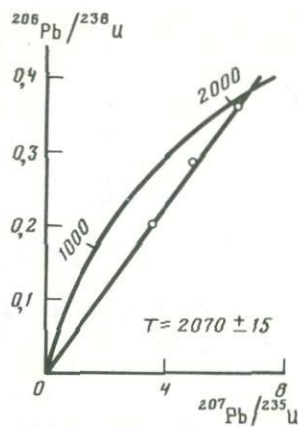


Рис. 21

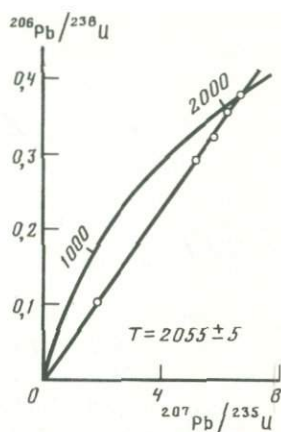


Рис. 22

Рис. 20. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из кварцевого диорита Росинско-Тикичского блока

Рис. 21. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из гранодиоритов Росинско-Тикичского блока

Рис. 22. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из корундовых порфировидных гранитов Росинско-Тикичского блока

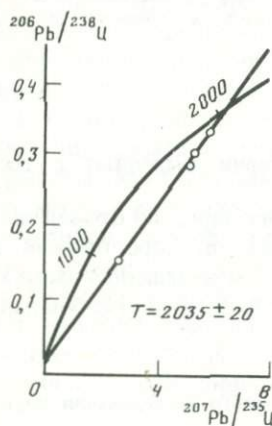


Рис. 23. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из гранитов Ингуло-Ингулецкого района

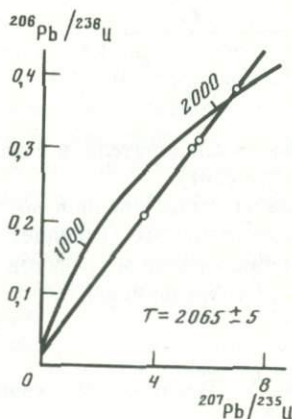


Рис. 24. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из калиевых гранитов Приазовского района

ки, кварциты, метаконгломераты, филлитовидные и хлоритовые сланцы, покровы кварцевых порфиров, диабазов, андезитовых и диабазовых порфиров. Породы дислоцированы и нередко залегают под углами 30–50°, развиты преимущественно в северо-западной части щита, где образуют хорошо очерченную серию, получившую название пугачевской и разделяющуюся на две свиты (снизу вверх): белокоровичскую и озерянскую.

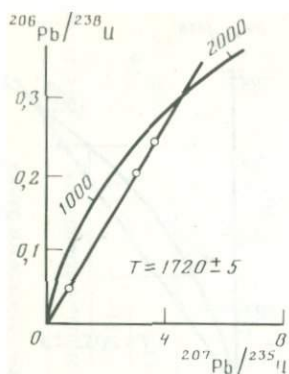


Рис. 25

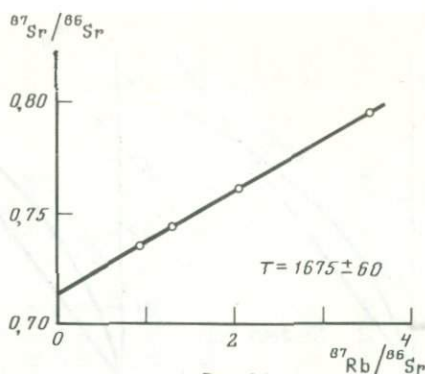


Рис. 26

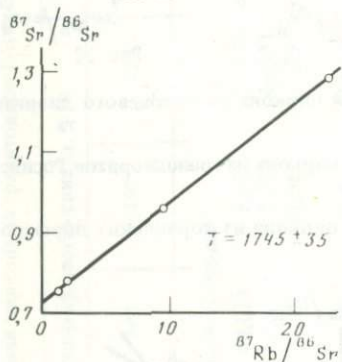


Рис. 27

Рис. 25. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из сциентов Сушано-Пержанской зоны

Рис. 26. Рубидий-стронциевая изохрона для биотитовых гнейсов тетеревской серии среди серых порфирированных гранитов

Рис. 27. Рубидий-стронциевая изохрона для мусковит-биотитовых сланцев Западного Приазовья

Некоторые исследователи в составе этой серии выделяют и третью — пугачевскую свиту.

Установлен более древний возраст всех этих пород по отношению к гранитам коростенского комплекса. Многофазный Коростенский плутон габбро, лабрадоритов и гранитов рапакиви в северо-западной части Украинского щита имеет площадь около 5000 км² и представляет собой лакколлит,

Таблица 8. Результаты уран-свинцового изотопного исследования цирконов из сциентов

Размер фракции циркона, мм	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %	
	U	Pb	204	206
-0,1	841	57	0,090	65,09
+0,2	915	240	0,024	68,13
+0,5	840	262	0,017	68,85

Примечание. Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 15,66 : 15,30$.

внедрившийся в зону контакта пугачевской серии с нижележащими толщами нижнепротерозойских пород. Изотопный возраст гранитоидов Коростенского плутона по многочисленным определениям калий-аргонового и свинцово-изотопного методов составляет 1700 млн лет. Кроме Коростенского плутона в центральной части Украинского щита установлен аналогичный ему, но несколько меньшего размера Корсунь-Новомиргородский плутон. В его составе преобладающую роль играют также габброидные породы и граниты рапакиви. Первые определения возраста габброидов свинцово-изотопным методом показали, что они близки по времени образования с гранитами рапакиви.

К протерозою относятся также восточно-приазовский граносиенитовый комплекс, формировавшийся в условиях молодой платформы и представленный несколькими сравнительно крупными массивами — Южно-Кальчикским, Кальмиус-Еланчикским, Октябрьским и рядом мелких тел.

По данным Н.А. Елисеева и др. [3], при сопоставлении результатов определения изотопного возраста с геологическими данными отчетливо выделяются три группы таких пород: сиениты и субщелочные граниты (1800—1950 млн лет), щелочные сиениты, сиенит-пегматиты и контактово-реакционные образования этих пород (1740—1850 млн лет), нефелиновые сиениты, мариуполиты, фениты, натриевые метасоматиты трещинных зон, альбитизированные граниты и мигматиты (1450—1600 млн лет). Первые этапы формирования восточно-приазовского граносиенитового комплекса синхронны с гранитами кировоградско-житомирского комплекса.

С внедрением Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов габбролабрадоритов и гранитов рапакиви, с завершением формирования восточно-приазовского граносиенитового комплекса территория Украинского щита превратилась в жесткую консолидированную платформу. В верхнем протерозое на этой территории происходило лишь накопление платформенных континентальных образований. Реликты древнего платформенного чехла, ранее, видимо, пользовавшегося широким распространением, сохранились в настоящее время лишь в северо-западной части щита — в Полесье. Они представлены овручской серией. В современных границах породы этой серии выполняют тектоническую депрессию, протягивающуюся в широтном направлении на расстояние более 100 км. Подстилают овручскую серию в этой депрессии либо граниты коростенского комплекса, несущие доовручскую кору выветривания, либо местами гнейсы, предполо-

Изотопный состав свинца, %		Изотопные отношения		Возраст по ^{207}Pb $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$, млн лет
207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
8,33	26,48	0,0501	0,7539	1785
7,52	24,32	0,2062	3,0013	1725
7,49	23,84	0,2475	3,6075	1730

Таблица 9. Результаты рубидий-стронциевого изотопного исследования биотитовых гнейсов и сланцев тетеревской серии

Место отбора	Номер пробы	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения	
		^{87}Rb	^{86}Sr	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$
<i>Биотитовые гнейсы тетеревской серии</i>					
г. Коростышев	26/72	54,10	41,07	$0,7446 \pm 0,0003$	1,302
Там же	28/72	80,29	39,01	$0,7621 \pm 0,0005$	2,034
"	26/73	68,86	19,29	$0,7977 \pm 0,0004$	3,539
"	28/73	34,75	35,91	$0,7356 \pm 0,0003$	0,957
$y = (0,02404 \pm 0,00097)x + (0,7130 \pm 0,0015)$					
<i>Мусковит-биотитовые сланцы</i>					
с. Успенвка, р. Буртия	1173	10,91	8,79	$0,7517 \pm 0,0006$	1,227
Там же	1174	22,71	2,38	$0,9594 \pm 0,0006$	9,432
"	1175	18,74	10,21	$0,7710 \pm 0,0004$	1,814
"	1176	25,67	1,12	$1,2921 \pm 0,0010$	22,66
$y = (0,02511 \pm 0,00050)x + (0,7230 \pm 0,0015)$					

жительно относящиеся к тетеревской серии. Залегание пород овручской серии пологое, углы падения не превышают 10° . В разрезе овручской серии выделены две свиты. Нижняя, збраньковская свита, сложена диабазами, кварцевыми порфирами, трахиандезитами, чередующимися с туфогенными песчаниками и конгломератами, залегающими обычно в нижней части разреза. Верхняя толкачевская свита представлена в основном розовыми кварцитами, содержащими подчиненные прослои пиррофилитовых сланцев. Изотопный возраст пород этих свит датируется свинцово-изотопным и калий-аргоновым методами в 1200–1500 млн лет [3].

В кристаллическом фундаменте в это время интенсивно проявились зоны активизации с широким развитием различных метасоматитов, характеризующихся нередко редкометальной минерализацией. К их числу относятся, в частности, Пержанская зона в северо-западной части Украинского щита близ границ с Белоруссией. Метасоматическому изменению в этой зоне подверглись преимущественно нижнепротерозойские породы. По определениям, выполненным по цирконам, время проявления метасоматических процессов датируется около 1200–1600 млн лет [9].

К этому интервалу времени относятся и метасоматически измененные граниты Каменных Моги, сел Екатериновки, Стародубово, Новая Янисоль в центральном и восточном Приазовье, характеризующиеся своеобразной редкоземельной и редкометальной минерализацией. Эти граниты образуют дискордантные тела среди пород центральноприазовской серии и являются более молодыми по сравнению с дайками кварцевых порфиров, диабазов и диабазовых порфиритов, секущих, в свою очередь, сиениты, граносиениты и другие интрузивные породы восточно-приазовского граносиенитового комплекса.

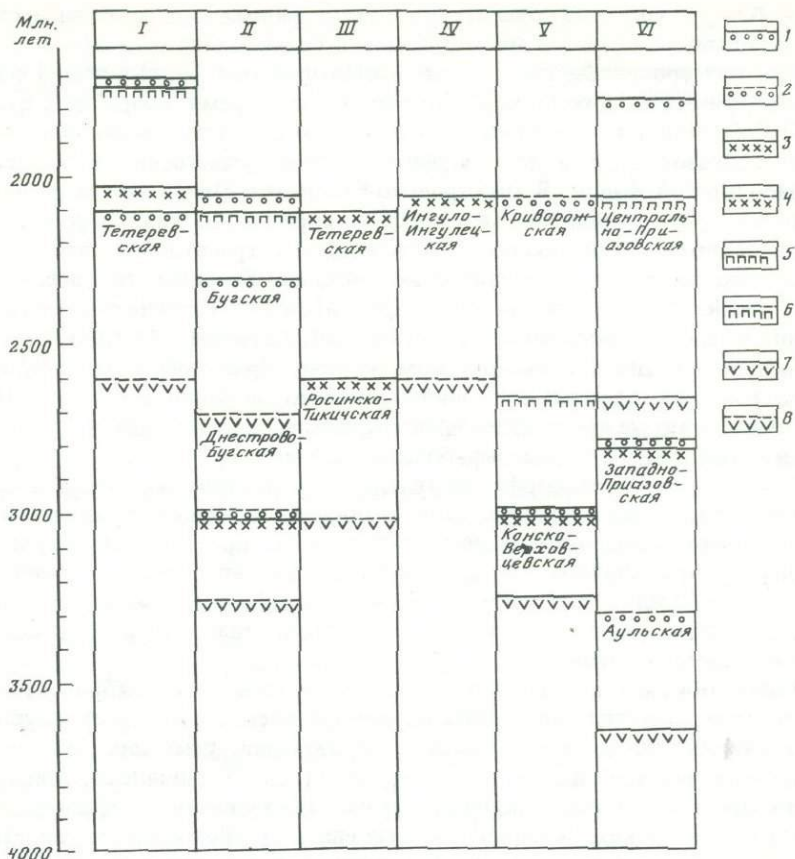


Рис. 28. Геохронологическая корреляция процессов метаморфизма, гранитизации и палеовулканизма крупных стратиграфических подразделений тектонических блоков Украинского щита

Блоки: I – Северо-Западный, II – Днестрово-Бугский, III – Росинско-Тикичский, IV – Ингуло-Ингулецкий, V – Среднеприднепровский, VI – Приазовский; время метаморфизма: 1 – установленное, 2 – предполагаемое; время гранитообразования синорогенное: 3 – установленное, 4 – предполагаемое; время гранитообразования посторогенное: 5 – установленное, 6 – предполагаемое; время палеовулканизма: 7 – установленное, 8 – предполагаемое

Нельзя не отметить, что многие выделенные на Украинском щите серии супракраustальных пород и комплексы ультраметагенных гранитоидных пород имеют четкие аналоги в близрасположенных кристаллических массивах – Воронежском и Белорусском, что явно свидетельствует об общности геологического развития этих трех регионов в раннем докембрии.

Подводя итог геохронологическим исследованиям по докембрию Украинского щита, рассмотрим корреляционную схему процессов метаморфизма, гранитообразования и палеовулканизма крупных стратиграфических подразделений отдельных блоков или зон (рис. 28). В представленной схеме отражено время проявления указанных событий, надежно датированных изохронными уран-свинцовым и рубидий-стронциевым мето-

дами. Как это видно из приведенных в схеме данных, синхронность процессов гранитообразования и метаморфизма в большинстве регионов Украинского щита проявилась лишь в заключительный этап формирования серии метаморфических пород в нижнепротерозойское время. Возрастной рубеж 2050 ± 100 млн лет знаменуется интенсивным проявлением синорогенным гранитообразованием и метаморфизмом преимущественно в условиях амфиболитовой фации. В Днестровско-Бугском и Приазовском регионах в это же время проявились метаморфизм пород в условиях гранулитовой фации и интенсивные процессы посторогенного гранитообразования. Для верхнеархейского этапа геологической истории Украинского щита отчетливо устанавливается синхронность формирования гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных комплексов. Возрастной рубеж 3000 ± 100 млн лет знаменуется в Днестровско-Бугском регионе образованием эндревитов и процессов метаморфизма в условиях гранулитовой фации, а в среднем Приднепровье в это же время интенсивно выражены процессы гранитообразования и метаморфизма пород амфиболитовой фации.

В составе серии метаморфических пород верхнеархейского этапа по сравнению с нижнепротерозойским существенную роль играют метавулканыты.

Первичнокоровые образования нижнего архея представлены преимущественно ультрабазит-базит-тоналитовой ассоциацией. Время образования тоналита 3640 млн лет. В целом разрез нижнеархейских образований отвечает базитовому составу, что отличает их от древнейших пород Гренландского и Канадского щитов.

Таким образом, геохронологические исследования докембрия Украинского щита позволили воссоздать временную последовательность глубоко-метаморфизованных докембрийских образований, имеющих длительную геологическую историю начиная с 3,7 млрд лет. Установление асинхронности процессов палеовулканизма, гранитообразования и метаморфизма в отдельных блоках Украинского щита еще в архейское время свидетельствует о том, что особенности формирования отдельных тектонических блоков заложены на самых ранних этапах образования первичной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Горошкив Б.И.* О происхождении первичного материала высокоглиноземистых парапород докембрия Украины // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1973. № 7. С. 588–591.
2. *Додатко А.Д.* Коры выветривания Украинского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Киев, 1976. 41 с.
3. *Елисеев И.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П.* Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.: Наука, 1965. 204 с.
4. Каталог изотопных дат пород Украинского щита // Отв. ред. Н.П. Щербак. Киев: Наук. думка, 1978. 223 с.
5. *Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов Л.А., Яценко Г.* Нижний докембрий западной части Украинского щита. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1975. 235 с.
6. *Семененко Н.П., Щербак Н.П., Бартицкий Е.Н.* и др. Геохронологическое обобщение нижней возрастной границы криворожской серии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 11. С. 18–30.
7. *Щербак Н.П.* Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1975. 271 с.
8. *Щербак Н.П., Бартицкий Е.Н., Бибикова Е.В., Бойко В.Л.* Эволюция континентальной коры Украинского щита в раннем докембрии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 73–83.

9. Шербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Луговая И.П. Изотопная геология Украины. Киев: Наук. думка, 1981. 246 с.

10. Шербак Н.П., Половко Н.И., Левковская Н.Ю. Изотопный возраст акцессорных минералов нижней свиты криворожской серии // Геол. журн. 1969. № 29, вып. 3. С. 23–33.

УДК 550.93

Н.П. ШЕРБАК, Е.Н. БАРТНИЦКИЙ, Е.В. БИБИКОВА,
В.Л. БОЙКО, Н.Ю. ЛЕВКОВСКАЯ, Р.И. СИРОШТАН

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДРЕВНЕЙШИХ ПОРОД УКРАИНСКОГО ЩИТА

Обнаружение и подтверждение изотопно-геохронологическими методами областей развития древнейших пород представляет большой научный интерес для познания ранней истории нашей планеты.

В статье обобщены результаты геолого-геохронологического изучения существующих в пределах Украинского щита древнейших образований Евразийского континента, отнесенных к так называемому новопавловскому комплексу.

Новопавловский район развития древнейших пород Украинского щита обнаружен при проведении глубинного геологического картирования центральной части Орехово-Павлоградской субмеридиональной складчатой структуры, разделяющей Среднеприднепровский и Приазовский блоки кристаллических пород. На севере эта структура уходит под толщину осадочных образований Днепровско-Донецкой впадины, на юге постепенно погружается под мезо-кайнозойский покров Приднепровской впадины.

Докембрийские породы, слагающие Орехово-Павлоградскую структурную зону, имеют субмеридиональное простирание и почти везде восточное падение. В центральной и северной частях зоны встречаются тектонические нарушения поперечных и диагональных направлений по отношению к простиранию основной структуры. Зона ограничена западным Орехово-Павлоградским и восточным Азово-Павлоградским раннеархейскими глубинными разломами, которые, по геофизическим данным, пересекают земную кору и уходят в верхнюю мантию. Вдоль них локализованы гравитационные минимумы и две сближенные гравитационные аномалии. По данным В.Б. Соллогуба [13], здесь отмечен диапировый выступ астеносферы, что, видимо, связано с глубинным формированием зоны.

Разные исследователи по-разному трактовали стратиграфический разрез Орехово-Павлоградской структуры. Одни из них видели в ней аналог Криворожско-Кременчугского пояса и относили ее к протерозою, другие выделяли в ней архейские и протерозойские образования. В стратиграфической корреляционной схеме Украинского щита, принятой УРМСК в 1978 г., она отнесена к Приазовской части щита, и здесь выделяются две серии. В низах разреза залегает нерасчлененная архейская западно-приазовская серия, представленная гнейсами и кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами амфибол-магнетитовыми и пироксен-магнетитовыми общей мощностью более 800 м. Выше располагается нижнепро-

герозойская центральноприазовская серия, состоящая из трех свит. Общая мощность пород этой серии 6–9 км.

Обе серии метаморфических пород в значительной степени подверглись гранитизации и ультраметаморфизму. Западноприазовская серия мощно гранитизирована плагиогранитами днепровского типа (шевченковский комплекс) с образованием различных мигматитов. Затем обе серии, продукты ультраметаморфизма и гранитизации были вторично гранитизированы гранитами приазовского комплекса.

По данным ранее проведенных геолого-геохронологических исследований осадочно-вулканогенные образования Орехово-Павлоградской зоны имеют изотопный возраст по монациту, циркону, роговой обманке и слюдам 2000–2300 млн лет.

Образования новопавловского комплекса, представленные преимущественно ультрабазит-, базит-тоналитовой ассоциацией пород, имеют вытянутые линейные или изогнутые формы и самые разные размеры. Мощность тел колеблется от первых метров до 1,5–2,0 км, протяженность от десятков и первых сотен метров до 10–11 км. По геофизическим данным и результатам бурения падение пород обычно крутое до вертикального, направление падения на восток, реже на запад под углом 65–85° в общем согласно с падением пород верхнеархейского комплекса. Геофизические данные свидетельствуют о том, что крупные тела новопавловского комплекса прослеживаются на глубину 7–10 км.

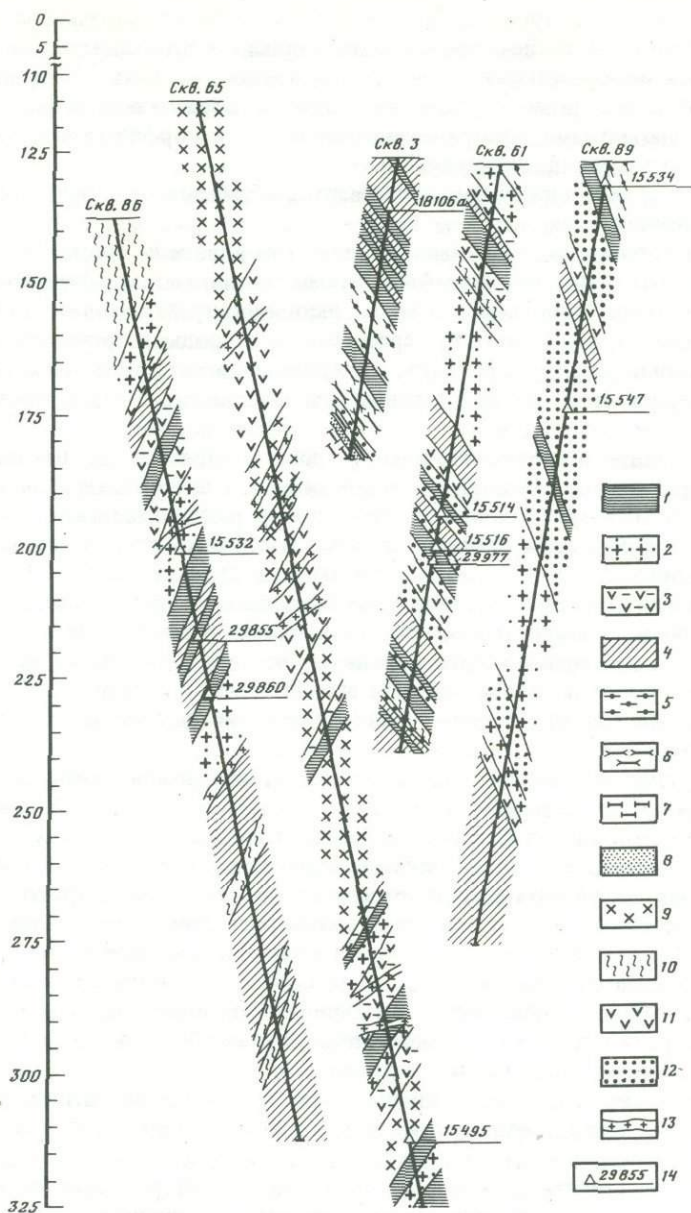
Вмещающими породами для образований новопавловского комплекса являются гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманитовые, пироксеновые, амфиболовые и другие породы западно-приазовской серии, граниты и мигматиты шевченковского комплекса.

Геолого-геохронологическими работами была охвачена южная половина Новопавловского участка (рис. 1, вкл.). Изучался керновый материал, полученный в 1978–1979 гг. во время производства геолого-съемочных работ, а также керн скважин, пробуренных в 1983 г. по предложению ИГФМ АН УССР и Мингео УССР специально для изучения древнейших образований Украинского щита.

Геологическое строение Новопавловского участка очень сложное. Комплекс слагающих его древнейших ультраосновных, основных, средних и кислых магматических пород, образовавших в прошлом единую структуру, разбит на ряд тектонических чешуй, перемежающихся с более молодыми образованиями верхнего архея. Внутреннее строение тектонических чешуй, образующих новопавловский комплекс, обусловлено разнообразием пород, неоднократно повторяющимися процессами гранитизации, ультраметаморфизма, метаморфизма и метасоматоза, а также тем, что район находился в зоне повышенной тектонической активности, связанной с глубинным Орехово-Павлоградским разломом.

Ниже приводится разрез пяти скважин, из которых были взяты пробы для геохронологического изучения, что поможет проследить закономерный парагенезис пород новопавловского комплекса (рис. 2).

Полиметаморфические породы новопавловского комплекса весьма разнообразны. Пироксениты, перидотиты, горнблендиты и их измененные разновидности составляют в нем около 5, серпентиниты – 3, амфиболиты, габброамфиболиты, габбро, основные кристаллические сланцы – 25, же-



Р и с. 2. Геологические колонки скважин Новопавловского района

Новопавловский комплекс. 1–8 – нижний архей: 1 – пироксениты, перидотиты, 2 – плагиограниты тоналит-грандземитового ряда, 3 – амфиболиты и кристаллосланцы с гранатом и пироксеном, 4 – эндербиты, 5 – плагиогнейсы гранат-биотит-пироксеновые и гранат-биотитовые, 6–8 – плагиогнейсы (6 – биотит-пироксеновые, 7 – гранат-пироксеновые, 8 – гранат-графитовые); 9–13 – верхний архей: 9 – плагиограниты шевицкого комплекса, 10 – серпентиниты, 11 – габбро-амфиболиты, амфиболиты, габбро-пироксениты, 12 – плагиоклазиты иногда с гранатом, пироксеном, кварцем, 13 – аплиты микроклиновые и плагиоклазовые; 14 – номера геохронологических проб

лезистые породы и кристаллические сланцы — 6, плагиограниты — 15, плагиоклазиты — 4, гнейсы, мигматиты и полимигматиты, эндрбиты — 42% (мигматиты и полимигматиты — 25–35, гнейсы — 5–10, эндрбиты — 5–10%). Перечисленные породы по условиям образования в результате процессов магматизма, ультраметаморфизма, метаморфизма и метасоматоза условно разделены на три группы.

В *первую группу* включены ультрабазиты, метабазиты и породы тоналит-трондъемитового ряда.

Ультраосновные и основные породы представлены пироксенитами, реже перидотитами, габброамфиболитами и их метаморфизованными аналогами (серпентин-тремолитовые, актинолит-тремолитовые кристаллические сланцы, флогопиты). Перечисленные породы встречаются как в виде выклинивающихся прослоев, измеряемых первыми метрами, так и в виде выдержанных по простиранию тел мощностью 5–35 м протяженностью до 1 км.

Плагиограниты и мигматиты тоналит-трондъемитового ряда находятся в тесном парагенезисе с ультра- и метабазитами. Они представлены амфиболовой, биотит-амфиболовой и биотитовой разновидностями нередко с гранатом, пироксеном и силлиманитом. Эти породы чаще всего разгнейсованные, образующие тела мощностью от 1 до 25, изредка 30–50 м. Контактуют они с различными породами новопавловского комплекса. В контактах с пироксенитами и амфиболитами иногда развиты плагиоклазиты, реже отмечаются гранитизация или перекристаллизация. Часто контакты затушеваны более поздними жилами аплита плагиоклазового или микроклин-плагиоклазового. С более молодыми гранитоидами контакты расплывчатые.

Вторая группа представлена эндрбитами, плагиоклазитами, железистыми породами магнетит-пироксен-гранат-кварцевого состава, высокоглиноземистыми гнейсами и пироксеновыми гнейсами. Они представляют собой светло-серые с зеленым оттенком среднезернитые породы массивной, нередко неяснополосчатой или гнейсовидной текстуры. Образуются по древним метабазитам и, возможно, плагиогранитами, образуя тела мощностью от 1 до 10 м, реже — 20–30 м. Контакты с вмещающими породами большей частью расплывчатые, реже редкие или тектонические. В зоне контактов обычно уменьшается величина зерен вмещающих пород. Эндрбиты нередко содержат останцы мета- и ультрабазитов; незначительно микроклинизированные и катаклазированные.

Третью группу составляют кислые породы — полимигматиты, микроклинитовые и микроклин-плагиоклазовые аплиты, а также различные графитовые, биотитовые и амфиболовые гнейсы и метагаббро.

Отсутствие естественных обнажений не позволяет рассмотреть особенности складчатой структуры новопавловского комплекса и связь ее с последовательностью метаморфических процессов. Можно лишь отметить, что в керне скважин наблюдается складчатость сложной конфигурации, в породах — проявление бластеза и милонитизации. Все это вместе свидетельствует о неоднородной деформации разных направлений тектонических напряжений.

Общей чертой образований новопавловского комплекса является наличие гиперстеновых парагенезисов в основных кристаллических сланцах и

кислых (эндербитах) разновидностях пород, представляющих собой гранулитовую фацию метаморфизма продуктов базит-гранитоидного магматизма. Наряду с этим большим распространением в нем пользуются биотит- и амфиболсодержащие ассоциации, реакционно возникающие при повторном метаморфизме в условиях амфиболитовой фации.

Ранний гранулитовый метаморфизм подтверждается отчетливо выраженным замещением высокотемпературных минералов относительно низкотемпературными минералами (роговой обманкой, биотитом), более характерными для амфиболитовой фации, сменой гранобластовой структуры на гломеро- и пойкилобластовую структуры и появлением бластомиллонитов.

Существенным доказательством смены Р-Т параметров метаморфизма являлись данные по изменению состава граната и биотита по результатам микросондового анализа. В частности, весьма часто центральная часть зерен граната более магнезиальная, чем внешняя зона. Не менее информативным явилось наличие в одной породе двух генераций биотита, отличающихся по титанистости, когда одна из них характеризуется содержанием TiO_2 5–6, а вторая 1–2%.

Неравномерность изучения состава породообразующих минералов в породах гранулитовой и амфиболитовой фации не позволяет дать достаточно полную характеристику особенностей их состава в этих фациях. Поэтому ниже приводится краткое описание тех пород фаций метаморфизма, в которых зондовым анализом получены представительные результаты.

Выделяемые метаморфические фации как этапы формирования новопавловского комплекса находятся в полном соответствии с данными изотопного датирования слагающих его разновидностей пород.

Гранулитовая фация. Породы, представляющие гранулитовую фацию, получили достаточно широкое развитие, хотя в большинстве случаев они выступают как реликтовые образования среди преобладающих пород амфиболитовой фации. Основным критерием для выделения гранулитовой фации являлось наличие пироксенсодержащих ассоциаций, которые типичны для метаультрабазитов и основных пород, представленных кристаллическими сланцами. Другими, менее развитыми представителями этой фации являются пироксен-магнетитовые (\pm гранат) кварциты, гиперстен-биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы.

В линзо- и пластообразных телах ультрабазитов, представленных пироксенитами и перидотитами, метаморфизм сказывается в перекристаллизации с образованием порфиробластов ортопироксена среди мелкозернистых агрегатов пироксена. Часто у контакта с кристаллосланцами основного состава наблюдаются крупнозернистые пироксениты, сложенные почти одним ортопироксеном. В большинстве случаев метаультрабазиты имеют состав перидотита, в которых количество оливина достигает 35%. Ортопироксен перидотитов имеет железистость 17–18%, а в крупнозернистых пироксенитах железистость повышается до 27–32%. Весьма характерно, что в ортопироксене, обычно в перидотитах, наблюдаются структуры распада в виде пластинчатых включений клинопироксена (как следствие снижения температуры с момента его кристаллизации из магматического расплава). Клинопироксен в метаультрабазитах гранулитовой фации присутствует в перидотитах, а в пироксенитах он как породообразующий минерал высту-

пает только в мелко- и среднезернистых разностях, тогда как в крупнозернистых разностях практически отсутствует. В ультрабазитах железистость клинопироксена варьирует в большом диапазоне от 16 до 30%, что не характерно для этих пород. Более высокая железистость определена в единичных зернах клинопироксена крупнозернистых пироксенитов, в которых она не сопряжена с железистостью ортопироксена. Очевидно, это является следствием развития клинопироксена второй генерации в результате наложенного метасоматического преобразования на ранее выкристаллизованный парагенезис равновесной двупироксеновой ассоциации. Плаггиоклаз (обр. 32–34) в метаультрабазитах гранулитовой фации является нехарактерным минералом, и обычно несколько повышенное количество его (до 10%) наблюдается в пироксенитах, а также в крупнозернистых разностях у контакта с кристаллосланцами основного состава. Плаггиоклаз в этих породах характеризуется высокой интенсивностью термолюминесценции. Простая кривая высвечивания свидетельствует об одноактной кристаллизации.

Другие минералы в метаультрабазитах гранулитовой фации связаны либо с повторным метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации, либо с ультраметаморфизмом. Поскольку эти породы являются весьма устойчивыми к ультраметаморфическим процессам, то существенного изменения их минерального состава не происходит. Можно лишь отметить развитие мономинеральных прослоев, сложенных ортопироксеном, или прослоев, обогащенных плаггиоклазом, что сближает их с основными кристаллосланцами. Вероятно, с этим процессом следует связывать развитие горблендитов. В случае повышенного потенциала калия развивается флогопит. Однако появление флогопита, судя по особенностям его состава и реакционных взаимоотношений с другими минералами, скорее всего, обусловлено воздействием более поздних гранитов.

Наиболее типичными представителями гранулитовой фации в новопавловском комплексе являются кристаллосланцы основного состава. В этой группе пород выделяются ортопироксеновые, клинопироксеновые и двупироксеновые разности с переменным количеством роговой обманки, что позволяет отнести их к роговообманково-пироксен-гранулитовой субфации гранулитовой фации. Во всех этих разностях структура пород гранобластовая с полигональными очертаниями зерен плаггиоклаза. Текстура в большинстве случаев мелко- и среднезернистая, массивная, со слабым проявлением полосчатости и сланцеватости, последняя более резко выступает по мере увеличения содержания роговой обманки. В количественном отношении породообразующих минералов содержание плаггиоклаза несколько больше, чем пироксенов, и только с увеличением количества роговой обманки содержание плаггиоклаза уменьшается.

Ортопироксен характеризуется варьирующей железистостью от 31 до 47%, при этом в кристаллосланцах с амфиболом железистость равна 34–35%, а в разностях, не содержащих роговой обманки или содержащих ее незначительное количество, железистость – 44–47%. Для него также характерен плеохроизм в зеленоватых и розоватых тонах. Клинопироксен совместно с ортопироксеном слагает двупироксеновые кристаллосланцы, но нередко присутствует только последний, тогда такие породы имеют клинопироксен-плаггиоклазовый состав. Почти всегда проявлено вторичное

развитие амфибола, преимущественно по клинопироксену в контакте с плагиоклазом. Новообразованный амфибол часто содержит включения кварца, реликты клинопироксена и иногда плагиоклаза. В кристаллосланцах плагиоклаз имеет обычно призматическую или полигональную форму и зональное строение. Центральная часть представлена андезином (обр. 36–40), а внешняя – олигоклазом (обр. 20–25); более основной плагиоклаз не был встречен. Это является, вероятно, следствием далеко зашедшей деанортизации как результат проявления ультраметаморфизма в условиях амфиболитовой фации. О регрессивном характере плагиоклаза свидетельствует также низкая интенсивность термолюминесценции и наличие примесных центров Fe^{3+} , образующихся при изоморфизме $Al^{3+} \rightarrow Fe^{3+}$ в тетраэдрической позиции плагиоклаза. Из новообразованных минералов в кристаллических сланцах следует отметить появление биотита, развивающегося как по роговой обманке, так и по пироксенам, преимущественно по ортопироксену. При полном замещении пироксенов кристаллосланцы преобразуются в амфибол-биотитовые и в биотитовые гнейсы. Вторичный характер роговой обманки и биотита следует связывать с повторным метаморфизмом в $P-T$ параметрах амфиболитовой фации, либо с ультраметаморфизмом. Последний может проходить как в условиях низкотемпературной гранулитовой фации, так и в условиях той же амфиболитовой фации. Иногда в кристаллосланцах встречается гранат, характеризующийся повышенной кальциевостью с содержанием гроссуляра до 20% и железистостью 60–63%. Обычно гранат в основных кристаллосланцах появляется в связи с амфиболитизацией пироксенов как диафоритические изменения пироксенсодержащих парагенезисов гранулитовой фации и не является реликтовым образованием эклогитоподобных ассоциаций.

Как видно, кристаллические сланцы основного состава в разной степени изменены ультраметаморфизмом и наложенным метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации. В условиях гранулитовой фации характерно появление эндербитов и разнообразных плагиомигматитов. Селективные выплавки в последних имеют кварц-плагиоклазовый состав, иногда с редкими резорбированными зёрнами пироксенов и роговой обманки. В большинстве случаев присутствует биотит и гранат. В меланосоме, за счет повышения количества кварца, содержание темноцветных минералов снижается, и они по своему составу отвечают гнейсам. По мере насыщения кварцем и одновременной деанортизацией основного плагиоклаза идет эндербитизация кристаллических сланцев. Возникающие таким образом меланократовые эндербиты характеризуются присутствием кроме ортопироксена также клинопироксена и обычно биотита. Эти пласто- и линзообразные тела эндербитов отличаются от вмещающих их кристаллосланцев повышенным содержанием кварца, плагиоклаза и пониженным количеством темноцветных минералов.

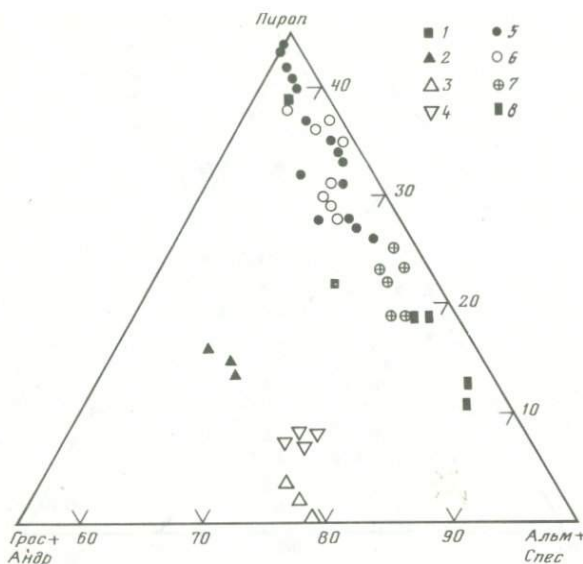
Наряду с этим встречаются и лейкократовые эндербиты с содержанием плагиоклаза до 70% и кварца около 20%. Темноцветные минералы в них представлены преимущественно ортопироксеном, в меньшей мере – роговой обманкой и биотитом. Эта разновидность эндербитов, вероятно, является производной метаморфизма исходных интрузивных образований тоналит-трондьемитового ряда.

В процессе эндербитизации в условиях гранулитовой фации железистость ортопироксена выдержанная (52–53%) во многих его зернах, что указывает на высокую степень гомогенизации. В отличие от этого в меланократовых эндербитах железистость клинопироксена несколько изменчива – от 35 до 40%, что связывается с явлениями амфиболитизации. Из других темноцветных минералов в незначительных количествах почти всегда присутствует буроватый биотит. Обычно он развивается по ортопироксену, отражая наложение регрессивных изменений в связи с понижением температуры и повышением активности калия. Однако, как в мигматитах пироксеновых сланцев и эндербитов, на этапе гранулитового метаморфизма активность калия никогда не возрастает до уровня развития ортоклаза. Вследствие этого в новопавловском комплексе среди пород гранулитовой фации чернокиты не встречены. Интенсивная микроклинизация широко развита только в породах, претерпевших наложенный амфиболитовый метаморфизм. В мигматитах и эндербитах полевой шпат представлен исключительно плагиоклазом без следов антипертитов. В лейкократовых кварц-полевошпатовых прослоях мигматитов и эндербитов состав плагиоклаза отвечает олигоклазу (обр. 18–20), а в прослоях меланосомы – олигоклаз-андезину (обр. 26–36).

Метапелиты в гранулитовой фации представлены биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами. В силу интенсивной мигматизации, имеющей анатектический характер, эти гнейсы наблюдаются как реликты среди кварц-плагиоклазовых селективных выплавок. Темноцветные минералы гнейсов имеют все черты, свойственные гранулитовой фации. Гранат характеризуется гомогенным составом с железистостью 75–77% и содержанием пиропя порядка 22–23%, кальциевость его довольно низкая, и количествоgrossуляра не превышает 5%. Биотит высокотитанистый с содержанием TiO_2 4,5–5,9%, железистость варьирует от 45 до 57%, при этом в контакте с гранатом он более железистый (52–57%), тогда как в обособленных чешуях она ниже. В интенсивно мигматизированных прослоях количество граната и биотита заметно снижается за счет увеличения количества кварца и особенно плагиоклаза.

Среди метапелитов гранулитовой фации ограниченное развитие имеют ортопироксен-гранат-биотитовые гнейсы, в которых при наложении амфиболитового метаморфизма проявляется новообразованный кордиерит. Ортопироксен в этих гнейсах заметно глиноземистый, содержание Al_2O_3 в нем варьирует в пределах 5,24–7,26%. Железистость его 27–29%. Биотит характеризуется умеренной железистостью с содержанием TiO_2 в среднем 3,6%, железистость 22%. Гранат обладает железистостью 53–57%, пироп в нем составляет 40–44%. Довольно низкая железистость граната близко подходит к предельному ее значению в гранулитовой фации [7], когда он становится неустойчивым и замещается ортопироксен-силлиманитовой ассоциацией.

Следует отметить наличие в новопавловском комплексе маломощных слоев магнетитсодержащих кварцитов (итабиритов), в которых в роли породообразующих минералов в переменных количествах присутствуют пироксены и гранат. Преобладающими являются двупироксен-магнетитовые разности. Состав пироксенов однородный, железистость ортопироксена 68–69% и клинопироксена 56–58%. Иногда присутствует биотит. Отсутст-



Р и с. 3. Диаграмма компонентного состава гранатов

1 — ультрабазиты; 2 — кристаллосланцы; 3 — габбро-амфиболиты; 4 — мигматиты основных пород; 5 — гранат-кордиеритовые гнейсы; 6 — гранат-биотитовые плагиогнейсы; 7 — мигматизированные; 8 — плагиоклазиты

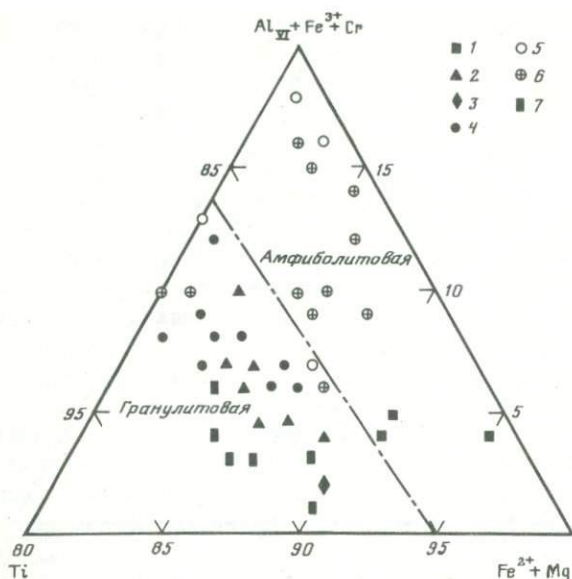
вие каких-либо реакционных проявлений во взаимоотношении с пироксенами позволяет сделать предположение о их сингенетичном образовании.

Минеральные ассоциации пород гранулитовой фации новопавловского комплекса в разной степени изменены наложенным метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации. Это выражается в появлении гетерогенности с изменением состава фемических минералов, особенно в составе граната и биотита (рис. 3, 4). Процессы ультраметаморфизма, сопровождающие каждый этап метаморфического преобразования, также имеют свои отличительные особенности. Ультраметаморфизм, связанный с гранулитовым метаморфизмом, имеет натриевый характер и приводит к развитию плагиогранитного жильного материала. В отличие от этого, ультраметаморфизм при амфиболитовом метаморфизме отличается высоким потенциалом калия, что благоприятствует повышению микроклин-плагиоклазовых алпидоидных гранитов, а также продуктов калиевого метасоматоза.

Процессы, наложенные на образования гранулитовой фации, обычно настолько изменяют породы этой фации, что они наблюдаются только как реликты среди пород амфиболитовой фации или как реликты в метапелитах.

Амфиболитовая фация. Наложение преобразования в связи с пониженными P - T параметрами метаморфизма и связанным с ним ультраметаморфизмом в условиях амфиболитовой фации привели к широкому развитию разнообразных гнейсов и мигматитов.

Среди пород основного состава наиболее характерными представите-



Р и с. 4. Диаграмма состава биотитов

1 — ультрабазиты; 2 — кристаллосланцы; 3 — мигматиты (апотоналиты); 4 — гранат-кордиеритовые гнейсы; 5 — гранат-биотитовые плагиогнейсы; 6 — то же мигматизированные; 7 — плагиоклазиты

лями этой фации являются габбро-амфиболиты, собственно амфиболиты, амфибол-биотитовые гнейсы и их мигматиты. Повторный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации отчетливо выражен в последовательной амфиболитизации двупироксеновых кристаллосланцев. Начальная стадия этого процесса выражается в реакционном замещении буро-зеленой роговой обманкой преимущественно клинопироксена. Такие породы выступают как габбро-амфиболиты с гранобластовой структурой, осложненной элементами нематобластовой структуры. Возможно, этот процесс начался еще при гранулитовом метаморфизме. По мере увеличения количества роговой обманки пироксены исчезают, и порода приобретает состав амфиболита. В габбро-амфиболитах железистость ортопироксена 49–57%, а клинопироксена — 34–40%. Реакционные взаимоотношения пироксенов и роговой обманки указывают на неравновесность такой ассоциации, в которой двупироксеновый парагенезис является реликтовым, о чем свидетельствует снижение температуры их равновесия с 827 до 700°С (табл. 1). В участках, обогащенных плагиоклазом, изредка встречается гранат с железистостью 95% и выше. Этот гранат характеризуется повышенным содержанием марганца ($MnO = 2,7\text{--}3,1\%$ вес. %) и кальция: с содержанием гроссуляра до 21%. Появление такого граната в участках, обогащенных лейкократовой составляющей, возможно, обусловлено увеличением кремнекислотности пород в процессе мигматизации. С повышением потенциала калия при ультраметаморфизме связывается замещение роговой обманки биотитом с образованием амфибол-биотитовых, а затем и биотитовых гнейсов.

Таблица 1. Оценка температуры равновесия по двупироксеновому геотермометру

Номер образца	Порода	X_{Mg}^*		$T, ^\circ C$	
		Ортопироксен	Клинопироксен	По данным	
				[14]	[22]
29930	Пироксенит	0,267	0,157	1027	1157
29930	"	0,302	0,157	887	
18108	Эндербит	0,527	0,208	697	1072
18096	Итабирит (магнетит-содержащий кварцит)	0,667	0,328	725	722
29793	Габбро-амфиболит	0,443	0,184	827	1000
29793	"	0,492	0,196	702	
18106	"	0,527	0,223	720	927
18106	"	0,548	0,223	700	
15495	Мигматит	0,163	0,064	677	1300?
15495	"	0,301	0,081	639	
15519	Плагиоклазит	0,362	0,144	710	1117?
15519	"	0,348	0,127	667	

$$*X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Ca}$$

Развивающаяся гранитизация амфибол-биотитовых гнейсов приводит к их мигматизации, в которых прослой меланосомы сложены биотитом, гранатом и реликтами роговой обманки. Последняя часто почти полностью актинолитизирована. Прослой лейкосомы имеют кварц-плагиоклазовый состав с новообразованным микроклином, замещающим плагиоклаз. Биотит характеризуется выдержанной железистостью (35–37%) и умеренной титанистостью с содержанием $TiO_2 = 1,7-2,7\%$. Гранат обладает выдержанным составом с железистостью 61–63% и повышенным содержанием пироба (35–37%). Этот гранат отличается от вышеотмеченного граната габбро-амфиболита.

Метапелиты амфиболитовой фации представлены гранат-биотитовыми и гранат-кордиеритовыми гнейсами. Иногда минеральный состав их осложняется присутствием силлиманита. Характерной особенностью этих гнейсов является отчетливо выраженная полосчатая структура в виде чередования полос и линзообразных форм меланосомы и лейкосомы как следствие анатектической гранитизации. В прослоях меланосомы гранат и биотит являются основными породообразующими минералами с подчиненным количеством кварца и плагиоклаза. Гранат характеризуется четко выраженным зональным строением с последовательным повышением железистости от центра зерна к внешней зоне. Разница в железистости может достигать 8–10%. Во внешней, более узкой зоне железистость граната около 67–69%, тогда как внутренняя зона имеет железистость 60–62%. В более гранитизированных разностях железистость граната внешней зоны 79%, а внутренней —

75%. Весьма характерно, что при этом увеличивается содержание спессартина до 5% против 2,7% во внутренней зоне. Проявленная зональность отражает регрессивный характер эволюции метаморфизма в связи с понижением температуры. Подобные изменения выявлены в составе биотита, в котором по мере усиления гранитизации железистость повышается от 20 до 32%, а содержание TiO_2 понижается с 3,8 до 0,5%. Относительно слабогранитизированной гнейс имеет порфиroleпидобластовую структуру, а лейкосома в них сложена кварцем и плагиоклазом. В гранитизированных разностях появляются элементы метабластовой структуры за счет развития крупных зерен микроклина. В сильно гранитизированных гнейсах основность плагиоклаза понижается от олигоклаз-андезина (обр. 28–35) до олигоклаза (обр. 18–22) и часто замещается микроклином.

Еще более отчетливо наложенный характер амфиболитового метаморфизма проявлен в ортопироксен-гранатовых гнейсах гранулитовой фации в виде кварц-кордиеритовых кайм вокруг граната, биотита, а иногда и ортопироксена (рис. 5, 6 см. вкл.). Такие каймы переходят в зерна кордиерита с редкими включениями кварца, при этом количество граната и биотита снижается, а ортопироксен вовсе исчезает. Так возникают гранат-кордиеритовые гнейсы, представляющие собой амфиболитовую фацию высокоглиноземистых, бедных калием пород, в которых из калийсодержащих минералов присутствует только биотит, а полевой шпат представлен олигоклазом (обр. 25–26). Гранат имеет хорошо выраженную зональность с железистостью в центральной части его зерен 60–62%; в направлении к внешнему краю железистость повышается до 64%, а иногда у самого контакта с кордиеритом железистость достигает 73%. Соответственно с этим в направлении от центра к краю зерен заметно снижается содержание пироба от 37 до 26%. При кордиеритизации биотита гомогенность состава в нем нарушается в пределах даже одного образца, когда его железистость изменяется от 26 до 35%. Биотит в этих гнейсах является высокотитанистым, с содержанием $TiO_2 = 3,5–5,8\%$ (в среднем 4,6%), что свойственно биотиту гранулитовой фации. Новообразованный кордиерит более гомогенизирован, и железистость его от центра к краю зерен не изменяется, оставаясь постоянной в пределах 13–14%. В келифитовых каймах состав кордиерита не вполне удовлетворяет стехиометрии, в особенности повышенного содержания Na и K, что, вероятно, отражает реакционное развитие кордиерита по биотиту и плагиоклазу.

В Новопапловском комплексе встречены своеобразные породы, выделяемые как плагиоклазиты, наблюдаемые в виде пластов иногда секущих жиллоподобных тел различной мощности от 0,5 до 10 м. Чаще всего плагиоклазиты приурочены к контакту метаультрабазитов или к кристаллическим сланцам основного состава, но встречены они и среди метапелитов. Плагиоклазит представляет собой лейкократовую крупнозернистую породу массивной текстуры с аллотриоморфнозернистой структурой. Основным породообразующим минералом является плагиоклаз, без каких-либо следов антипертитовых прорастаний. Состав плагиоклаза изменяется от андезина (№ 38–40) до олигоклаза (№ 24–26), при этом метабласты представлены андезином, а основная масса его зерен — олигоклазом. По интенсивности термлюминесценции ($I_{RTL} = 1150$) плагиоклаз относится к образованиям амфиболитовой фации. Явно второстепенными минералами являются

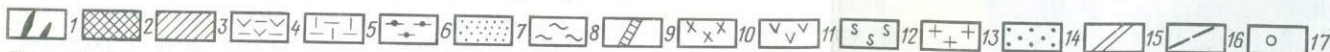
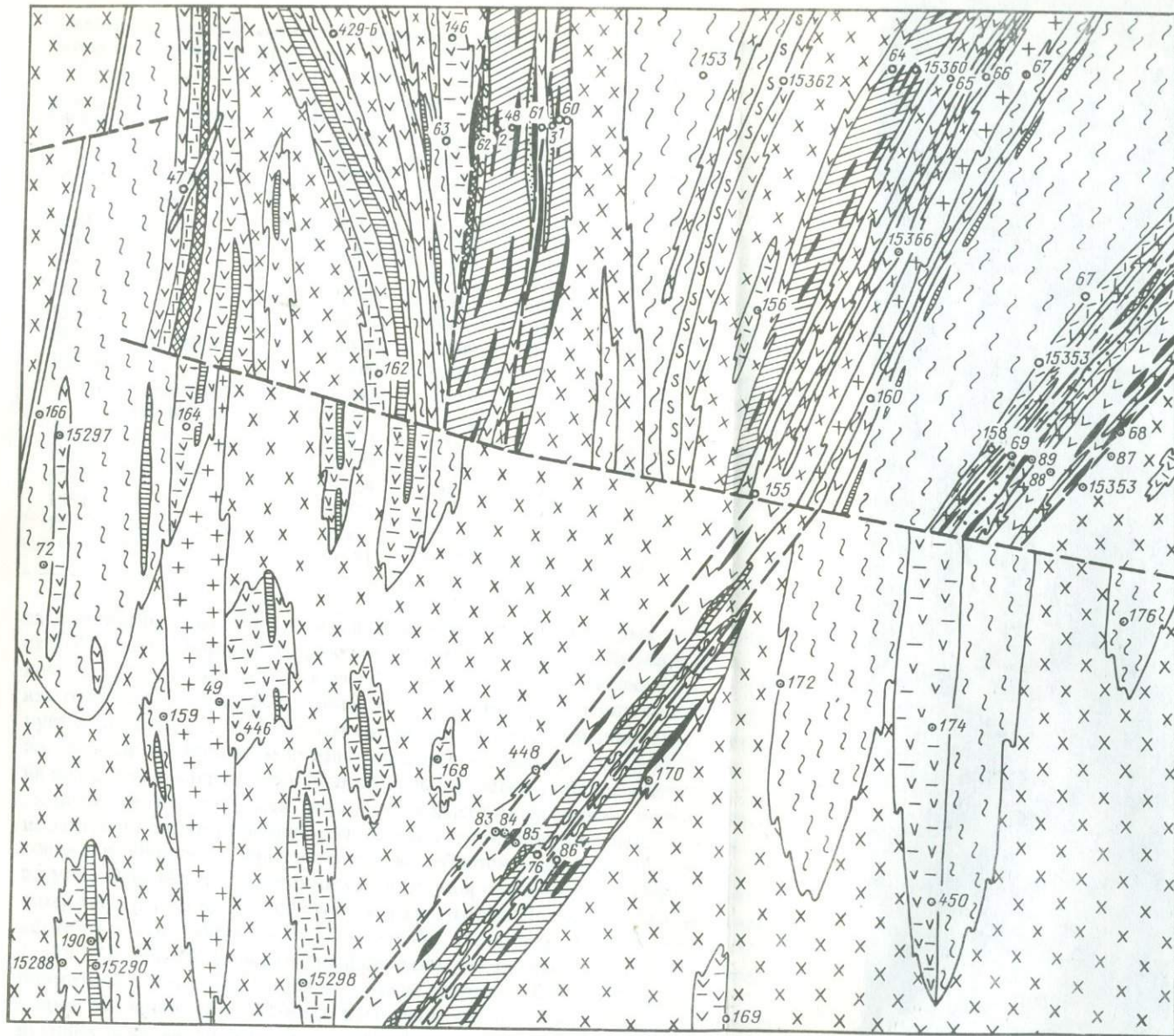


Рис. 1. Геологическая карта южной части Новопаплавского района

Новопаплавский комплекс. 1-9 - нижний архей: 1 - пироксениты, перидотиты, плагиограниты тоналит-трондземитового ряда, 2 - железистые кварцитоподобные породы, 3 - эндробиты, 4 - амфиболиты и кристаллосланцы с гранатом и пироксеном, 5 - плагиогнейсы силлиманит-гранат-биотитовые и силлиманит-биотитовые иногда с кордиеритом, 6 - плагиогнейсы гранат-биотит-пироксеновые и гранат-биотито-

вые, 7 - плагиогнейсы графитовые с гранатом, 8 - плагиогнейсы биотитовые, амфиболовые, биотит-амфиболовые, 9 - железистые кристаллосланцы; 10-17 - верхний архей: 10 - плагиограниты шевченковского комплекса, 11 - габбро-амфиболиты, габбро-пироксениты, 12 - серпентиниты, 13 - микроклин-плагиоклазовые граниты, 14 - плагиоклазиты иногда с гранатом, пироксеном, кварцем, 15 - Орехово-Павлоградский нижеархейский разлом, 16 - верхнеархейские разломы, 17 - скважины

Таблица 2. Оценка температуры равновесия граната и биотита по гранат-биотитовому геотермометру [4]

Номер образца	Порода	Гранат		Биотит		T, °C
		X _{Mg}	X _{Fe}	X _{Mg}	X _{Fe}	
18039	Гранат-биотитовый гнейс	0,217	0,783	0,342	0,658	866
18039	То же	0,192	0,808	0,323	0,677	844
15534	"	0,276	0,724	0,497	0,503	763
15534	"	0,267	0,733	0,497	0,503	750
15000	"	0,287	0,713	0,650	0,350	617
15000	"	0,305	0,695	0,695	0,305	592
29888а	Мигматит	0,400	0,600	0,744	0,256	630
29888а	"	0,400	0,600	0,766	0,234	604
15546	Гранат-кордиеритовый гнейс	0,443	0,557	0,730	0,270	689
15546	То же	0,413	0,587	0,717	0,293	675
15547	"	0,353	0,647	0,672	0,328	665
15547	"	0,334	0,666	0,662	0,338	655
15547	"	0,321	0,679	0,651	0,349	653
15519	Плагиоклазит	0,273	0,727	0,710	0,290	548
15519	"	0,191	0,809	0,623	0,377	535

ся пироксены, гранат и биотит, в общем количество которых не превышает 10% объема породы. Пироксены характеризуются выдержанным составом, железистость ортопироксена 35–38%, а клинопироксена 21–24%. Гранат отличается неоднородностью, железистость его от зерна к зерну варьирует в пределах 75–88% без каких-либо проявлений зональности. Обычно в ассоциации с пироксенами гранат обладает железистостью 75–80%. Все зерна граната характеризуются низкой кальциевостью с содержанием гроссуляра не более 4%, тогда как сама порода высококальциевая. Биотит плагиоклазитов выделяется неоднородностью в отношении его железистости, которая изменяется от зерна к зерну и колеблется в пределах 28–48%. Температура образования плагиоклазов по двупироксеновому и гранат-биотитовому геотермометрам существенно различается. По первому из них равновесие наступает при 667–710°С (см. табл. 1), по второму – при 535–548°С (табл. 2). Такой температурный диапазон укладывается в интервал амфиболитовой и даже опускается в пределы эпидот-амфиболитовой фации. Очевидно, это является следствием изменения состава минералов ранее существующих ассоциаций высоких ступеней метаморфизма в процессе наложенного постмигматитового метасоматоза. Этот процесс имел аллохимический характер с привносом кальция, отчасти – натрия и глинозема при выносе железа и магния.

Эти данные указывают на метасоматическую природу плагиоклазитов. Полученные микронзондовым анализом составы минералов позволяют рассмотреть эволюцию $P - T$ условий метаморфизма пород Новопавловского участка. Значения температуры и давления оценивались по известным геотермометрам и геобарометрам. Определение температуры равновесия

проводилось по двупироксеновым, гранат-биотитовым и гранат-кордиеритовым геотермометрам, результаты которых приведены в табл. 1–3.

Температура равновесия по двупироксеновому геотермометру [14], приведенная в табл. 1, показывает последовательное снижение температуры от образований гранулитовой фации (выше 700°C) до амфиболитовой фации (ниже 700°C). Гетерогенность составов пироксенов как результат диафорического преобразования пород гранулитовой фации свидетельствует о незавершении гомогенизации их составов при снижении $P-T$ параметров метаморфизма. Этим обстоятельством объясняются значительные перепады температуры равновесия даже в одном образце.

Мигматизация с проявлениями анатексиса в амфиболитовой фации происходила при возрастании фугитивности воды. Как следствие этого, температура снижается до 640°C и даже ниже.

Оценка температуры в двупироксеновых ассоциациях по геотермометру Вуда и Банно [22] дает повышенные значения (в большинстве случаев они выше 1000°C). Широкое развитие гранат-биотитовых парагенезисов как в орто-, так и парапородах позволяет использовать известный гранат-биотитовый геотермометр [8, 11].

Определение состава сосуществующих граната и биотита позволило оценить температуру равновесия этих минералов, значение которой приведено в табл. 3.

В гранат-биотитовых плаггиогнейсах наиболее высокая температура установлена в образованиях гранулитовой фации, в которых она варьирует от 866 до 750°C . В интенсивно измененных наложенным метаморфизмом гранат-биотитовых гнейсах с явлениями мигматизации температура равновесия опускается до 600°C , что соответствует нижней границе амфиболитовой фации.

В высокоглиноземистых гранат-кордиеритовых гнейсах, по составу граната и биотита представляющих собой амфиболитовую фацию, температура равновесия варьирует от 689 до 653°C . Этот температурный интервал соответствует амфиболитовой фации и, очевидно, отражает те изменения $P-T$ параметров метаморфизма, которые связаны с наложением амфиболитового метаморфизма на ранее сформированный гранат-гиперстеновый парагенезис гранулитовой фации.

Наиболее информативными в отношении эволюции $P-T$ параметров метаморфизма являются результаты определения состава сосуществующих минералов в непосредственном контакте, когда в них проявлена диффузионная зональность. В гранат-биотитовом плаггиогнейсе наблюдается биотит как включения в гранате, так и в виде отдельных чешуек среди кварц-плаггиоклазовой массы. Состав этого биотита по титанистости весьма близок и лишь несколько различен по железистости. В отличие от этого в гранате заметно выражена диффузионная зональность в виде неуклонно понижающейся магнезиальности от центра к краю зерен. Биотит, включенный в гранат, имеет магнезиальность $0,752$, что при магнезиальности граната в центральной части зерна $0,344$ соответствует температуре локального равновесия 581°C [10]. Снижение магнезиальности граната в краю зерна $0,315$ дает температуру 577°C .

Значительно более резкие изменения температуры равновесия установ-

Таблица 3. Оценка температуры равновесия граната и биотита по гранат-биотитовому геотермометру

Порода, № образца	Соотношение биотита и граната	Гранат		Биотит		T, °C
		X_{Mg}	X_{Fe}	X_{Mg}	X_{Fe}	
Гранат-биотитовый плагиогнейс, 61/10	Биотит (включение в гранате) – гранат (центр зерна)	0,344	0,656	0,752	0,248	581
То же	Биотит (включения в гранате) – гранат (внутри зерна)	0,335	0,665	0,752	0,248	574
"	Биотит (включение в гранате) – гранат (край зерна)	0,315	0,685	0,752	0,248	557
"	Биотит (в породе) – гранат (центр зерна)	0,344	0,656	0,738	0,262	595
"	Биотит (в породе) – гранат (внутри зерна)	0,355	0,665	0,738	0,262	587
"	Биотит (в породе) – гранат (край зерна)	0,315	0,685	0,738	0,262	571
Гранат-биотитовый плагиогнейс, 29883/1	Биотит-1 – гранат (край зерна)	0,332	0,668	0,774	0,226	550
То же	Биотит-1 – гранат (внутри зерна)	0,378	0,622	0,774	0,226	586
"	Биотит-1 – гранат (центр зерна)	0,400	0,600	0,774	0,226	603
"	Биотит-2 (край) – гранат (край зерна)	0,332	0,668	0,789	0,211	535
Гранат-биотитовый плагиогнейс, 29883/1	Биотит-2 (край) – гранат (внутри зерна)	0,378	0,622	0,789	0,211	570
То же	Биотит-2 (край) – гранат (центр зерна)	0,400	0,600	0,789	0,211	587
"	Биотит-2 (внутри) – гранат (край зерна)	0,332	0,668	0,808	0,192	516
"	Биотит-2 (внутри) – гранат (внутри зерна)	0,378	0,622	0,808	0,192	583
"	Биотит-2 (внутри) – гранат (центр зерна)	0,400	0,600	0,808	0,192	614
Гранат-кордиеритовый гнейс, 15545/1a	Биотит – гранат (край зерна); в контакте	0,467	0,533	0,787	0,213	644
То же	Биотит – гранат (центр зерна)	0,474	0,526	0,787	0,213	650
"	Биотит – гранат; в контакте	0,433	0,567	0,789	0,211	613

Таблица 4. Оценка $P-T$ условий метаморфизма кордиеритсодержащих пород по гранат-кордиеритовому геотермометру [4], гранат-кордиеритовому геобарометру [2] и гранат-ортопироксеновому геобарометру [9]

Номер образца	Соотношение граната и кордиерита	Гранат		Ортопироксен	
		X_{Mg}	X_{Fe}	X_{Mg}	X_{Fe}
15545/1а	Гр (кр) – Крд-1	0,467	0,533	0,726	0,274
	Гр (кр) – Крд-8 (кр)	0,467	0,533	0,726	0,274
	Гр (кр) – Крд-8 (ц)	0,467	0,533	0,726	0,274
	Гр (ц) – Крд-8 (кр)	0,474	0,526	0,726	0,274
	Гр (ц) – Крд-8 (ц)	0,474	0,526	0,726	0,274
15545/3а	Гр-3 – Крд-2	0,433	0,567	0,712	0,288
	Гр-6 – Крд-3	0,459	0,541	0,712	0,288

Примечание. Гр – гранат; крд – кордиерит; кр – край зерна; ц – центр зерна.

Номер образца	Соотношение граната и кордиерита	Кордиерит		$T, ^\circ C$	P , кбар	
		X_{Mg}	X_{Fe}		Гр–Пр	Гр–Крд
15545/1а	Гр (кр) – Крд-1	0,886	0,114	628	9,7 ?	6,95
	Гр (кр) – Крд-8 (кр)	0,869	0,131	671	8,0	7,5
	Гр (кр) – Крд-8 (ц)	0,862	0,138	688	7,3	7,7
	Гр (ц) – Крд-8 (кр)	0,869	0,131	679	7,0	7,6
	Гр (ц) – Крд-8 (ц)	0,862	0,138	697	7,5	7,8
15545/3а	Гр-3 – Крд-2	0,870	0,130	631	9,3	6,8
	Гр-6 – Крд-3	0,900	0,100	584	?	6,4

лены в другом образце гранат-биотитового плагиогнейса. В этом образце в непосредственном контакте находятся две разновидности биотита. В первой содержание TiO_2 – 2,62%, а во второй слегка изменяется от края к центру от 0,51 до 0,77; соответственно повышается магнезиальность от 0,789 до 0,808. Магнезиальность более титанистого биотита – 0,774. Гранат характеризуется диффузионной зональностью с изменением магнезиальности от 0,400 в центре зерна до 0,378 внутри зерна и 0,322 – у контакта. Соответственно с этими изменениями магнезиальности биотита и граната температура равновесия в паре первый биотит–гранат снижается с 603 до 550 $^\circ C$; температура равновесия в другой паре – второй биотит–гранат снижается от 614 до 535 $^\circ C$.

Определенный интерес вызывает гранат-кордиеритовая ассоциация в высокоглиноземистых гнейсах, в которой по составу граната и кордиерита можно рассчитать $P-T$ условия локального равновесия этих минералов [2, 4].

По данным зондового анализа магнезиальность граната и кордиерита от центра зерен к краю изменяется слабо. В гранате – от 0,474 до 0,467 и в кордиерите – от 0,862 до 0,869, т.е. можно считать, что в данном случае магнезиальность граната и кордиерита остается постоянной. Согласно этим данным температура равновесия находится в пределах 671–697 $^\circ C$ (табл. 4).

В кварц-кордиеритовых симплектиках, окружающих гранат, магнезиальность кордиерита — 0,886, и при значении магнезиальности граната у контакта с симплектитом 0,467 температура опускается до 628°С (см. табл. 4).

В другом образце установлен состав граната и кордиерита у их контакта, в двух парах: в первой магнезиальность граната — 0,433, кордиерита — 0,870; во второй паре 0,459 и 0,900 соответственно. По этим данным температура локального равновесия первой пары 631°С и второй — 584°С (см. табл. 4).

Как видно, температура равновесия в гранат-кордиеритовой ассоциации колеблется от 697 до 584°С, при этом ее высокое значение соответствует составам центральных частей зерен, а низкое — контактирующим зонам этих минералов. Это обстоятельство позволяет говорить о том, что кордиеритизация идет при понижении температуры, начинаясь при температурном режиме границы гранулитовой и амфиболитовой фации. С понижением температуры до верхней границы эпидот-амфиболитовой фации степень кордиеритизации возрастает.

Наблюдаемые взаимоотношения между породообразующими минералами и особенности их состава с диффузионной зональностью имеют явно регрессивный характер. Ни в одном случае не встречались проявления прогрессивной направленности минералообразования. Все это вместе дает основание считать, что метаморфические преобразования пород Новопапловского участка имели определенную направленность, связанную с последовательным снижением температурного режима, от высокотемпературных условий гранулитовой фации до низкотемпературного уровня амфиболитовой фации, достигающего границы эпидот-амфиболитовой фации.

Несколько труднее оценить изменения величины общего давления в ходе четко выраженной регрессивной направленности минералообразования. Поскольку в высокоглиноземистых породах из полиморфов Al_2SiO_5 присутствует только силлиманит, а максимальная температура в гранулитовой фации ~900°С, то в соответствии с представлениями Холдуэя [19] общее давление не превышало 11 кбар.

Приблизительная величина общего давления по гранат-ортопироксеновой ассоциации [9] варьирует в пределах 7,0–8,0 кбар, что отвечает составам равновесных минералов при температуре амфиболитовой фации. При более высоких температурах гранулитовой фации ($T^{\circ}C > 800^{\circ}C$) общее давление будет примерно 9,0 кбар.

Величину общего давления в регрессивную стадию с развитием кордиеритсодержащих ассоциаций можно оценить по гранат-кордиеритовому геобарометру [2]. Результаты этих данных в локальном равновесии пары гранат-кордиерит по составу этих минералов в центральной части их зерен показывают общее давление примерно 7,8 кбар, а в непосредственном контакте граната с кордиеритом в кварц-кордиеритовом симплектите давление снижается до 6,95–6,4 кбар (см. табл. 4). Это свидетельствует о том, что нарастание кордиеритизации идет с понижением давления.

Данные по составу граната в кордиеритсодержащих парагенезисах ($F_{гр} = 53–57\%$) позволяют параллелизовать по глубинности комплекс пород Новопапловского участка с комплексами пород Центрально-Кольской зоны [1], Алданского щита и Земли Эндерби в Антарктиде [12, 17].

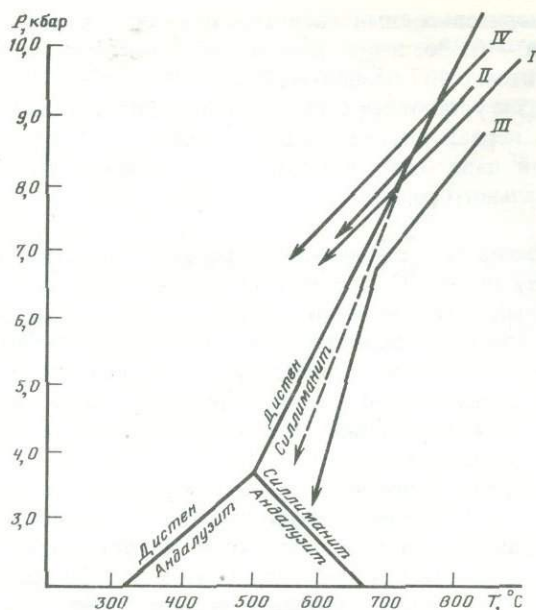


Рис. 7. Тренд эволюции P - T параметров метаморфизма пород Новопавловского участка (I) и сопоставление с трендами метаморфизма сутамского комплекса Алданского щита (II, III) и Центрально-Кольской зоны Балтийского щита (IV)

Общая тенденция к одновременному понижению значений температуры и давления является характерной чертой регрессивного метаморфизма. Вероятно, эти преобразования пород, ранее метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, связаны с восходящим движением всего блока пород Новопавловского участка. Если такое предположение верно, то можно допустить, что при минимальном значении давления в 6,4 кбар глубина эрозии была около 25 км.

Снижение температуры и давления по данным изменения магнезиальности граната и кордиерита от центральных к краевым частям их зерен позволяет вывести тренд эволюции регрессивного метаморфизма (рис. 7). Обращает на себя внимание вхождение этого тренда в поле устойчивости дистена при понижении температуры. Это явление остается неясным, поскольку даже в диафторированных высокоглиноземистых гнейсах наблюдается только силлиманит, а дистен не встречается, что, возможно, связано с резким падением давления (до 4–5 кбар) при интенсификации диафторических изменений. Вероятная направленность эволюции метаморфизма новопавловского комплекса с большим перепадом давления показана на рис. 7 трендом пунктирной линии. Тренд эволюции метаморфизма Новопавловского участка по глубинности близок к трендам юго-западной части Сутамского комплекса Алданского щита [11] и Центрально-Кольской зоны Балтийского щита [1].

Охарактеризованные особенности составов минералов и установленные P - T параметры равновесий в породах Новопавловского участка свидетельствуют о сложном и длительном пути метаморфизма. Не исключено, что

Таблица 5. Содержание циркона (в мкг/г) в различных типах пород новопавловского комплекса

Порода	Пределы колебаний содержания	Число проб	Среднее содержание
Ультрабазиты	1,0–100,0	7	30,0
Метабазиты	1,0–90,0	5	20,0
Плаггиоклазиты	1,0–210,0	3	70,0
Аптоналитовые мигматиты	150,0–200,0	5	100,0
Эндербиты	100,0–500,0	4	200,0
Кристаллические сланцы	1,0–200,0	5	70,0
Плаггиогнейсы	1,0–100,0	4	60,0
Кварциты	Нет – единичные зерна	2	Единичные зерна
Серпентиниты	То же	1	То же

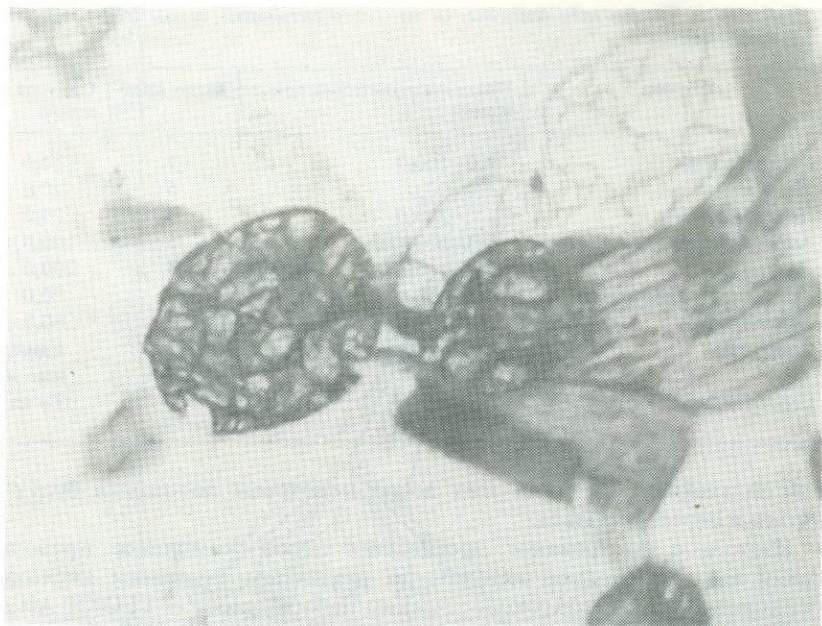
при дальнейшем изучении этих пород некоторые положения будут уточняться и перестраиваться.

Изотопное датирование древнейших пород комплекса проводилось свинцовым изотопным методом по различным фракциям акцессорных цирконов в двух геохронологических лабораториях – ГЕОХИ АН СССР и ИГФМ АН УССР. Анализ проводился по методу Кроу [24] в беспылевых, низкофоновых помещениях. Холостое загрязнение в обеих лабораториях не превышало 1 ннг Рb. Подробности анализа рассмотрены в [15]. Все приводимые величины изотопных возрастов рассчитаны на новые значения констант распада урана [20].

Циркон относится к числу сквозных акцессорных минералов пород човопавловского комплекса. Однако его содержание неодинакового и колеблется в пределах от единичных знаков до 500 г/т (табл. 5). В каждом петрографическом типе пород он распространен исключительно неравномерно. В шлифах циркон наблюдается довольно часто и по размеру зерен может быть сгруппирован в крупный и мелкий классы. Крупные зерна циркона имеют размеры более 0,25 мм и наиболее характерны для ультрабазитов и плаггиомигматитов (рис. 8). В ультрабазитах они, как правило, ассоциируют с флогопитом и образуют зерна неправильной или изометричной формы, интенсивно разбитые черными, расположенными беспорядочно трещинами. Строение циркона часто гетерогенное, выражающееся как в наличии более высокопреломляющих оболочек, так и черных низкопреломляющих сердцевин.

Мелкие зерна (меньше 0,25 мм) находятся обычно в виде включений в пироксене, плаггиоклазе, гранате и кварце. Форма зерен изометричная или продолговатая; облик некоторых зерен копьевидный. Мелкие зерна циркона менее трещиноваты, чем крупные (рис. 9).

Изучение циркона в протолочных пробах показало, что цирконовые концентраты неоднородны и характеризуются разнообразной гаммой окраски (черные, темно-коричневые, светло-коричневые, рубиново-красные, темно-розовые, светло-розовые). Сообразно окраске изменяется прозрачность и блеск минерала.



Р и с. 8. Крупный циркон из плагиомигматитов (пр. 15532, ув. 100)



Р и с. 9. Мелкий циркон из плагиоклазита (ув. 100)

Основываясь на разнообразии внешних признаков, циркон из пород новопавловского комплекса сгруппирован в три типа: циркон-I, циркон-II и циркон-III. Существует определенная приуроченность выделенных типов циркона к породам различного петрографического состава. Циркон-I характерен для ультрабазитов, циркон-II — для плагиомигматитов (тоналитов) и эндербитов, циркон-III — для плагиоклазитов. Однако это не значит, что в каждой отдельной пробе можно наблюдать какой-то определенный тип циркона. Чаще всего в пробе присутствуют два или все три типа циркона, но в разных количественных соотношениях. Наиболее широко распространен циркон-III, который характерен для всех разновидностей пород.

Ниже будет дана характеристика этих типов.

В настоящее время имеются результаты U-Pb изотопного датирования акцессорных цирконов из пироксенитов, плагиомигматитов, эндербитов, гнейсов и плагиоклазитов.

Пироксениты были представлены двумя проблами (29855, скв. 86 и 15516, скв. 61). Это крупнозернистые массивные породы с двупироксеновой ассоциацией орто- и клинопироксена, осложненной наложенной минерализацией в виде новообразований амфибола тремолит-актинолитового состава и флогопита (рис. 10, см. вкл.). Метаморфические изменения приводят сначала к развитию зеленой роговой обманки, по клинопироксену замещаемой амфиболом. Плагиоклаз среднего состава встречается в незначительных количествах.

Степень изменения пироксенита 15516 значительно выше — иногда он превращен в хлорит-амфибол-гидрослюдистую породу с реликтовой гипидиоморфнозернистой структурой.

Результаты изучения изотопного состава кислорода в плагиоклазе, гиперстене и флогопите из этих пород (табл. 6) свидетельствуют об отсутствии [5] изотопного равновесия между этими минералами. Температура, полученная по паре плагиоклаз-пироксен, равна 720°C , что соответствует температурам, полученным для равновесного триплета в тоналитах, и отвечает, по-видимому, температуре метаморфизма гранулитовой фации. Неравновесность флогопита свидетельствует о его ином, более позднем происхождении.

Результаты изучения изотопного состава водорода и кислорода в флогопитах из древнейших ультрабазитов приведены в табл. 7. Установленный диапазон распределения изотопов водорода в флогопитах согласуется с данными для "первично-магматических" или "ювенильных" вод [16].

Акцессорные цирконы были выделены из двух проб пироксенитов. Преобладающим был циркон I типа, однако наряду с ним присутствовал и циркон III типа, причем содержание его в пробе 15516 было значительно выше.

Циркон I типа темно-коричневый, почти черный, непрозрачный, блеск смолистый (рис. 11, см. вкл.). Крупный, размер кристаллов и обломков достигает 1–2 мм. Кристаллы редки. Их габитус цирконовый или гиацинтовый с преобладанием призмы первого рода $\{110\}$, удлинение 2,0–2,5. Ребра кристаллов закруглены, поверхность зерен пористая. В иммерсионных препаратах он непрозрачен, окрашен в темно-коричневый цвет, рассечен обильным количеством беспорядочно расположенных черных трещин.

Таблица 6. Изотопные геотермометры по минералам из древнейших пород новопавловского комплекса

Анализируемый минерал	$\delta^{18}\text{O}$	Минеральные пары	$\Delta\delta^{18}\text{O}$	$t^\circ\text{C}$
<i>Тоналит, 15532</i>				
Кварц (кв)	9,3	кв – пл	1,8	680
Плагиоклаз (пл)	7,5	кв – пи	3,5	600
Пироксен (пи)	5,8	кв – ам	4,4	600
Амфибол (ам)	4,9	кв – би	5,7	680
Биотит (би)	3,6	кв – ма	6,5	635
Магнетит (ма)	2,8	пл – ги	1,7	520
		пл – ам	2,6	500
		пл – би	3,9	700
		пл – ма	4,7	615
		ам – би	0,7	1000
		ам – ма	2,1	740
		пи – ма	2,7	800
<i>Пироксенит, 29872</i>				
Плагиоклаз	6,9	пл – ги	1,0	720
Гиперстен (ги)	5,9	пл – фл	2,9	950
Флогопит (фл)	4,0	г – фл	1,9	1000

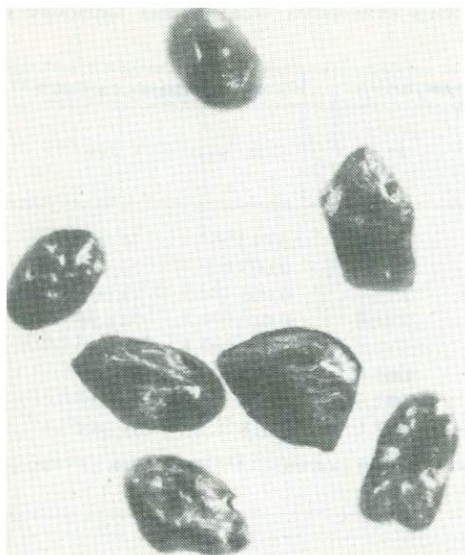
Таблица 7. Содержание дейтерия и кислорода-18 во флогопитах новопавловского комплекса Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита

Номер образца	Скважина	Интервал опробования, м	H_2O , вс. %	K SMOW, ‰	
				δD	$\delta^{18}\text{O}$
29854	86	203 – 211,8	4,04	–80	+6,0
29855	86	212,8 – 215,7	4,75	–86	+6,4
29860	86	215,7 – 224,8		–85	+5,9
29974	61	207,0	5,88	–89	+4,0
15431	92	232		–66	–
Среднее				–81±5	+5,6±0,5

Светлые участки имеют более высокие цвета интерференции, чем темные, почти изотропные (рис. 12).

Микрозондовым рентгеноспектральным исследованием циркона из ультрабазитов установлено, что темно-коричневые разности содержат уран, а светло-розовые содержат его очень мало. Наибольшее количество урана (0,133%) и свинца (0,18%) характерно для черного непрозрачного циркона (проба 15516); самое низкое (следы) – для бледно-розовой разности. По сравнению с черным цирконом красновато-коричневые разности обеднены свинцом (0,058–0,01), но урана содержат до 0,04–0,133%. Таким образом, при переходе от темных к светлым разностям циркона уменьшается содержание урана и свинца.

Изучением срезов циркона-I в отраженном свете установлено присутст-



Р и с. 11. Циркон черный из ультрабазита (пр. 15516, ув. 100)

Р и с. 12. Циркон черный из ультрабазита в иммерсионном препарате

вие различного рода инородных включений, которые резко выделяются по отражательной способности. Количественный микронзондовый анализ инородных фаз указал на принадлежность их к породообразующим минералам. В их составе установлены Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K и Mn. Можно предположить, что включения разных породообразующих минералов в цирконе свидетельствуют о его поздней наложенной метасоматической природе.

Результаты U-Pb изотопного изучения фракций акцессорных цирконов, разделенных по размеру зерна и удельному весу, отражающему степень метамиктности структуры циркона, представлены в табл. 8. Данные таблицы показывают, что две разновидности значительно различаются как по содержанию урана и соотношению Th/U (отношению $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), так и по величине изотопного возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. У темной разновидности циркона выше содержание урана, ниже отношение Th/U и выше значение возраста по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, что подтверждает представление об образовании светлой разновидности циркона при перекристаллизации бурого циркона, в ходе которой имело место самоочищение кристаллов от микропримесей, в том числе урана. На изохронной диаграмме с конкордией (рис. 13) видно, что точки свинец-урановых изотопных отношений различных фракций цирконов не дают хорошей линейной зависимости, но тем не менее определяют дискордию, пересечение которой с конкордией отвечает цифрам возраста 3650 ± 100 и 2270 ± 100 млн лет. Для различных фракций циркона пробы 29855 эти значения соответственно равны 3680 ± 100 и 2300 ± 100 млн лет, для пробы 15516 – 3600 ± 100 и 2220 ± 100 млн

Таблица 8. Результаты уран-свинцового изотопного исследования цирконов из ультраосновных пород

Номер образца	Фракция циркона на удельный вес, размеры, мм	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %	
		U	Pb	204	206
29855	Исходный	840	590	0,013	74,060
29855	4,2-4,6	980	650	0,005	74,691
29855	+4,6	370	250	0,005	73,001
29855	-4,2	1300	770	0,010	76,624
15516	+0,190	730	500	0,026	74,778
15516	-0,190	190	140	0,027	68,148
15516	+0,125	370	240	0,015	72,627
15516	-0,125	550	350	0,018	75,368

Примечание. Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 11,68 : 13,48$.

лет. Соответствующие уравнения дискордий:

$$y = (0,0125 \pm 0,0005)x + (0,318 \pm 0,001),$$

$$y = (0,0123 \pm 0,0005)x + (0,321 \pm 0,001),$$

$$y = (0,0130 \pm 0,0005)x + (0,308 \pm 0,001).$$

Несмотря на значительную дисперсию точек относительно определяемых ими линий регрессии, обусловленную, видимо, неоднократным нарушением уран-свинцовых изотопных систем в цирконах при наложенных метаморфических воздействиях, цифры возраста, полученные по различным фракциям акцессорных цирконов из двух проб пироксенитов, практически идентичны в пределах экспериментальной ошибки. Первое нарушение уран-свинцовой изотопной системы в цирконах связано, по-видимому, с метаморфизмом всей толщи при внедрении в нее более поздних плагтигранитов. Кроме того,

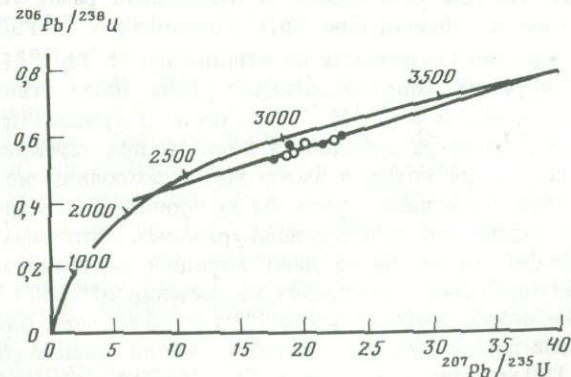


Рис. 13. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из ультрабазита

Изотопный состав свинца, %		Изотопные отношения		Возраст по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$, млн лет
207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
20,346	5,580	0,6032	22,687	3320
20,261	5,036	0,5752	21,458	3310
17,443	9,555	0,5727	18,810	3110
18,923	4,440	0,5265	17,828	3155
20,524	4,666	0,5927	22,137	3310
17,378	14,447	0,5808	20,085	3190
18,107	9,251	0,5461	18,606	3165
18,981	5,632	0,5557	19,104	3180

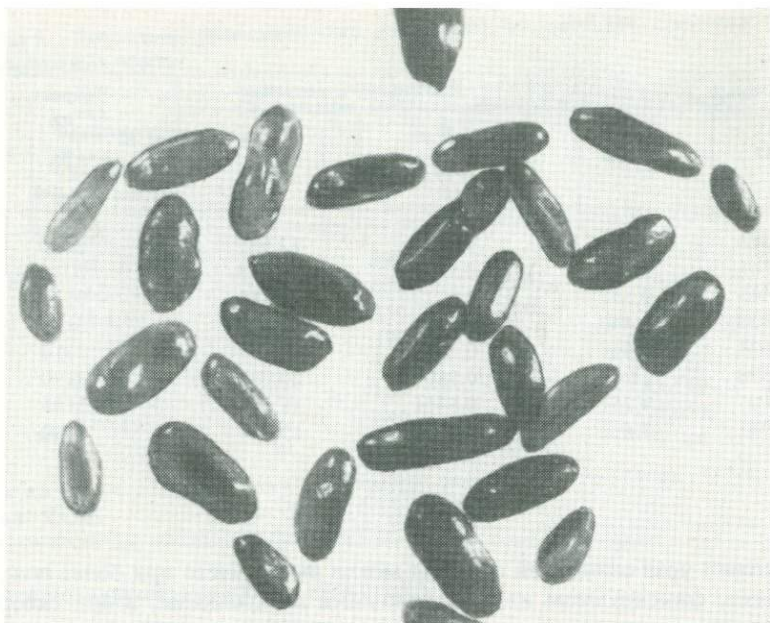
нарушения уран-свинцовой системы могли иметь место при более позднем процессе, фиксируемом калий-аргоновыми датировками, и при гипергенном изменении пород.

Детально изучался плагтиомигматит (тоналит), проба 15532, включающий пироксенит (проба 29855, 29860, скв. 86). Это среднезернистая, разгнейсованная порода, состоящая из олигоклаза № 20-22 (70%), кварца (18%), микроклина (2-3%), биотита (9%) (рис. 14, см. вкл.). В акцессорных количествах присутствует гиперстен, хлорит, апатит, циркон. Результаты измерения изотопного состава кислорода в этой породе и составяющих минералах, приведенные в табл. 6, позволяют оценить температуру минералообразования [18].

Из исследованных минералов наиболее устойчивыми к изотопному обмену при диафорических изменениях должны быть кварц и плагтиоклаз как минералы с наиболее устойчивой кристаллической решеткой. Действительно, именно по этой паре получены наиболее реальные температуры минералообразования: 680-700°C. Такие же температуры получаются и в равновесии указанных минералов с биотитом. Очевидно, триаду кварц-плагтиоклаз-биотит следует принять близкой к изотопно-равновесной, а температуры, полученные по равновесию в этой триаде, близкими к кульминационным в метаморфической истории тоналитов.

Полученные данные свидетельствуют о том, что метаморфизм пород был близок к пограничным условиям амфиболитовой-гранулитовой фации.

Продуктов метаморфизма в гранулитовой фации был эндербит (проба 18106-а). Это среднезернистая порода с массивной текстурой и гетерогранобластовой структурой. Минеральный состав (в %): плагтиоклаз - 70, кварц - 15, пироксен - 5; в незначительных количествах присутствуют биотит, роговая обманка, микроклин, акцессорные минералы апатит, циркон, магнетит. Изучались акцессорные цирконы в пробе плагтиомигматита (15532) и эндербита (18106). Акцессорные цирконы в них близки по морфологическим особенностям с преобладанием II-го типа.



Р и с. 15. Циркон из плаггиомигматитов (тоналитов) (пр. 15532, ув. 150)

Циркон-II образует субидiomорфные удлиненные кристаллы светлого желто-серого цвета (рис. 15). Размеры зерен 0,1–0,3 мм, удлинение по оси L_4 – 2,0–3,0. Блеск тусклый, прозрачность слабая. Реберные формы сглажены, закруглены, однако отчетливо диагностируется принадлежность кристаллов гиаинтовому габитусу. Грани призматического пояса имеют равное развитие или грани призмы второго рода $\{100\}$ резко преобладают. Головки кристаллов сложные, копьевидные $\{111\}$, $\{311\}$. Внутреннее строение кристаллов характеризуется отчетливо проявленными зонами роста, двупреломление пониженное. Циркон этого типа в кристаллах имеет сходство с таковыми из апотоналитовых мигматитов Среднего Приднепровья, а в случае сглаженных ребер – с цирконом из эндрбитов Побужья.

Циркон-II обнаруживает гетерогенное двухфазное или даже трехфазное зональное строение. Центральные части зерен темно-коричневые, наружные – розовые, прозрачные. Мощность наружной розовой прозрачной оболочки у различных зерен неодинакова. Она может отсутствовать на призматических гранях и обрастать головки кристалла.

В лаборатории ИГЕМ АН СССР (Бронихиным В.А.) изучен циркон из эндрбита (проба 18106а). Он характеризуется гетерогенным строением: его центральное коричневое или темно-коричневое ядро окружено розовой прозрачной оболочкой. Мощность оболочки примерно одинаковая и равна 0,05 мм.

В табл. 9 приведено распределение ряда элементов в отдельных зернах циркона. Образцы 2 и 5 представляют циркон из неэлектромагнитной фракции, обр. 3 – из электромагнитной. Принципиальной разницы в составе

Таблица 9. Результаты рентгеноспектрального микрозондового анализа циркона из эндербита (проба 18106а)

Оксиды	Неэлектромагнитная фракция				Электромагнитная фракция
	Зерно 2		Зерно 5		Зерно 3
	мин. Fe	макс. Fe	оболочка	центр	мин. Fe
SiO ₂	33,72	32,73	32,09	31,78	32,09
ZrO ₂	64,33	64,96	66,39	66,14	66,01
HfO ₂	1,46	1,49	1,63	1,73	1,62
UO ₂	0,28	0,37	—	0,36	0,19
PbO	0,16	0,72	—	0,33	0,12
FeO	—	0,98	—	—	—
Сумма	99,95	100,25	100,11	100,34	100,03

циркона этих двух фракций не обнаружено. Содержание урана и свинца в них сильно варьирует, но заметных выделений этих элементов не установлено. Наиболее неравномерно распределено железо (рис. 16, см. вкл.). Минералогическая неоднородность зерен согласуется с геохимической неоднородностью. Так, содержание урана и свинца в центре зерна (обр. 5) равно 0,36% и 0,33% соответственно, а в оболочке эти элементы не обнаружены. Исходя из этого гетерогенность ядра и оболочки циркона не вызывает сомнения.

Гетерогенность акцессорных цирконов в тоналитах и эндербитах затруднила проведение U-Pb изотопного датирования, в связи с чем нами был применен целый комплекс методических приемов (анализ единичных зерен, метод селективного кислотного разделения разновозрастных фаз и др.) для нахождения путей интерпретации дискордантных возрастных величин [3].

Из плагиомигматита (проба 15532) были проанализированы как размерные фракции акцессорного циркона, так и проведен анализ единичных зерен акцессорных цирконов по методике, разработанной в ГЕОХИ АН СССР В.А. Макаровым [6]. Метод позволяет проводить U-Pb изотопный анализ единичного зерна акцессорного циркона размером > 0,15 мм определенного морфологического типа с известным положением в структуре породы, что важно для более достоверной интерпретации полученной возрастной информации.

Результаты анализа 8 зерен акцессорных цирконов из пробы тоналитового гнейса № 15532 приведены в табл. 10 и на рис. 17. К сожалению, вес зерен мог быть только грубо оценен по их размеру и колеблется в пределах 100–200 нг, поэтому вычислить концентрацию Pb и U в цирконах не представляется возможным, даны лишь содержания урана и свинца в целом зерне. Семь зерен циркона были темно-бурого, почти черного цвета, восьмое — светло-коричневое, полупрозрачное с ячеистым внутренним строением. Отмечается резкое различие в содержании урана для этих цирконов и значительно более низкое значение возраста по изотопному

Таблица 10. Результаты уран-свинцового изотопного исследования единичных зерен акцессорного циркона из мигматита (проба 15532)

Номер зерна	Количество, мг		Изотопный состав свинца			Изотопные отношения		Возраст по ^{207}Pb / ^{206}Pb , млн лет
	U	Pb	206/204	207/206	208/206	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
1	128	92,6	400	0,306	0,085	0,583	22,71	3380
2	300	132	850	0,281	0,0708	0,374	13,86	3300
3	181	128	400	0,328	0,087	0,562	23,44	3480
4	234	125	4000	0,263	0,082	0,461	16,54	3250
5	203	127	1000	0,312	0,073	0,517	21,51	3480
6	219	170	2000	0,3176	0,069	0,646	27,83	3540
7	36	29	3200	0,3036	0,106	0,665	27,54	3475
8	53	37,4	1990	0,2564	0,216	0,552	19,10	3190

Примечание. 1–7 зерна темно-бурого, почти черного цвета, непрозрачные; зерно 8 светло-коричневое, полупрозрачное, блестящее.

отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ у светлой разновидности циркона, что подтверждает представление о том, что светлая фаза циркона является результатом перекристаллизации темно-бурой.

Однако, несмотря на внешне неперекристаллизованный облик темно-бурых цирконов, U-Pb изотопная система и в них нарушалась неоднократно. Это приводит к тому, что на графике с конкордией отклонения точек для микронавесок размерных и морфологических фракций и единичных зерен циркона от определяемых ими дискордий ($T_2 - t_2$; $T_3 - t_3$) значительно превышают экспериментальную ошибку. Это указывает на неточность данных выбранной модели однократного нарушения изотопной системы, что подчеркивается различными возрастными величинами, получаемыми для времени образования и нарушения U-Pb изотопной системы (3470–700 млн лет назад для микронавесок и 3560–900 млн лет назад для единичных зерен) в цирконах из одной породы и, следовательно, пережившими одну и ту же метаморфическую историю.

При двукратном (многократном) нарушении U-Pb изотопной системы в минералах экспериментальные точки должны лежать внутри треугольника (многоугольника), вершины которого на конкордии определяют возраст образования и преобразования цирконов. Действительно, как видно на рис. 17, точки всех цирконов из плаггиогнейса 15532 не выходят за пределы треугольника, ограниченного дискордией для молодых гранитоидов региона 2880 ± 40 – 200 ± 100 млн лет и дискордией, проведенной через точку, близкую к началу координат и возрастом 3650 млн лет на конкордии. Такое положение точек не противоречит минимум двукратному нарушению U-Pb изотопной системы в цирконах возрастом 3650 млн лет при общем метаморфизме толщи, имевшем место 2900 млн лет тому назад, и в фанерозое при процессе эрозии. Однако доказать правильность такого построения можно было бы, лишь получив в чистом виде фазы циркона, возникшие в ходе этих процессов. Поскольку сложное ячеистое строение зерен циркона в плаггиогнейсах и пироксенитах не давало возможности для механического разделения разновозрастных фаз, мы провели эксперимент по разделению их в ходе селективного кислотного разложения.

При постановке эксперимента мы исходили из уже имеющихся у нас данных по содержанию урана в разных фазах, т. е. могли грубо оценить

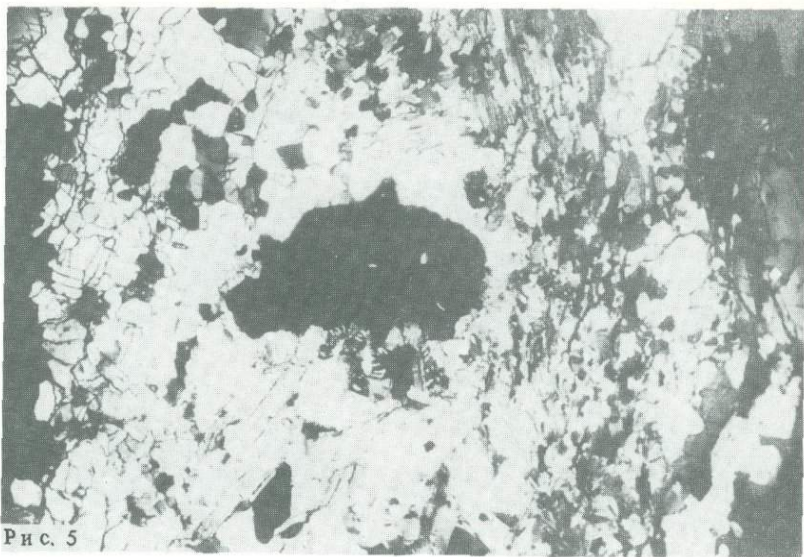


Рис. 5

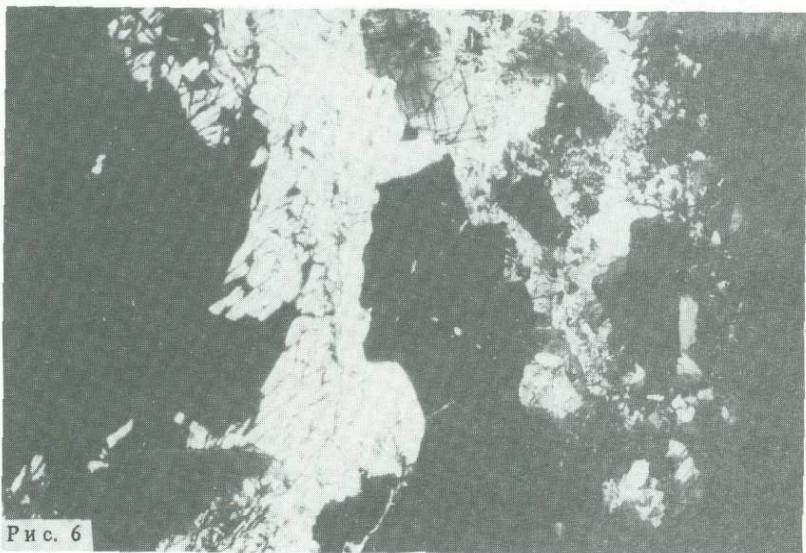


Рис. 6

Рис. 5. Развитие кордиерита по гранату в контакте с плагиоклазом (Николи +, ув. 20)

Рис. 6. Развитие кордиерита по ортопироксену, хорошо видно строение кварц-кордиеритовых кайм (Николи +, ув. 20)



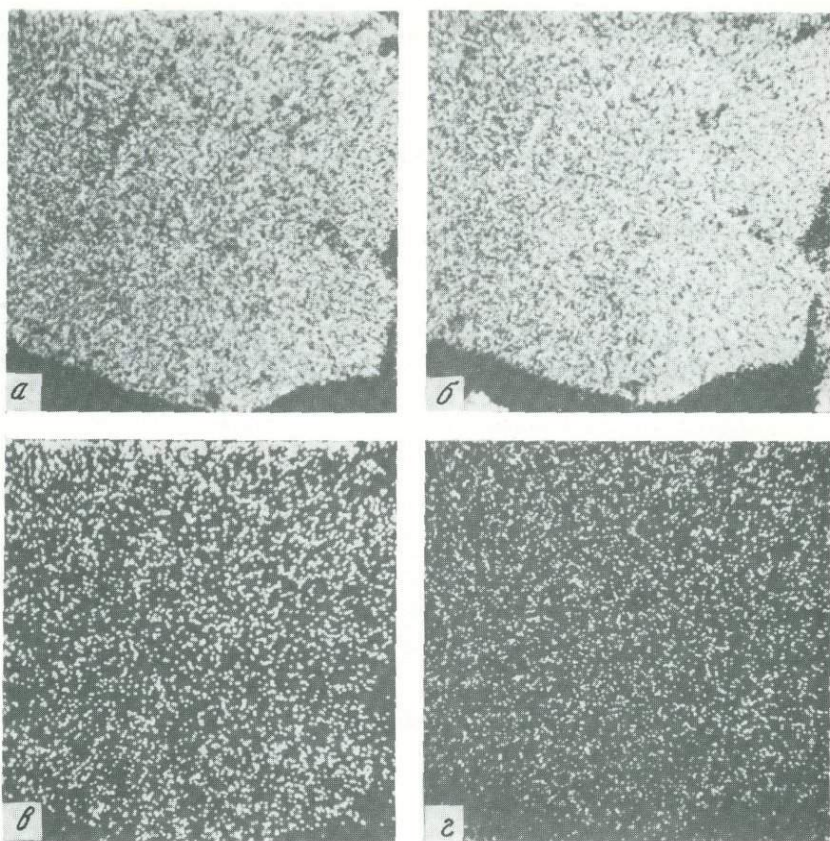
Рис. 10



Рис. 14

Рис. 10. Пироксенит крупнозернистый амфиболизированный и интенсивно флогопитизированный (ув. 20)

Рис. 14. Плаггиомигматит (тоналит) (пр. 15532, ув. 20)



Р и с. 16. Распределения циркония (а), кремния (б), гафния (в), урана (г), свинца (д), титана (е), железа (ж), полученные для зерна циркона (з) из эндербита (пр. 18106а, ув. 200)

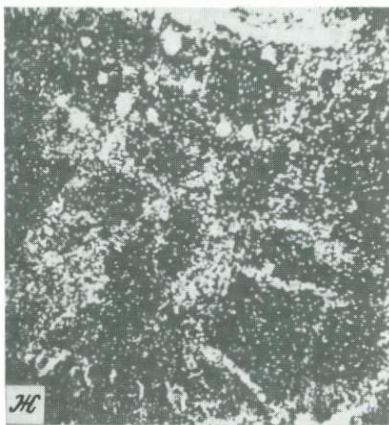
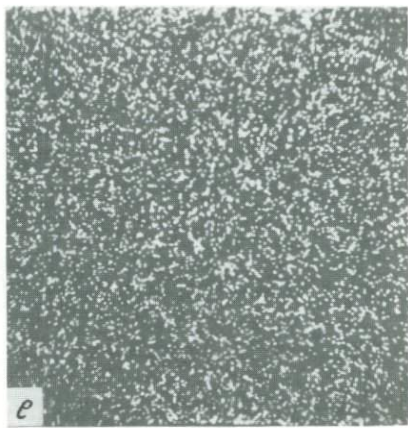
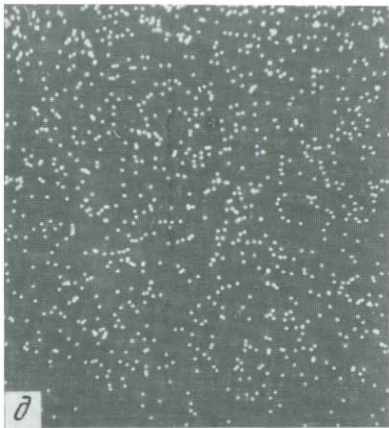


Рис. 16 (окончание)

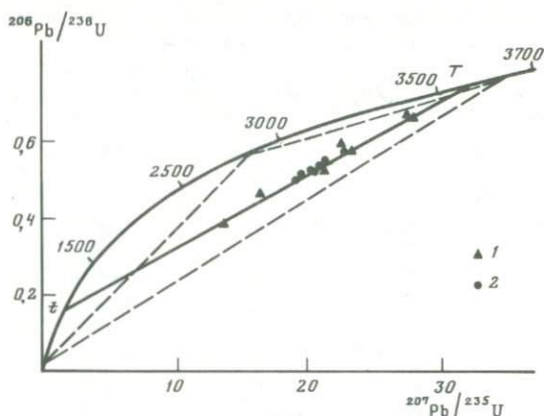


Рис. 17. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из плагиомигматитов (пр. 15532)

1 — единичные зерна цирконов; 2 — фракции циркона; $T = 3560 \pm 150$ млн лет; $t = 900 \pm 300$ млн лет

податливость их к кислотному воздействию. Исключительно высокие (до 0,2%) содержания урана в бурой непрозрачной фазе циркона не могли не привести к высокой степени метамиктности ее структуры, а следовательно, к легкой растворимости в кислотах. С другой стороны, прозрачная, малоурановая фаза циркона должна была быть более устойчивой к кислотному воздействию.

Растертая навеска циркона (30–50 мг) помещалась в тефлоновую капсулу и выдерживалась в термостате при $T = 100^\circ\text{C}$ в течение 1 ч в 10 N HNO_3 . Раствор (I) центрифугировался, и в нем измерялся изотопный состав свинца. При такой обработке свинец извлекался из наиболее метамиктной части минерала. Вес растворенной части минерала был столь незначительным, что учесть его не представлялось возможным. Основная навеска минерала заливалась 48%-ным HF и помещалась в термостат при 150°C на 20 ч. Раствор центрифугировался, осадок обрабатывался 1N HBr в течение 1 ч в термостате при $T = 150^\circ\text{C}$, раствор после центрифугирования соединялся с раствором в HF (II). При этом разлагалась основная навеска минерала (> 90%), неразложившийся остаток (~3–5 мг) обрабатывался HF при $T = 220^\circ\text{C}$ в течение 24 ч. В объединенном растворе (II) и в остатке (III) измеряли содержания U, Pb и изотопный состав свинца. Результаты эксперимента приведены в табл. 11.

Как следует из рассмотрения табл. 11, максимальный возраст легкорастворимой даже в HNO_3 фазы циркона достигает 3650 млн лет по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, практически совпадая с возрастом, полученным для аксессуарных цирконов из пироксенитов по верхнему пересечению дискордии с конкордией. Однако такой высокий возраст удалось получить лишь в одном эксперименте. В большинстве опытов в HNO_3 частично растворялась и перекристаллизованная фаза циркона, что связано, по-видимому, с высокими концентрациями урана (0,1%). Средняя фаза эксперимента — результат обработки циркона концентрированной HF

Таблица 11. Результаты уран-свинцового изотопного исследования цирконов методом ступенчатого кислотного разложения (проба 15532)

Операция	Номер опыта	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %	
		U	Pb	204	206
HNO ₃ 100°C 1 ч	1	He опр.	He опр.	0,358	54,443
	2	"	"	0,233	57,621
	3	"	"	0,049	69,573
	4	"	"	0,033	68,157
	5	"	"	0,023	70,539
	6	"	"	0,033	71,690
HF 150°C 20 ч	1	570	370	0,009	73,025
	1a	1340	810	0,008	73,087
	2	580	250	0,018	73,508
	3	540	310	0,004	73,615
	4	480	200	0,011	73,226
	5	860	390	0,011	73,559
Остаток	6	550	240	0,177	67,357
	1	140	70	0,014	73,341
	4	140	110	0,029	68,957
	6	120	65	0,011	72,547

в течение 20 ч при $T = 150^\circ\text{C}$ и составляющая по весу более 90% образца — практически соответствует по изотопно-возрастным данным необработанным зернам циркона.

И наконец, возраст кристаллического остатка по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ лежит в интервале 2860–3065 млн лет. К интерпретации этих данных возможны два альтернативных подхода. Интерпретация в рамках модели Везерилла датирует возникновение метаморфогенной фазы циркона в 3300–3400 млн лет. По другой интерпретации для времени перекристаллизации и возникновения метаморфогенной фазы циркона можно принять возраст в 2860 млн лет — минимальный возраст по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, совпадающий с возрастом гранитообразования в пределах региона. Несколько более высокие значения возраста в двух других остатках, возможно, связаны с неполным удалением промежуточной фазы при селективном растворении.

Таким образом, результаты эксперимента показывают, что перекристаллизация бурого циркона и образование поздней метаморфогенной генерации могло происходить около 2,9 млрд лет назад при внедрении днепровских гранитов.

Последующие нарушения U-Pb изотопной системы могли иметь место около 2 млрд лет назад — возраст, устанавливаемый K-Ar методом по слодам из этих пород и в фанерозое при гипергенном изменении пород.

Несмотря на сложную метаморфическую историю пород, многократное нарушение U-Pb изотопной системы в акцессорных цирконах как из ультра-

Изотопный состав свинца, %		Изотопные отношения		Возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ млн лет
207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
21,710	23,488	—	—	3650
19,649	22,496	—	—	3470
20,831	9,546	—	—	3430
20,529	11,281	—	—	3450
20,562	8,478	—	—	3430
21,615	6,662	—	—	3450
20,596	6,370	0,5476	21,193	3370
21,085	5,820	0,5154	20,422	3400
20,959	5,518	0,3696	14,394	3375
21,002	5,378	0,4834	18,982	3390
20,269	6,497	0,5115	19,406	3340
20,606	5,823	0,3875	14,976	3350
20,699	11,767	0,3267	12,601	3360
15,094	11,551	0,4293	12,047	2860
16,347	14,667	0,5905	18,909	3065
15,639	11,804	0,4432	13,148	2935

базитов, так и из плаггиогнейсов, установленный возраст их образования 3650 ± 150 млн лет совпадает в пределах ошибки эксперимента.

Исследовался также акцессорный циркон из эндрбита (проба 18106а), минералогическое описание которого было дано выше.

Выделенный для изотопно-геохронологических исследований из пробы эндрбита циркон (0,5 г) был разделен по электромагнитным свойствам на две группы: неэлектромагнитную (0,3 г) и электромагнитную (0,2 г). Каждая группа разделена по размерам зерен на следующие классы крупности (табл. 12).

Таким образом, основная масса зерен циркона (70%) имеет размеры меньше 0,2 мм. Поверхность большинства кристаллов циркона разрушена — покрыта сахаровидными светлыми корочками и разбита беспорядочно

Таблица 12. Фракции циркона

Размер зерен, мм	Вес, мг	
	Неэлектромагнитная группа	Электромагнитная группа
-0,5 + 0,3	10	9
-0,3 + 0,2	60	20
-0,2 + 0,1	90	50
-0,1	100	50

Таблица 13. Результаты уран-свинцового изотопного исследования циркона из эндербита (проба 18106а)

Характеристика и размер фракции циркона, мм	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %	
	U	Pb	204	206
Неэлектромагнитная, -0,1	1850	917	0,003	75,147
Электромагнитная, -0,1	2370	995	0,025	75,256
Неэлектромагнитная, 0,1-0,2	617	330	0,016	75,174
Неэлектромагнитная, +0,2	155	77	0,026	75,111
Электромагнитная, 0,2-0,5	4530	2690	0,034	74,812
Неэлектромагнитная, непромытая, -0,1	1580	911	0,015	74,261
Электромагнитная, непромытая, -0,1	1710	749	0,029	74,607

Примечание. Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 12,32 : 13,96$.

расположенными трещинами. В поперечных сколах зерен отчетливо прослеживается неоднородное строение.

В табл. 13 приведены результаты исследований 5 различных фракций циркона, отличающихся по электромагнитным свойствам и размерам зерен, предварительно промытых в условиях, описанных ранее, а также двух наиболее мелких фракций, не подвергавшихся до разложения никакой обработке. Между полученными для них результатами не наблюдается каких-либо существенных различий, что указывает на отсутствие воздействий, которые могли бы вызвать изменения в уран-свинцовых изотопных системах цирконов в результате подобной предварительной обработки. На диаграмме с конкордией (рис. 18) точки, отвечающие свинец-урановым изотопным отношениям отдельных фракций циркона, располагаются вдоль линии, идущей к началу координат; они не образуют четкой линейной зависимости и обладают значительной дисперсией относительно определяемой ими линии регрессии, которая существенно выходит за пределы экспериментальной ошибки. Это свидетельствует о достаточно сложной истории развития уран-свинцовой изотопной системы в цирконах эндербита, для выяснения которой необходимо получение дополнительных данных.

С этой целью две фракции циркона весом 25-30 мг (-0,1 мм, электромагнитная и неэлектромагнитная) были подвергнуты последовательной обработке различными кислотами. Сначала в течение 1 ч кристаллы циркона кипятили в азотной кислоте (1:1), затем в течение 1 ч - во фтористоводородной. Нерастворившийся остаток разлагали по обычной методике в тefлоновой капсуле при 200 °C в течение суток. Было обнаружено, что основная масса циркона (визуально более 90%) растворялась при кипячении во фтористоводородной кислоте. Во всех выщелатах и остатках определяли изотопный состав свинца и методом изотопного разбавления количественные содержания урана и свинца. Полученные результаты представлены в табл. 14.

Изотопный состав свинца, %		Изотопные отношения		Возраст по ^{207}Pb / ^{206}Pb , млн лет
207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
20,939	3,898	0,4327	16,598	3355
20,335	4,384	0,3657	13,443	3285
20,195	4,614	0,4660	17,112	3285
20,486	4,383	0,4294	15,832	3300
20,882	4,265	0,5134	19,418	3330
21,235	4,489	0,4963	19,428	3385
20,310	5,055	0,3780	13,977	3295

Для обеих фракций циркона при обработке азотной кислотой наблюдается переход в раствор менее 1% содержащегося в них урана и около 3% свинца. Радиогенная составляющая этого свинца по своему изотопному составу отвечает цифре возраста порядка 3450 млн лет. Растворившаяся при последующей обработке фтористоводородной кислотой основная масса циркона характеризуется свинец-урановыми изотопными отношениями и соответствующими цифрами возраста, аналогичными таковым для всех ранее исследованных фракций циркона (см. табл. 13). Наконец, нерастворившийся после такой обработки кислотами остаток, содержащий около 2% от всего количества в цирконах урана и свинца, отвечает по изотопному составу свинца более молодым цифрам возраста порядка 2950-3000 млн лет. Не исключено, что эти цифры являются несколько завышен-

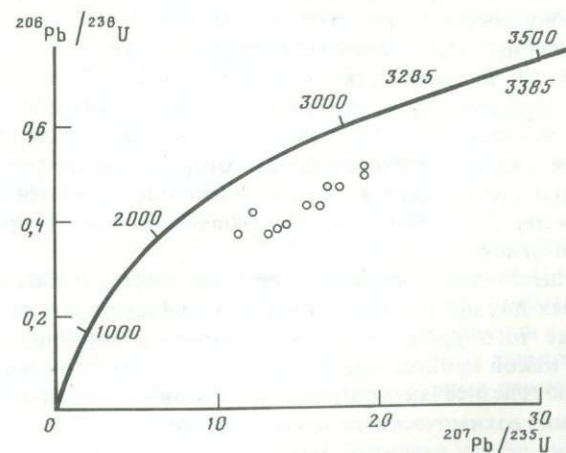


Рис. 18. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из эндербитов (пр. 18106)

Таблица 14. Результаты уран-свинцового изотопного исследования циркона из эндробита методом ступенчатого кислотного разложения (проба 18106а)

Характеристика и размер фракции циркона, мм	Операция	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %	
		U	Pb	204	206
Неэлектромагнитная, -0,1	HNO ₃ , 1 ч, 100°С	0,37	0,78	0,238	64,881
То же	HF, 1 ч, 100°С	45,00	24,15	0,003	75,214
”	Остаток	1,08	0,50	0,012	77,916
Электромагнитная, -0,1	HNO ₃ , 1 ч, 100°С	0,15	0,34	0,291	63,686
То же	HF 1 ч, 100°С	29,00	14,00	0,123	71,172
	Остаток	0,68	0,29	0,043	76,128

Примечание. Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1:12,32 : 13,96$.

ными вследствие неполного растворения более древнего циркона во фтористоводородной кислоте.

Возрастные результаты по цирконам из эндробита в принципе могут быть интерпретированы двояко.

Уран-свинцовая изотопная система в цирконах претерпела двухстадийное развитие. Первая стадия отвечает времени начиная с момента образования цирконов (3650 млн лет в соответствии с возрастом циркона из ультрабазитов) до момента воздействия на них позднего метаморфического события (2800 млн лет — возраст циркона в плагиоклазитах). Кроме того, уран-свинцовая система цирконов из эндробита подверглась воздействию современных геологических процессов, что привело к смещению экспериментальных точек, отвечающих свинец-урановым изотопным отношениям, в сторону начала координат (см. рис. 18).

Альтернативная интерпретация предусматривает существование метаморфического события в промежутке времени между 3700 и 2800 млн лет, приведшего к образованию эндробитов и соответствующего им циркона. В этом случае эволюция его уран-свинцовой изотопной системы должна рассматриваться уже как трехстадийная, которой отвечают три уран-свинцовые фазы, присутствующие в цирконе: наиболее древняя с возрастом более 3450 млн лет (эндробитовая) и наиболее молодая с возрастом менее 2950 млн лет (плагиоклазитовая).

Наиболее существенным моментом при расшифровке изотопных возрастов, полученных для древнейших пород Новопавловского участка, является установление того процесса, в ходе которого цирконы возникли и, следовательно, какой процесс они датируют. Это в первую очередь относится к выяснению генезиса акцессорных цирконов в ультрабазитах в связи с их необычными геохимическими характеристиками. Не исключено, конечно, что на ранних этапах развития Земли недифференцированные ультраос-

Изотопный состав свинца, %		Изотопные отношения		Возраст ^{207}Pb по ^{206}Pb , млн лет
207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
21,832	13,148	1,5184	62,784	3470
20,935	3,848	0,4688	17,966	3350
16,992	5,079	0,4184	12,480	2955
21,660	14,332	1,5868	64,369	3440
20,438	8,265	0,3910	14,520	3300
17,528	6,297	0,3748	11,580	3010

новые породы содержали высокие количества урана и ультрабазиты могли быть минералообразующей средой для высокоуранового черного циркона. Однако фактический материал, накопленный к настоящему времени, свидетельствует о следующем:

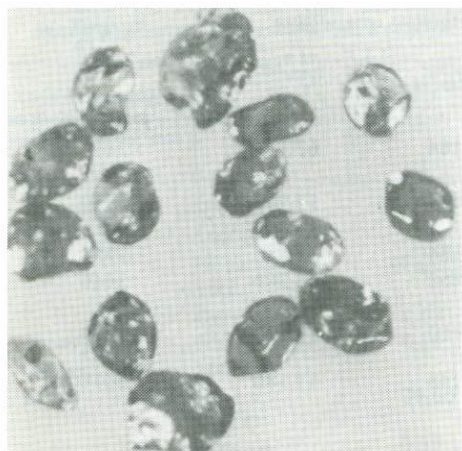
содержание урана в ультраосновных породах новопавловского комплекса около 2 г/т (по данным рентгеноспектрального анализа "Кировгеология"). Следовательно, циркон, выросший в этих породах, имея средний коэффициент концентрации 240, должен содержать около 500 г/т урана. В черном цирконе из ультрабазитов новопавловского комплекса уран концентрируется в количестве до 1000–1300 г/т, что отвечает "гранитному" содержанию урана в цирконах;

внешний облик циркона напоминает минерал, выросший в условиях насыщенности породы летучими или водой;

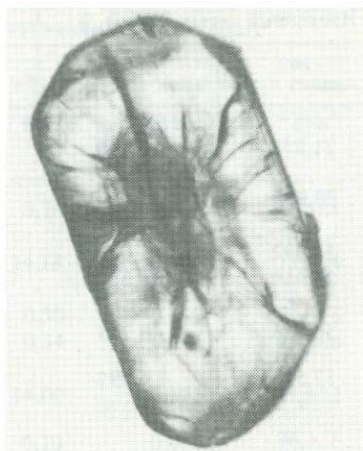
результаты изучения срезов черного циркона в отраженном свете указывают на присутствие в цирконовой матрице включений инородных фаз, отвечающих по составу породообразующим минералам (плагиоклазу и флогопиту). Последнее характерно для минералов метасоматического генезиса.

Исходя из перечисленных фактов, циркон по отношению к ультрабазитам, очевидно, является продуктом аутометасоматических процессов на заключительной стадии формирования древнейших ультрабазитов или связан с воздействием более поздних тоналитовых магм. Следовательно, изотопный возраст 3650 ± 150 млн лет, полученный по акцессорным цирконам, отвечает времени формирования ранних тоналитов (позднее частично превращенных в эндробиты) и метасоматической проработке уже существующих к тому моменту пород ультраосновного-основного состава.

Проводился U-Pb изотопный анализ акцессорных цирконов из плагиогнейсов, мигматитов и плагиоклазитов. Акцессорные цирконы в них были



Р и с. 19. Циркон из плагиоклазита (пр. 15547, ув. 150)



Р и с. 20. Циркон из плагиоклазитов в иммерсионных препаратах (ув. 300)

представлены как II типом, описанным выше, так и присущим преимущественно этим породам III типом циркона.

Циркон-III наблюдается в сложноограненных изометричных и столбчатых кристаллах гиацинтового типа (рис. 19), реже в обломках неправильной формы. Размеры крупных зерен 0,5–0,7 мм, мелких 0,1–0,2 мм. Удлинение 1,0–1,5 до 2,0. Цвет розовато-красный, малиновый. Прозрачен, блеск алмазный, двупреломление высокое. Густо окрашенные зерна слабо плеохроируют. Трещиноват, особенно в обломках неправильной формы. Включения редки, видимые зоны роста отсутствуют.

По сравнению с цирконом-I он не электромагнитен. Удельный вес (4,6) характерен для циркона с решеткой, не затронутой метамиктным распадом. Циркон-III обычно однороден, прозрачен, не трещиноват с высоким двупреломлением и яркими цветами интерференции (рис. 20). Только отдельные зерна имеют в центральной части низкопреломляющие, слабо прозрачные сердцевинки, которые могут рассматриваться как реликты ранней генерации циркона. Исследование циркона-III в аншлифах указывает на однородность его зерен и отсутствие трещиноватости. Результаты микрозондовых исследований (табл. 15) указывают на низкое содержание в цирконе-III урана и свинца.

Гранат-биотитовый гнейс (проба 15534) содержит лейкосому гранитного состава. Температура равновесия граната и биотита по гранат-биотитовому геотермометру составляет 750 °С. Мигматит (проба 15495) состоит из меланократовых и лейкократовых прослоев. По минеральным ассоциациям и химическому составу лейкократовые прослои отвечают тоналиту.

Циркон в этих породах был представлен как II, так и III генерацией, преобладающей в мелкой фракции. Результаты U-Pb изотопного анализа размерных фракций представлены в табл. 16 и на рис. 21. Фигуративные

Таблица 15. Результаты микрозондовых рентгеноспектральных исследований циркона-III*

Номер пробы	Порода	Характеристика циркона	Содержание, %		
			U	Pb	Hf
15516	Ультрабазит	Светло-розовый розовый, зональный центр	0,046	Следы	1,3
29855	"	Светло-розовый	0,050	"	1,45
29854	"	"	Следы	"	Не обн.
29853	"	"	0,024	0,018	1,11
29930	"	"	0,033	0,004	1,27
29930	"	"	0,016	0,013	1,44
15532	Аптоналитовый мигматит	"	0,035	0,010	1,63
15495	То же	"	0,033	0,014	1,74
15547	Плагноклазит	Коричневато-красный	0,048	0,006	1,67

*Данные получены на микрозонде марки УХА-5 в лаборатории ИГФМ АН УССР О.П. Шаркиным.

точки цирконов определяют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 2880 ± 40 млн лет. Изучены были также акцессорные цирконы в плагноклазите (проба 15547), представленные исключительно III типом.

Результаты по определению содержаний свинца и урана и изотопному составу свинца в размерных фракциях циркона из плагноклазитов представлены в табл. 17. На изохронной диаграмме с конкордией (рис. 22) точки, отвечающие свинец-урановым изотопным отношениям в различных фракциях циркона, образуют линейную зависимость, идущую в начало координат. Такая картина указывает на отсутствие каких-либо существен-

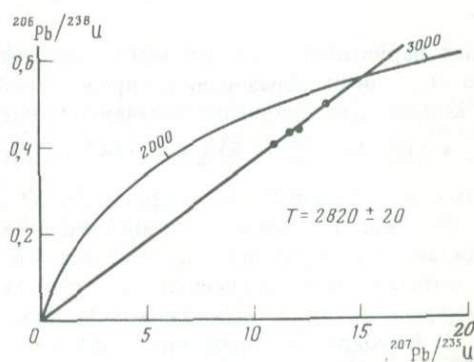
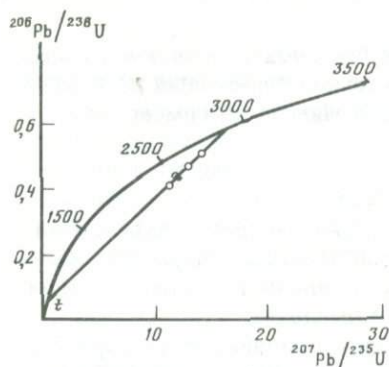


Рис. 21. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из гранат-биотитового гнейса (пр. 15534) и мигматита (пр. 15495), $T = 2880 \pm 40$ млн лет

Рис. 22. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из плагноклазитов (пр. 15547)

Таблица 16. Изотопный возраст различных фракций аксессуарных цирконов из гранитоидов Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита

Номер пробы	Размер фракции, мм	Содержание, %		Изотопный состав свинца	
		Pb	U	204	206
15495	-0,150 + 0,100	0,038	0,057	0,192	70,997
"	-0,100 + 0,075	0,030	0,057	0,026	77,922
"	-0,075	0,027	0,057	0,014	78,054
15534	-0,100 + 0,075	0,030	0,066	0,082	77,175
15532	-0,095	0,036	0,057	0,009	72,578
"	-0,150 + 0,100	0,040	0,065	0,035	72,988
"	-0,190 + 0,150	0,041	0,061	0,011	72,430

Примечание. Поправка на обыкновенный свинец в пробе 15532: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} : ^{208}\text{Pb} = 1 : 12,369 : 13,957 : 32,263$; в пробах 15495 и 15534: $1 : 13,28 : 14,67 : 33,21$.

Таблица 17. Результаты уран-свинцового изотопного исследования циркона из плагиоклазита (проба 15547)

Размеры фракции циркона, мм	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %	
	U	Pb	204	206
Не рассеянная	523	278	0,008	79,788
+ 0,1	Не опр.	Не опр.	0,005	79,605
+ 0,05	523	278	0,156	73,248
+ 0,04	93	44	0,029	79,247
- 0,04	613	274	0,044	78,190

Примечание. Поправка на обыкновенный свинец: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 13,52 : 14,64$.

ных нарушений уран-свинцовой системы в цирконах в прошлом начиная со времени их образования, определяемого точкой пересечения дискордии с конкордией. Уравнение полученной линейной зависимости имеет вид

$$y = (0,0362 \pm 0,0008) x + (0,004 \pm 0,007),$$

что отвечает изотопному возрасту 2820 ± 20 млн лет.

Резюмируя данные по геологическому строению, петрографическому составу и минеральным парагенезисам, можно наметить следующую последовательность геологических событий, обусловивших создание полиметаморфических образований новопавловского комплекса.

1. Формирование протолитовой земной коры, в составе которой преобладали толеитовые базальты и в подчиненном количестве ультрабазиты, интродуцированные плагиогранитами тоналит-трондземитового ряда. Изотопный возраст последних 3650 млн лет.

2. Метаморфизм в условиях гранулитовой фации, приведший к образова-

Изотопный состав свинца		Изотопные отношения		Возраст по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$, млн лет
207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
16,805	12,006	0,4679	13,190	2833
16,013	6,038	0,4663	12,952	2838
15,781	6,151	0,4368	12,0426	2825
16,825	5,919	0,4046	11,485	2870
20,701	6,723	0,5331	20,872	3385
21,258	5,719	0,5253	20,730	3405
21,186	6,374	0,5696	22,851	3423

Изотопный состав свинца, %		Изотопные отношения		Возраст по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$, млн лет
207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
15,927	4,278	0,4922	13,467	2815
15,818	4,572	-	-	2810
16,547	10,049	0,4392	12,143	2830
15,976	4,748	0,4322	11,752	2805
16,043	5,723	0,4031	11,029	2815

нию эндербитов. Время проявления гранулитового метаморфизма однозначно не установлено.

3. Наложенный метаморфизм на породы гранулитовой фации новопавловского комплекса связан с общим региональным метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации пород конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья.

4. Постультраметаморфический метасоматоз, приведший к образованию плагиоклазитов и существенно калиевых гранитов и пегматитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян К.Х., Марков М.С. Условия образования и метаморфическая история эндербитов и чарнокитов Центрально-Кольской зоны // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1984. Ч. 130, вып.5. С. 547-559.
2. Аранович Л.Я., Подлесский К.К. Экспериментальное изучение равновесия гранат + силлиманит + кварц = кордиерит // Докл. АН СССР, 1981. Т. 259, № 6, С. 252-263.

3. Бибикова Е.В., Макаров В.А., Грачева Т.В. Изотопный возраст древнейших гранитоидов Украинского щита//Геохимия. 1985. № 8, С. 1148–1158.
4. Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Фазовое соответствие в системе биотит-гранат: экспериментальные данные //Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 3, С. 731–734.
5. Луговая И.П., Загнитко В.Н., Бойко В.Н. Изотопный состав кислорода в древнейших породах Украинского щита//Тез. докл. 10 Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ, 1984. С. 91–92.
6. Макаров В.А. U-Pb анализ единичных зерен акцессорных цирконов//Методы изотопной геологии. М.: ГЕОХИ, 1983. С. 104–110.
7. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 315 с.
8. Перчук Л.Л. Биотит-гранатовый геотермометр//Докл. АН СССР. 1967. Т. 177. № 2, с. 111–114.
9. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 316 с.
10. Перчук Л.Л. Термодинамические аспекты полиметаморфизма// Метаморфические зональности и полиметаморфические комплексы. М.: Наука, 1982. С. 55–59.
11. Перчук Л.Л., Лаврентьев И.В., Аранович Л.Я., Подлесский К.К. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М.: Наука, 1983. 189 с.
12. Равич М.Г., Каменев Е.Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л.: Гидрометеоздат, 1972. 657 с.
13. Соллогуб В.Б. Земная кора Украины//Геофиз. журн. 1982. Т. 4. С. 3–25.
14. Фонарев В.И., Грабчиков А.А. Двупироксеновый геотермометр/Минерал. журн. 1982. Т. 4, № 4, С. 3–12.
15. Шербак Н.П., Бибикова Е.В., Жуков Г.В., Макаров В.А. Изотопное датирование палеовулканитов конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья (Украинский щит)//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1982. № 11. С. 29–33.
16. Шербак Н.П., Ветштейн В.Е., Бойко В.Л., Воинова Т.Н. D/H и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ во флогопитах древнейших пород Украинского щита//Тез. докл. 10 Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ, 1984. С. 93–95.
17. Ellis D.J., Sheraton J.W., England B.N., Dallwitz W.B. Osumilite-Sapphirine-quartz granulites from Enderby Land Antarctica. — Mineral assemblages and reactions//Contribs. Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 72, N 2, p. 123–144.
18. Friedman L., O'Neil J.R., Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest//Geol. Surv. Profess. Pap. 1977, N 1. P. 440.
19. Holdway M.J. Stability of andesite and the aluminum silicate phase diagram//Amer. J. Sci. 1971. Vol. 271, N 2, P. 97–131.
20. Jaffey A.H., Flynn K.P., Glendenin L.E. et al. Precision measurements of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U //Phys. Rev. C. 1971. Vol. 4, P. 1889–1900.
21. Krogh T.E. A low contaminated method for decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations//Geochim. et cosmochim. acta, 1973. Vol. 37, P. 485–494.
22. Wood B.J., Bunno Sh. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in sample and complex systems// Contribs. Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 42, N. 2, P. 109–124.

С.Б. ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО, Е.В. БИБИКОВА, О.А. ЛЕВЧЕНКОВ,
Ю.Д. ПУШКАРЕВ

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Геохронологическое изучение Восточной части Балтийского щита имеет свою преемственность. Первое измерение возраста было выполнено в 1926 г. К.А. Ненадкевичем для уранинита из пегматитовой жилы Синяя Папа в Беломорье, который оказался равным 1800 млн. лет, и, таким образом, беломорская формация представлялась как одна из древнейших на Земле. В течение многих лет геохронологическое изучение пород Балтийского щита проводилось К-Аг методом преимущественно в ИГГД АН СССР. Именно на этом материале Э.К. Герлингом с сотрудниками разрабатывались основы метода и выявлялись его возможности и ограничения. С большой подвижностью аргона при термальных воздействиях связано обширное по площади омоложение изотопных возрастов, полученных К-Аг методом для пород архея, в период свекофеннской активизации 1700–1900 млн. лет назад. С другой стороны, на Кольском полуострове выявлена область заражения избыточным аргоном, показана возможность вхождения избыточного аргона даже в такие наиболее широко используемые для датирования минералы, как слюды. Применение только одного К-Аг метода для измерения возраста пород Балтийского щита на первом этапе приводило нередко к ошибочным представлениям о возрастных взаимоотношениях отдельных формаций, затрудняло построение корреляционных стратиграфических схем.

Большие работы были выполнены И.М. Гороховым с сотрудниками по изотопному датированию пород Балтийского щита изохронным Rb-Sr методом. Однако более поздние исследования показали, что многие корреляционные зависимости, полученные Rb-Sr методом по породам в целом, оказались искаженными вследствие перераспределения Rb и Sr при последующих геологических событиях. Так, значительная часть определений по породам Карелии оказалась соответствующей ложным изохронам вследствие изменения минералов в прядьатулийское время, связанное, вероятно, с образованием химической коры выветривания. Поэтому данные Rb-Sr метода для Карелии в настоящей работе опущены. С начала 60-х годов ГЕОХИ АН СССР под руководством А.И. Тугаринова, а несколько позднее в ИГГД АН СССР и в ГИ КФ АН СССР начались планомерные работы по геохронологическому изучению пород Балтийского щита U-Pb изотопным методом по акцессорным цирконам. Этот метод обладает целым рядом преимуществ при датировании полиметаморфических комплексов раннего докембрия [65].

Первые же измерения U-Pb изотопного возраста цирконов внесли существенные коррективы в схемы геохронологической корреляции пород щита, в частности, позволили отнести лопий Балтийского щита к архею.

В связи с этим данное обобщение проведено главным образом с учетом результатов изотопного датирования пород U-Pb методом по цирконам с привлечением данных Rb-Sr и Pb-Pb изохронных методов в тех

случаях, когда они не шли в разрез с U-Pb. В ограниченном количестве приведены результаты измерения возраста цирконов методом термояонной эмиссии. При высокой экспрессности этот метод позволяет устанавливать возраст акцессорных цирконов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Поскольку для раннедокембрийских цирконов возраст, полученный по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, чаще всего соответствует минимальному времени образования цирконов, этот метод применялся в основном как поисковый для выбора наиболее интересных объектов исследования. В ограниченном объеме он использован для предварительных возрастных корреляций.

U-Pb изотопное датирование акцессорных цирконов из пород Балтийского щита проводится уже более 25 лет. За это время менялись и совершенствовались методы анализа. Начиная с середины 70-х годов разложение цирконов и выделение свинца и урана для изотопного анализа проводится по методу Кроу [71]. Для выделения кристаллической фазы цирконов используется четырехчасовая обработка цирконовых концентратов HF в гидротермальных условиях при 200°C.

При расчете значений возраста использовались унифицированные значения констант [73]:

$$\lambda_{238} = 0,155125 \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}, \lambda_{235} = 0,98485 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}, {}^{238}\text{U}/{}^{235}\text{U} = 137,88$$

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

На территории восточной части Балтийского щита выделяются три крупных геотектонических района — Кольский, Беломорский и Карельский [17, 26, 34, 39], составляющих древний (архейский) геоблок, и район Приладожья, относящийся к свекофенскому (протерозойскому) геоблоку. Три геоблока архейской части щита различаются уже на ранних этапах геологической истории составом пород и режимом эндогенных процессов, что имеет непосредственное отношение к проблеме геохимической замкнутости изотопных систем.

Кольский мегаблок представляет собой в целом гранулитогнейсовую область, геологические и геофизические исследования которой выявили его гетерогенное блоковое строение.

Две узкие протяженные тектонические зоны — Кейвско-Порос-Озерская и Печенго-Варзугская, ориентированные в северо-западном направлении, делят Кольский мегаблок на три примерно равных сегмента — Мурманский, Центрально-Кольский и Терско-Лоттинский [26], которые различаются режимом и интенсивностью, эндогенных процессов, главным образом в протерозойский этап геологической истории. На северо-востоке границей Кольского мегаблока является Предтиманская зона разломов, которая одновременно является и границей платформы.

Центрально-Кольский сегмент, расположенный между Кейвско-Поросозерской и Печенго-Варзугской зонами, в свою очередь, делится Цагинской зоной разломов с приуроченной к ней интрузией габбро-лабрадоритов [26] на два блока — Западно-Кольский и Кейвский. Западно-Кольский блок сложен породами кольской серии и ее фундаментом — породами

тоналит-гранодиоритового ряда [4, 52]. Большая часть Кейвского блока занята Кейвским грабеном, выполненным гнейсо-сланцевым комплексом (преимущественно метавулканитами). К востоку от грабена обнажены гнейсо-граниты, аналогичные гранитам Мурманского блока. В пределах этого же блока размещены щелочные граниты и сиениты.

К юго-западу от Печенго-Варзугской тектонической зоны расположен Терско-Лоттинский сегмент. От Беломорского мегаблока его отделяет Главный беломорский шов [26]. Большая часть этой территории сложена разнообразными гнейсами и сланцами, местами магнетитовыми. Они рассматриваются в составе кольской или беломорской серий. В пограничной с беломорским мегаблоком зоне (гранулитовый массив) породы повторно метаморфизованы в условиях гранулитовой фации повышенных давлений [54]. Кольский мегаблок рассекается также серией северо-восточных тектонических зон протерозойского возраста. В центральной части Кольского мегаблока проходит Хибинско-Контозерская зона разломов, где располагаются палеозойские (365 млн лет) [28] интрузии щелочных пород (Хибины, Ловозеро, Контозеро).

Беломорский мегаблок включает Северную Карелию и южную часть Кольского полуострова – территорию, сложенную гнейсами и сланцами архея, образующими пояс, вытянутый в северо-западном направлении [18]. В истории формирования беломорид выделяются 4 этапа, которые рассматриваются относящимися к AR_1 , AR_2 , PR_1^1 и PR_1^2 [69]. Выделяемые этапы выражены обширным проявлением процессов деформаций, метаморфизма и мигматизации. Со свекофенским этапом (PR_1^2) тектонической активности в северо-западном Беломорье связано пегматитообразование [19]. К этому же времени относится формирование Лапландской зоны гранулитов высокого давления [54]. Характерной особенностью всех этапов метаморфизма в Беломорском мегаблоке является его принадлежность к фаціальным сериям повышенного или умеренного давления [26]. Предполагаемая непрерывность эндогенных процессов на протяжении почти 1,5 млрд лет и протекание метаморфических процессов в режиме повышенного давления принципиально отличают Беломорский мегаблок от двух смежных мегаблоков – Кольского и Карельского.

В состав *Карельского мегаблока* входит большая часть Карелии, часть Восточной Финляндии. Эта территория по основным чертам строения является типичной гранитно-зеленокаменной областью, активность эндогенных процессов в которой, в отличие от Кольского и Беломорского блоков, снизилась к началу протерозоя. Геофизические исследования демонстрируют [26; и др.] гетерогенное строение этой территории и позволяют выделять блоки и разделяющие их мобильно-проницаемые зоны. Большая часть неоднородности связана, по-видимому, с древними (архейскими) этапами.

Формирование архейских зеленокаменных структур, завершившееся к 2600 ± 100 млн лет, и процессов гранитообразования в гнейсо-гранитных ареалах привело к созданию мощной континентальной коры. Начавшиеся поздние орогенические движения привели к возникновению сводовых поднятий с серией грабенов, в которых формировались сумийско-сарнилийские (PR_1^1) вулканогенно-осадочные комплексы [66]. По представлениям К.И. Хейсканена, сумийский вулканизм был представлен риолитовыми

лавами, а позднее формировались грубообломочные тефроидные толщи, базальтовые и андезит-базальтовые лавы, рассматриваемые в сариолии.

Примерно в это же время в зоне сочленения Карельской гранит-зеленокаменной области с беломорской зоной внедрялись массивы гиперстеновых гранитов.

Образование протоплатформенного чехла в Карелии выразилось накоплением мощных толщ зрелых осадков и излиянием платобазальтов [58], чему предшествовал длительный период предьятулийской пенепленизации и глубокого химического выветривания. Выделяются [58] сменяющиеся во времени ятулийский, заонежский, суйсарский и вепский комплексы (PR_1^2).

Породы ятулийского комплекса слабо метаморфизованы и деформированы. Сохраняются в ряде случаев относительно слабо деформированные поверхности залегания пород ятулия (PR_1^2) на архейском гранито-гнейсовом основании. Все это позволило рассматривать Карельский мегаблок как эпиархейский кратон [39]. К началу рифея на большей части территории устанавливается платформенный режим. Специфика развития Карельского мегаблока в протерозойский этап способствует геохронологическим исследованиям по выявлению древнейших событий в истории этой территории.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Кольский мегаблок

В строении Кольского мегаблока преобладают породы, геологическое развитие которых закончилось 2,8–2,7 млрд лет назад. Среди них выделяются два структурных подразделения – фундамент, сложенный диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами, и залегающие на них метаморфические породы [55; и др.]. Гранитоиды фундамента обнажены в виде блоков и куполов, облекаемых супракрустальными породами [4, 52; и др.]. Метаморфические породы верхнего структурного этажа многократно деформированы, метаморфизованы, прорваны интрузиями ультраосновных, основных и гранитных пород.

Относительно расчленения и корреляции супракрустальных пород, прорываемых гранитами с возрастом 2,7–2,8 млрд лет, существуют две точки зрения. Согласно первой [17, 53, 26], следует выделять две разновозрастные группы метаморфических пород. К более древней относится кольская серия гнейсов (древнее 3 млрд лет), к более молодой – тундровая, кейвская, колмозеро-вороньинская серии (древнее 2,7 млрд лет). В соответствии со второй точкой зрения [55] все эти серии разновозрастны. В настоящее время обоснованно этот вопрос решен быть не может.

В состав кольской серии, развитой преимущественно в Центрально-Кольском сегменте, входят биотитовые, гранатовые, амфиболовые гнейсы, двупироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты, железистые кварциты. Аналогами пород кольской серии в Мурманском сегменте являются реликты двупироксеновых сланцев, амфиболитов и амфиболовых гнейсов, относимых к баренцовоморской серии, а также гнейсы и сланцы Терско-Лоттинского сегмента.

Метаморфические породы кольской серии прошли полициклический путь развития. Ранний цикл деформаций выражен образованием двух систем изоклинальных складок, одновременных с метаморфизмом гранулитовой фации умеренных давлений. Вдоль сланцеватости, параллельной осевым поверхностям складок, развиты мигматиты, изофациальные с гранулитовым метаморфизмом [41, 21]. Во время второго цикла деформаций в породах кольской серии были сформированы главные картируемые структуры — крупные изоклинальные складки северо-западного простирания с субвертикальными осевыми поверхностями и субгоризонтальными шарнирами. Деформации второго цикла на северо-западе Центрально-Кольского сегмента сопровождались метаморфическими преобразованиями, отвечающими последовательному снижению давления от фации альмандиновых до фации куммингтонитовых амфиболитов [21]. На юге (район ст. Кица) повторный метаморфизм происходил с образованием гранулитовых ассоциаций.

Определен U-Pb изотопный возраст акцессорных цирконов и монацитов, выделенных из гнейсов кольской серии, метаморфизованных как в гранулитовой, так и в амфиболитовой фации метаморфизма (табл. 1). Несмотря на резкое морфологическое различие акцессорных цирконов (изомеричные прозрачные зерна в гнейсах гранулитовой фации и субидiomорфно-призматические в гнейсах амфиболитовой фации), они устанавливают в пределах ошибки измерения синхронность этих процессов. Метаморфизм пород кольской серии датирован по этим данным в 2700 ± 50 млн лет. Большинство изученных цирконов испытало нарушение замкнутости U-Pb изотопной системы по крайней мере двукратно, о чем свидетельствует положение точек внутри треугольника, определяемого дискордиями 2700–1850 млн лет и началом координат.

Несколько более молодой возраст — 2500 ± 60 млн лет, интерпретируемый как время проявления метаморфизма фации кумингтонитовых амфиболитов, был измерен изохронным Rb-Sr методом по валовым пробам биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов, вмещающих Оленегорское месторождение железистых кварцитов [23]. Полученное при этом низкое начальное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7026 \pm 0,0009$ свидетельствует о непродолжительной коровой предыстории материала гнейсов, что исключает предположение о возможности существования значимо более древнего метаморфического события. Более того, столь низкое начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволяет утверждать, что интервал времени между накоплением пород и их метаморфизмом не мог превышать нескольких десятков миллионов лет. Исследования Rb-Sr и K-Ag геохронометрических систем тех же гнейсов на минеральном уровне определило возраст наложенного метаморфизма фации альмандиновых амфиболитов интервалом 1750–1580 млн лет [23].

Со вторым циклом деформации и метаморфизма связано образование основной массы гранитов, мигматитов и пегматитов кольской серии [41, 56], хотя часть гранитоидов — гиперстеновые диориты и олигоклазовые граниты — относилась многими исследователями к фундаменту кольской серии.

Структурное положение комплекса гиперстеновых диоритов (рис. 1) описано в работе [1]. Авторы приходят к выводу о том, что этот комплекс

Таблица 1. Возраст аксессуарных минералов из пород Кольского мегаблока [56]

Номер пробы, минерал	Содержание, мкг/г		Изотопный состав Pb, %	
	U	Pb	204	206
1	2	3	4	5

Чарнокитоиды Мурманского и Центрально-Кольского блоков

38/72, циркон	812	304	0,067	66,94
42/72, "	1270	275	0,143	66,06
52/72, "	1020	328	0,148	63,98
129/68, "	214	98,5	0,018	76,25
136/68, "	510	234	0,065	74,61
137/68, "	412	164	0,023	77,10
138/68, "	708	266	0,040	69,33

Олигоклазовые граниты, район оз. Чудзъявр

1/72, циркон	204	95	0,34	57,12
2/72, "	1150	260	0,126	72,46
3/72, "	330	132	0,250	67,20
4/72, "	258	142	0,420	63,44

Гранитоиды Усть-Понойского массива

4/74, циркон	1320	938	0,760	42,91
3/74, "	237	62,3	0,205	65,17
1/74, "	511	114	0,109	67,67
7/74, "	479	174	0,078	71,25
5/74, "	515	190	0,162	67,44
2/74, "	647	218	0,109	70,97
93/67, сфен	92,5	82,7	0,508	36,28
93/67, "	162	143	0,591	35,99

Гранитоиды умбинского комплекса

96/69, ксенотим	5550	3400	0,023	49,56
80/67, монацит	460	930	0,060	12,39
98/69, монацит	740	2720	0,072	6,62
96/69, циркон	1120	240	0,114	75,54
581, "	210	51	0,049	77,94

Гранитоиды лицько-арагубского комплекса

30/70, монацит	2980	491	0,067	12,82
44/70, "	860	2690	0,040	5,337
62/70, монацит	1540	1370	0,032	23,07
63/70, "	1280	2310	0,074	11,77
8/62, циркон	1620	236	0,284	64,08
1475/72, "	1530	254	0,291	58,00
129/71, "	700	115	0,277	65,22
136/71, "	1010	195	0,341	61,34
Ю-8, монацит	1800	4700	0,043	9,72

Аплитовые граниты Стрельнинского и Умбозерского массивов

74/66, монацит	2850	8950	0,159	20,10
37/62, "	2610	5340	0,039	15,90

Изотопный состав Pb, %		Изотопные отношения		Возраст по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ млн лет
207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
6	7	8	9	10

Чарнокитоиды Мурманского и Центрально-Кольского блоков

13,09	19,89	0,2877	7,226	2680
12,66	21,17	0,1615	3,646	2501
12,77	23,10	0,2320	5,450	2560
14,64	9,086	0,4067	10,586	2735
14,77	10,55	0,3937	10,145	2720
15,09	7,78	0,3558	2,923	2755
13,32	17,32	0,3005	7,655	2700

Олигоклазовые граниты, район оз. Чудзъявр

14,46	28,14	0,2837	6,685	2572
13,63	13,78	0,1861	4,215	2548
15,41	17,14	0,2977	7,541	2685
16,71	19,43	0,3723	9,320	2665

Гранитоиды Усть-Понойского массива

16,68	39,64	0,2744	6,210	2470
14,18	20,44	0,1914	4,880	2640
13,76	18,46	0,1720	4,339	2685
13,82	14,86	0,2965	7,359	2655
13,79	18,61	0,2807	6,732	2600
13,40	15,52	0,2724	6,355	2550
13,54	49,59	0,3005	7,127	2580
13,61	49,79	0,2925	6,910	2580

Гранитоиды умбинского комплекса

6,62	43,78	0,3495	6,126	2057
1,58	86,02	0,2886	4,755	1963
1,698	91,60	0,2356	3,490	1775
9,37	14,98	0,1824	2,591	1676
8,965	13,09	0,2193	3,134	1746

Гранитоиды лицько-арагубского комплекса

2,26	84,85	0,2420	3,228	1569
1,128	93,495	0,1707	2,486	1732
2,94	73,98	0,2322	3,468	1776
2,22	85,94	0,2223	3,170	1652
9,57	26,07	0,1013	1,199	1351
8,94	32,77	0,1033	1,173	1266
10,56	23,95	0,1176	1,717	1718
11,06	27,25	0,1258	1,779	1680
1,66	88,57	0,2738	4,093	1801

Аплитовые граниты Стрельнинского и Умбозерского массивов

4,57	75,17	22,14	10,61	1969
2,26	81,78	6,133	5,43	1775

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5
<i>Аплитовые граниты Стрельнинского и Умбозерского массивов</i>				
249/67, колумбит	258	393	0,663	51,75
10, монацит	6500	33500	0,070	25,49
11, циркон	570	100	0,090	81,01
<i>Щелочные граниты Западных Кейв</i>				
3, цирконы	930	120	1,31	26,97
10, "	2200	480	0,18	78,33
1023/57, "	2180	687	0,040	84,46
15121, ксенотим	9370	2690	0,053	71,27
51/62, монацит	345	2320	0,173	6,96
51/62, циркон	5900	448	0,641	50,87
4 "	1500	440	0,42	61,22
<i>Щелочные и нефелиновые сиениты Сахарйокского массива</i>				
103/66, циркон	103	448	1,13	31,41
б/н, "	81	39	0,236	60,50
198/64, бритолит	985	3380	0,033	8,54
5,66, ортит	90	90,1	0,800	21,50

образовался в результате гранулитового метаморфизма пород единой расчлененной магматической серии, охватывающего и породы кольской серии.

В наиболее чистом виде, не затронутые процессами гранитизации и диафтореза амфиболитовой фации породы комплекса гиперстеновых диоритов наблюдаются в пределах хребта Веже-Тундра (рис. 1). Здесь была отобрана геохронологическая проба биотит-амфибол-двопироксенового эндербита для определения изотопного возраста U-Pb методом по акцессорным цирконам. Акцессорный циркон в пробе представлен двумя основными разновидностями: 1) короткопризматическими, прозрачными кристаллами, с ярким алмазным блеском граней, близкими по морфологическим особенностям метаморфогенному циркону гранулитовой фации (80%); 2) бурыми, непрозрачными призматическими кристаллами с оплавленными, корродированными поверхностями граней, близкими по морфологии к магматогенным цирконам в древнейших тоналитах. Разный генезис этих двух разновидностей циркона подтверждается [24] и результатами U-Pb изотопного анализа (табл. 2). Они различаются по содержанию урана (более чем в 5 раз), по соотношению Th/U и по возрасту. Для метаморфогенной генерации наблюдается строгая линейная корреляция точек на диаграмме с конкордией (рис. 2). Верхнее пересечение отвечает возрасту 2775 ± 10 лет, характеризующему время метаморфизма гранулитовой фации. Аналогичный возраст — 2790 ± 15 млн лет получен для акцессорных цирконов из гиперстеновых диоритов Чудзьявра (см. табл. 1) [56, 65] и тоналитов района Орловских озер, Канентьявра и р. Вороньей 2775 ± 20 [57].

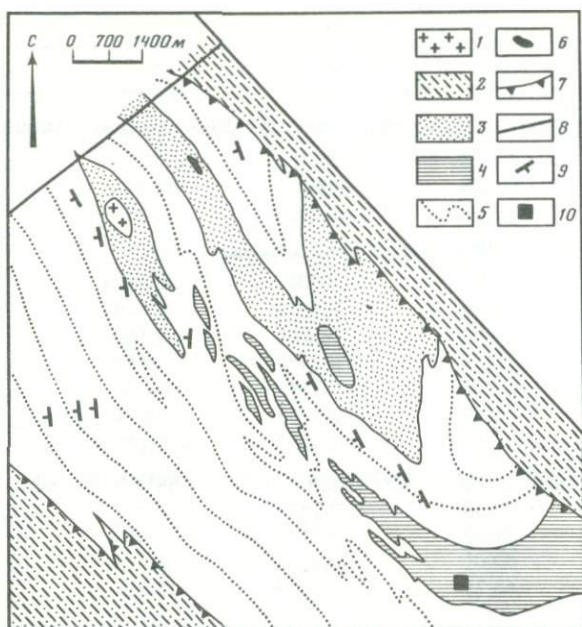
Точки магматогенной генерации циркона расположены на рис. 2 более хаотично, что свидетельствует о сложной истории U-Pb изотопной систе-

6	7	8	9	10
<i>Аплитовые граниты Стрельнинского и Умбозерского массивов</i>				
14,83	32,74	32,65	3,60	1785
3,66	70,78	304	21,13	1750
10,26	8,64	0,1624	2,46	1830
<i>Щелочные граниты Западных Кейв</i>				
20,75	50,97	0,0047	0,0724	1845
10,94	10,55	0,1910	2,824	1775
9,63	5,86	0,3066	4,560	1751
8,33	20,34	0,2339	3,446	1736
3,16	89,71	0,3341	5,509	1948
16,49	31,99	0,3703	8,671	2546
13,55	24,81	0,1861	3,359	2467
<i>Щелочные и нефелиновые сиениты Сахарйокского массива</i>				
21,05	46,39	0,1556	5,340	3155
10,24	29,03	0,3180	5,016	1892
1,41	90,01	0,3186	4,939	2152
13,84	63,76	0,1099	2,351	2415

мы в них. Возраст 2845 ± 70 млн лет соответствует, по-видимому, минимальному времени магматической стадии. Показательно, что на уровне валовых проб гиперстеновые тоналиты имеют возраст 3085 ± 100 млн лет (Pb-Pb изохрона, [57]).

Аналогичные работы по датированию гранитоидов Мурманского блока проведены в районе г. Лешая (рис. 3). На графике с конкордией точки двух цирконов (см. табл. 2, № 51, 54) и акцессорного монацита (№ 51) из плагиомикроклиновых гранитов лежат на прямой, которая, проходя через начало координат, пересекает конкордию в точке с возрастом 2630 ± 80 млн лет (рис. 4). Это значение возраста в пределах ошибки совпадает с другими возрастными данными для плагиомикроклиновых гранитов этого региона. Более сложная история отражена в U-Pb системе циркона № 339 из олигоклазовых гранит-мигматитов района г. Лешая. По кристаллохимическим особенностям в пробе различаются две генерации циркона, среди которых преобладают кристаллы более поздней генерации, а ранняя встречается только в виде протоядер. Для отдельного датирования обеих генераций проба циркона обрабатывалась HNO₃ и HF (см. табл. 2). Точки кислотных вытяжек на графике с конкордией попадают на изохрону, построенную для минералов плагиомикроклиновых гранитов (см. рис. 4). Однако изотопный возраст t ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), измеренный для нерастворившегося в HF кристаллического остатка, оказался равным 2810 млн лет.

Измеренные дискордантные U-Pb отношения кристаллического остатка являются результатом смещения разновозрастных кристаллических фаз двух генераций циркона. Появление поздней генерации связано с процессом микроклинизации олигоклазовых гранитов, синхронным с образова-



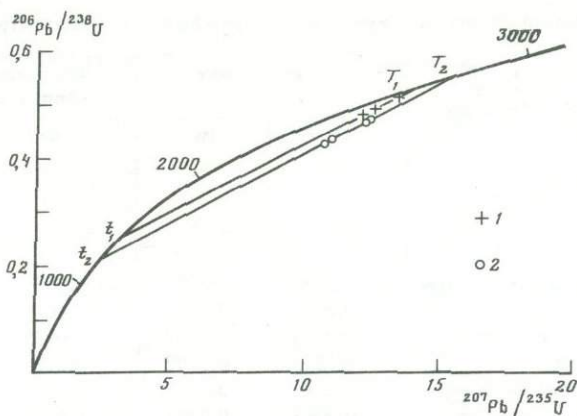
Р и с. 1. Структурно-геологическая карта Веже-Тундры по [1]

1 — докембрийские плагиомикроклиновые граниты; 2 — высокоглиноземистые гнейсы архейской кольцевой серии; 3–6 — комплекс архейских чарнокитоидов: 3 — крупно-среднезернистые биотит-гиперстеновые чарнокито-эндрбиты (60%) с прослоями биотит-амфибол-двупироксеновых эндрбитов (40%); 4 — биотит-амфибол-двупироксеновые эндрбиты с резко подчиненным развитием биотит-гиперстеновых чарнокито-эндрбитов; 5 — крупно-среднезернистые биотит-гиперстеновые чарнокито-эндрбиты (80%) с подчиненными прослоями биотит-амфибол-двупироксеновых эндрбитов (20%); 6 — метавебстериты, метагаббро-нориты; 7 — границы синметаморфических надвигов; 8 — геологические границы; 9 — ориентировка плоскостных элементов; 10 — место взятия геохронологической пробы

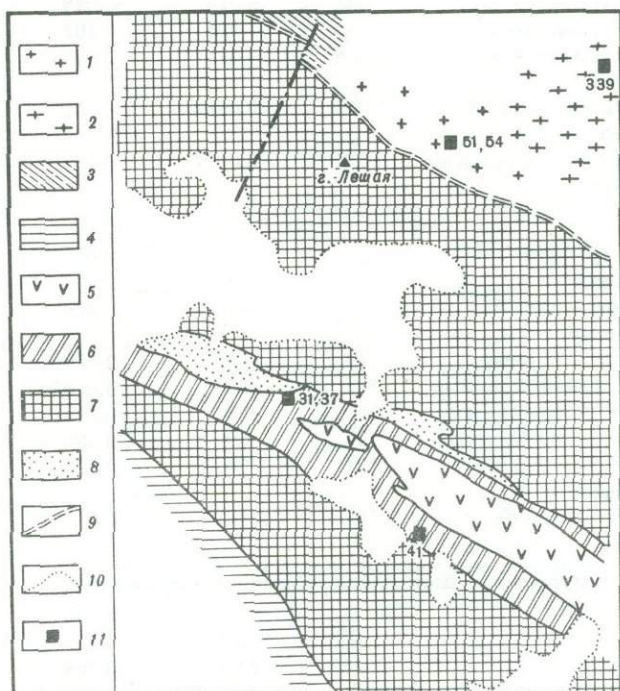
нием плагиомикроклиновых гранитов. О времени становления олигоклазовых гранитов можно судить по появлению ранней генерации циркона, возраст которой превышает 2810 млн лет (см. рис. 4).

Эта датировка в пределах ошибки совпадает с результатами Pb-Pb изохронного датирования валовых проб как самих олигоклазовых гранитов в р-не Оленегорска — 2750 ± 40 , так и ксенолитов эффузивов в плагиогранитах к северу от Панских тундр — 2740 ± 90 , а также с U-Pb возрастом цирконов в бластомилонитах плагиогранитов в районе к югу от оз. Лица 2760 ± 10 [57].

Во второй группе метаморфических пород наиболее полные разрезы сохранились для двух структур — Колмозеро-Воронья и Кейвы. Структура Колмозеро-Воронья расположена в Кейвско-Поросозерской тектонической зоне и по данным [6] представляет собой асимметричную грабен-синклиналь, протягивающуюся на 100 км при ширине 10–12 км. Поперечные разломы делят ее на блоки. В разрезе выделяются свиты: лявозерская (глиноземистые гнейсы и сланцы с прослоями кварцитов), полмостундров-



Р и с. 2. График с конкордией цирконов из эндрбитов хр. Веже-Тундра
1 – метаморфическая генерация; 2 – дометаморфическая генерация



Р и с. 3. Упрощенная геологическая карта района гор Лешая и Охмыльк-Тундра

1–3 – граниты Мурманского блока: 1 – плагио-микроклиновые граниты с турмалином, 2 – олигоклазовые гранит-мигматиты, 3 – нерасчлененные граниты; 4 – нерасчлененные граниты Центрально-Кольского сегмента; 5–8 – серия полмос-порос: 5 – массивные и сланцеватые плагиоамфиболиты хребта Оленьего, 6 – глиноземистые плагиогнейсы гервуртской свиты, 7 – осадочно-вулканогенная полмос-вороньетундровская толща, 8 – кварц-мусковитовые сланцы, кварциты, окварцованные породы с андалузитом, кордиеритом, ставролитом; 9 – тектоническая граница Мурманского блока и серии полмос-порос; 10 – граница четвертичных отложений; 11 – место отбора пробы

Таблица 2. Изотопный возраст цирконов из пород Кольского полуострова

Номер пробы	Место взятия пробы, фракция, размер в мкм	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %		Возраст по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$, млн лет
		U	Pb	204	206	
1	2	3	4	5	6	11
628	Магматиты, гнейсы	0,0295	0,019	0,020	40,62	2660
608	Пулозеро, гнейс	0,0217	0,0145	0,40	58,31	2530
2906	Чудзъявр, гнейс	0,0175	0,0103	0,094	72,60	2590
2902	То же	0,0173	0,0103	0,025	72,71	2690
626	Вайкис, гранулит	0,018	0,0095	0,027	58,84	2670
587	Мончозеро, гнейс	0,0068	0,0045	0,085	63,89	2650
587a	То же	0,0073	0,011	0,12	72,26	2770
588	"	0,0115	0,051	0,44	60,98	2490
584	Оленегорск, гнейс	0,0159	0,0097	0,04	72,31	2800
724	Кола, гнейс	0,041	0,018	0,028	74,53	2660
609	Ура-губа, гнейс	0,046	0,016	0,102	74,29	2620
109	Алла-Акка-Ярви, гнейс	0,026	0,01	0,047	69,30	2660
608	Ура-губа, гранито-гнейс	0,023	0,0069	0,021	75,13	2810
606	Оленегорск, гранито-гнейс	0,023	0,0084	0,013	78,00	2690
<i>Эндербиты Веже-Тундр</i>						
	II фр. -250+150 темные	706	309	0,004	81,551	2682
	II фр. -100 + 75 темные	1112	497	0,016	81,463	2662
	II фр. -75 серые	784	266	0,0096	82,240	2597
	I + 150-200 темные	509	256	0,0107	79,119	2742
	I + 75-150 темные	555	278	0,0037	78,537	2729
	I + 75-42 блестящие	125	69	0,0090	74,319	2682
	I + 200-250 блестящие	121	70	0,008	74,863	2738
	I + 75-150 блестящие	102	58	0,0365	74,025	2704
<i>Мурманский блок, плагиомикроклиновые граниты</i>						
51	Валовая	2260	7260	0,100	12,961	2620
51*	"	1,07	0,236	0,102	70,089	2720
54*	"	9,08	2,60	0,364	57,924	2620
<i>Мурманский блок, олигоклазовые граниты</i>						
339*	Азотнокислая вытяжка	12,4	4,64	0,328	64,338	2590
339*	Фтористоводородная вытяжка	66,3	3,12	1,09	37,60	2550
339	Кристаллическая фаза	92,3	61,0	0,066	68,350	2810

Изотопный состав свинца, %		Изотопные отношения		Возраст по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$, млн лет
207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
7	8	9	10	11
7,57	51,79	0,3017	7,35	2660
14,69	26,60	0,4067	9,22	2530
13,78	13,52	0,4715	11,44	2590
13,97	13,30	0,4945	12,73	2690
10,38	30,75	0,3448	8,26	2670
12,34	23,69	0,4829	11,44	2650
15,42	12,20	-	-	2770
17,01	21,57	0,3345	7,39	2490
14,76	12,88	0,5108	13,57	2800
13,78	11,65	0,3765	9,42	2660
14,34	11,27	0,2947	6,99	2620
13,12	17,53	0,3058	7,56	2660
14,10	10,75	0,3324	8,87	2810
14,54	13,54	0,3303	8,08	2690
<i>Эндербиты Веже-Тундр</i>				
14,995	3,450	0,4142	10,4645	2682
14,887	3,638	0,4225	10,5450	2662
14,435	3,315	0,3238	7,7717	2597
15,158	5,712	0,4583	12,0051	2742
14,849	6,610	0,4571	11,8800	2729
13,730	11,924	0,4744	11,9869	2682
14,288	10,840	0,4982	13,0206	2738
14,006	12,933	0,4752	12,1708	2704
<i>Мурманский блок, плагиомикроклиновые граниты</i>				
3,536	83,403	0,4111	10,06	2620
14,417	15,392	0,1769	4,549	2720
14,694	27,018	0,1769	4,282	2620
<i>Мурманский блок, олигоклазовые граниты</i>				
15,274	20,060	0,2522	6,029	2590
19,88	41,43	0,0125	0,2918	2550
14,347	17,237	0,5155	14,15	2810

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6
<i>Гнейсы зоны Колмозеро-Воронья</i>					
89/2	Валовая	373	223	0,006	77,701
91/A	Азотнокислая вытяжка	9,65	5,40	0,108	71,846
91/A	Кристаллическая фаза	82,2	56,3	0,042	70,672
31	Валовая	370	248	0,024	69,150
37	"	260	164	0,161	68,863
41	"	360	180	0,049	74,561

* Содержания свинца и урана определены в навеске пробы.

Примечание. Химическое выделение Pb и U в пробах №№ 23–34 выполнены С.З. Яковлевой.

ская (амфиболиты, амфиболовые сланцы с железистыми кварцитами, карбонатные породы), вороньегундровская (биотит-амфиболовые, гранатовые, двуслюдяные гнейсы и сланцы, кордиеритовые кварциты). Преобладающими в разрезе являются породы полмостундровской свиты, представляющей собой метаморфизованные базальтовые лавы с линзами мандельштейнов, лавобрекчий и железистых силицитов, граувакк и кварцевых порфиров [6]. Значительный объем в разрезе этой свиты занимают коматиты (до 30%), что позволило наряду с другими особенностями разреза рассматривать эту структуру в качестве аналога зеленокаменного пояса [13].

Породы Колмозеро-Воронья прошли полициклический путь развития. В них выявлены все те этапы деформаций, что и в кольской серии, за исключением наиболее ранних складок, которые в породах Колмозеро-Воронья не обнаружены. Наиболее ранний этап метаморфизма в породах северо-западной части зоны Колмозеро-Воронья привел к возникновению ассоциаций андалузит-силлиманитовой фациальной серии низких давлений, а в юго-восточной части — к ассоциациям дистен-силлиманитовой серии умеренных давлений. Пегматиты прорывают породы обеих метаморфических фациальных серий.

Время развития метаморфизма амфиболитовой фации определено по цирконам, отобраным из гнейсов андалузит-силлиманитовой (пробы 31, 37 и 41, рис. 5 и табл. 2) и дистен-силлиманитовой (пробы 89–2 и 91, рис. 5 и табл. 2) фациальных серий. Конкордантные возрасты для цирконов (проба 89–2 и 31) из двух различных фациальных серий, по-видимому, указывают на то, что все породы комплекса полмос-порос были метаморфизованы в 2770 ± 40 млн лет (рис. 6). Судя по характеру дискордантности U-Pb изотопных отношений, в кристаллической фазе циркона (№ 91A) содержится древний компонент свинца. Значение возраста, рассчитанное по отношению изотопов $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, позволяет предположить, что образование супракрустальных толщ в зоне Колмозеро-Воронья не моложе 2930 млн лет.

Кейвская структура представляет собой грабен, имеющий внутреннее складчато-глыбовое строение [50]. Гнейсы и сланцы, слагающие его, разде-

7	8	9	10	11
<i>Гнейсы зоны Колмозеро-Воронья</i>				
15,315	6,978	0,5392	14,60	2800
15,052	12,994	0,4556	11,94	2750
15,562	13,724	0,5560	16,39	2930
13,584	17,242	0,5344	14,15	2760
15,426	15,550	0,4829	13,00	2770
14,783	10,607	0,4287	11,20	2740

ляются на два комплекса, разделенных угловым и стратиграфическим несогласием [2]. Несогласие между комплексами было подчеркнуто после изучения формационного состава пород. В лебяжинском (нижнем) комплексе выделяется [50] ряд толщ (Понойская, Коловайская, Лебяжинская), для которых установлена закономерная смена формаций: диабазо-андезитовая и железисто-сланцевая формации сменяются граувакко-сланцевой, а затем лепитовой (наземной липарит-дацитовой формацией), которая имеет мощность около трех километров и является преобладающей в разрезе. Возраст метаморфических пород лебяжинского комплекса равен 2740 млн лет (Pb-Pb метод) [56]. Возраст аксессуарных цирконов из порфиробластических гранитов Коловайского массива, предположительно развивающихся по лебяжинским гнейсам, равен 2580 ± 30 (см. табл. 1). Породы верхнего комплекса в ряде стратиграфических схем на основании аналогий в их формационном составе сопоставляются с протерозойскими образованиями и будут рассмотрены ниже.

Как отмечалось, протерозойский этап геологической истории Кольского мегаблока начался с формирования Кейвско-Поросозерской и Печенго-Варзугской зон. В Печенго-Варзугской зоне были сформированы два комплекса супракрустальных и изверженных пород — печенгский и имандра-варзугский. В разрезах этих комплексов преобладают вулканиты (80–90%) — базальты и андезиты-базальты, в меньшей мере — пикриты, трахибазальты, трахиандезиты, андезиты и дациты. Осадочные породы представлены песчаниками, кварцитами, доломитами, сланцами, отчасти туфогенными. По фациальным условиям осадки близки к платформенным. Иногда встречаются слабодифференцированные грубообломочные породы.

В последние годы для печенгского комплекса (в связи с изотопными исследованиями медно-никелевых сульфидных руд) было выполнено большое количество изотопных анализов свинца как в самих рудах (70 образцов), так и во вмещающих их интрузивных базит-гипербазитах (свыше 30). Одновременно исследовались и колчеданные руды во вмещающих эти интрузии породах IV толщ печенгского комплекса.

Pb-Pb изохронный возраст интрузивных пород, установленный по валовым пробам, равен 1970 ± 50 млн лет и, вероятно, отражает среднее

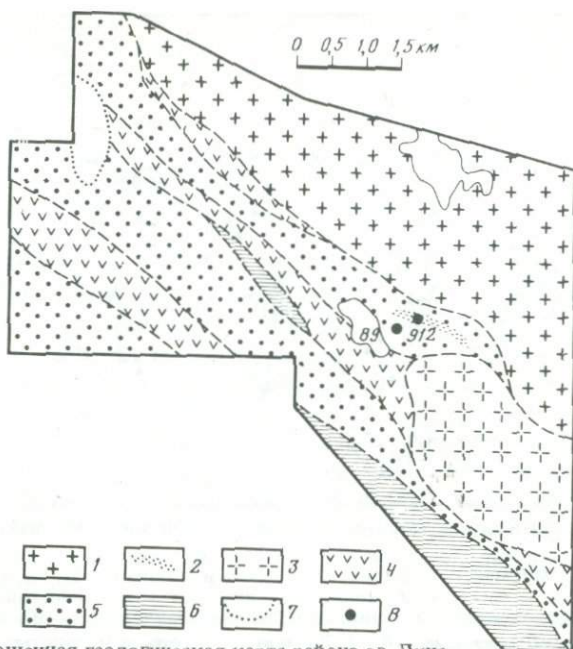
время их кристаллизации. Изотопный состав свинца в сульфидных рудах базит-гипербазитов и в колчеданных рудах вмещающих их пород в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ также подчиняется отчетливой линейной зависимости, отражающей трехстадийную эволюцию соответствующей им U-Pb системы. Первая стадия (около 2000 млн лет), вероятнее всего, отвечает времени их формирования и в пределах точности определения совпадает с Pb-Pb возрастом самих интрузий. Вторая стадия соответствует активизации U-Pb системы около 400 млн лет назад в связи со щелочным и щелочно-ультраосновным магматизмом в регионе.

Время метаморфизма пород IV толщи печенгского комплекса было установлено Rb-Sr изохронным возрастом валовых проб филлитов в 1650 ± 75 млн лет [19].

На северо-западе Кольского полуострова вблизи Печенгской зоны расположен Югввайско-Урагубский разлом, к которому приурочен лицко-арагубский комплекс порфировидных гранитов (рис. 7). Его возраст определен [56] Rb-Sr методом по породе в целом и U-Pb методом по цирконам. Rb-Sr возраст оказался равным 1720 ± 25 млн лет, первичное отношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0,7038 ± 0,0025; возраст акцессорных минералов (циркон, монацит) по верхнему пересечению дискордии с конкордией — 1815 ± 50 млн лет.

Возраст гранитов этого комплекса определяет верхнюю возрастную границу вулканогенно-осадочных пород, слагающих Печенгскую структуру. К формациям моложе 2,06 млрд лет отнесены и верхние свиты Кейв [55], составляющие верхний, кейвский комплекс. В составе комплекса выделяются кейвская толща, сложенная переслаиванием кремнеземистых и высокоглиноземистых (кианитовые сланцы) пород мощностью порядка 600 м, представляющими формацию протоплатформенного типа. Породы вышележащей песчово-тундровой толщи, содержащие кварциты, доломиты, метапорфириты и мандельштейны, отвечают следующей стадии развития — постплатформенной тектонической активизации [50]. Pb-Pb возраст черных кванитовых сланцев р-на р. Юконьги (валовые пробы) составляет 1575 ± 120 млн лет [56].

Породы Кейв прорваны многочисленными интрузиями базитов, габбро-лабрадоритов и щелочными гранитами. Породы обоих комплексов (лебяжинского и кейвского) совместно деформированы и метаморфизованы. Метаморфизмом затронуты не только оба супракрустальных комплекса,

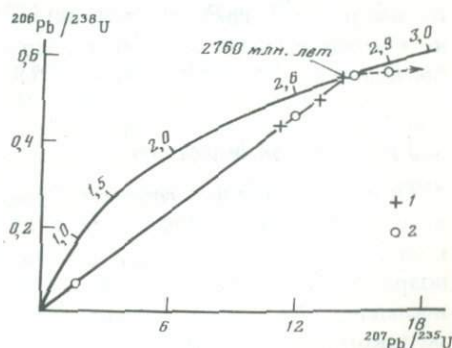


Р и с. 5. Упрощенная геологическая карта района оз. Лица

1 – граниты и гранит-мигматиты Мурманского блока; 2 – серия полмос-порос (массивные амфиболиты); 3 – толща переслаивания гранат-ставролит-биотитовых плагиогнейсов; 4 – полосчатые амфиболитовые сланцы; 5 – зоны кислотного выщелачивания (вторичные кварциты); 6 – щелочные мусковитовые граниты с турмалином; 7 – граница четвертичных отложений; 8 – места отбора проб

но и интрузии базитов, расположенные в тектонических зонах, ограничивающих и секущих Кейвский грабен. Метаморфизм соответствовал по условиям давления кианит-силлиманитовой фациальной серии [21].

Определение возраста щелочных гранитов U-Pb методом по цирконам существенно затрудняется большими содержаниями в них обыкновенного свинца и несоответствием истории развития соответствующей им U-Pb системы двухстадийной модели. Ранее Pb-Pb возраст цирконов был определен в 1740 ± 15 млн лет [56], однако последующие исследования изотопного состава Pb и Sr в сфенах щелочных гранитов в сочетании с резуль-



Р и с. 6. График с конкордией цирконов гнейсов из северо-западной (1) и юго-восточной (2) частей зоны Колмозеро-Воронья

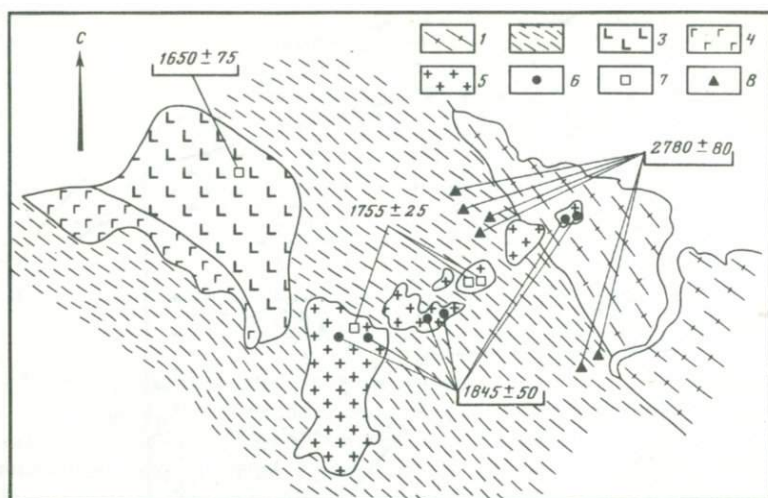


Рис. 7. Схема геологического строения северо-западной части Кольского полуострова [48]

1 – гранитоиды Мурманского блока; 2 – гнейсы и сланцы кольской серии, мигматиты и граниты; 3 – печенгский комплекс (PR^2); 4 – вулканогенно-осадочный комплекс (PR^3); 5 – гранитоиды лицко-арагубского комплекса; места взятия геохронологических пробы и их возраст: 6 – U-Pb метод, цирконы и монациты; 7 – Rb-Sr метод, порода в целом; 8 – Pb-Pb метод, порода в целом [49]

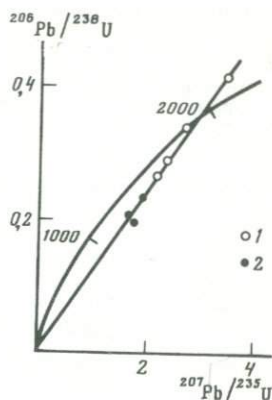
татами K-Ar датирования биотитов показали, что этот возраст отражает время наложенного метаморфизма. Pb-Pb возраст сфенов около 1700 млн лет примерно совпадает с K-Ar датировками биотитов, а высокие $^{87}Sr/^{86}Sr$ в сфенах (до 1,12) свидетельствуют о перераспределении радиогенного ^{87}Sr между биотитами и сфенами под воздействием вторичного процесса. Справедливость такой интерпретации подтверждается изменением в цирконе щелочных гранитов из р-на Белых тундр отношения $^{207}Pb/^{206}Pb$ соответствующего 2250 млн лет, из чего следует, что щелочные граниты не моложе этого возраста.

Изохронный Rb-Sr возраст щелочного массива Соустова равен 1900 ± 70 млн лет, а U-Pb возраст циркона оценивается в 2000–2100 млн лет [5]. Изменение изотопного состава Pb в галените из сиенитов Сахарийского массива ($^{207}Pb/^{204}Pb = 15,00$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 14,77$) позволяет уточнить возраст последнего. Этот возраст, вычисленный по $^{207}Pb/^{206}Pb$ в бритолите ($^{207}Pb/^{204}Pb = 56,83$; $^{206}Pb/^{204}Pb = 346,1$) равен 1990 млн лет.

Гранулитовая формация

Особое положение занимает Гранулитовый массив, протягивающийся в северо-западном направлении с запада Кольского полуострова в Финскую Лапландию и имеющий протяженность более 300 км. Относительно возраста пород и структуры в целом нет единого мнения, но большинство исследователей рассматривают гранулитовый массив как структуру карельского возраста. На тектонической карте Европы 1969 г. он включен

Р и с. 8. Изохронная диаграмма с конкордией для цирконов из гранулитов Лапландии (1) и Порьей Губы (2)



в беломорскую формацию, испытавшую гранулитизацию в карельское время. Однако многие геохронологические данные противоречат сопоставлению гранулитов Лапландии с беломорской формацией.

По петрографическому составу основные гранулиты представлены гиперстено-плагноклазовыми и гранат-гиперстен-плагноклазовыми гнейсами. Кислые гранулиты представлены ассоциациями гранат и гранат-силлиманитового гнейса.

Гранулиты юго-восточного конца дуги, расположенного на советской территории, содержат минеральные ассоциации, позволившие В.А. Глебовицкому выделить специфический лапландский тип гранулитового метаморфизма. Он характеризуется условиями умеренных давлений с тенденцией перехода к высоким давлениям, о чем свидетельствует наличие эклогитоподобных пород.

Химический состав тонкозернистых гранат-кварц-полевошпатовых гнейсов соответствует в среднем грауваккам. Химический состав гранат-биотитовых и гранат-биотит-плагноклазовых гнейсов близок к сланцам.

Какова бы ни была первичная природа этих пород, в настоящее время они метаморфические и, определяя их изотопный возраст, мы можем надежно оценить лишь время их метаморфизма. Была изучена U-Pb изотопная система акцессорных цирконов и монацитов из пород гранулитовой формации, в которых не наблюдалось признаков диафореза [64, 72]. Максимальное содержание циркона наблюдалось в лейкократовых гранулитах, минимальное — в основных кристаллосланцах. Цирконы преимущественно изометричные (80–90%) со сложным внутренним строением. В них различаются непрозрачные округлые ядра и прозрачная оболочка регенерации, иногда достигающая 90% по объему. Регенерированные зерна обладают блестящей поверхностью с заметно выраженными гранями. Акцессорный монацит в изученных породах является метаморфогенным минералом.

Результаты изучения U-Pb изотопной системы минералов приведены в табл. 3. По изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для них получено достаточно хорошо сходящиеся результаты 1950 ± 50 млн лет. Изучались также акцессорные цирконы из гранулитов Порьей Губы (Северное Беломорье). На диаграмме (рис. 8) точки цирконов из обоих районов развития гранулитов образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 1910 ± 60 млн лет и может рассматриваться как время протекания метаморфизма гранулитовой фации.

Таблица 3. Изотопный возраст цирконов из пород Беломорья

Номер пробы	Место взятия пробы	Содержание, %	
		U	Pb
<i>Породы беломорской серии</i>			
566	Ряба-Вара, гранито-гнейс	0,024	0,012
571	То же	0,031	0,016
565	Чупа, гранито-гнейс, котозерская свита	0,022	0,012
533	Рух-Наволоок, гнейс, котозерская свита	0,050	0,025
576	Малиновая Варака, гнейс, чупинская свита	0,0384	0,0167
577	Плотина, гнейс, чупинская свита	0,023	0,012
556	То же	0,028	0,0142
564	Лоушки, альбитизированный гнейс	0,0626	0,0225
570	Хето-Ламбина, гнейс, хето-ламбинская свита	0,0154	0,0065
578	Карташи, гранито-гнейс, керетьская свита	0,0263	0,0126
600	Чум-озеро, гнейс	0,029	0,0105
619	Порья Губа, мигматит	0,039	0,018
<i>Глубинные чарнокиты</i>			
518	Вичаны, оз. Нален	0,0083	0,0043
522	То же, пегматоид	0,210	0,102
522a	То же	0,0095	0,0053
520	Вичаны, Рух Наволоок	0,0075	0,0038
525	Вичаны, оз. Нален	0,009	0,0035
537	Топозеро, о. Летмани	0,0081	0,003
540	Топозеро, Нуму Шар	0,0075	0,005
<i>Гранулиты Лапландии и Порьей Губы</i>			
100	Репп-явр, лейкократовый гранулит	0,022	0,0086
101	р. Явр, гранулит	0,020	0,007
104	Репп-явр, лейкократовый гранулит	0,044	0,484
105	р. Явр, гранулит	0,052	0,690
106	р. Явр, основной кристаллосланец	0,017	0,014
580	Порья Губа, кислый гранулит	0,040	0,031
618	То же, кристаллосланец	0,037	0,013

Беломорский мегаблок

Беломорский мегаблок сложен метаморфическими породами беломорской серии и прорывающими их плутоническими породами. В разрезе беломорской серии выделяются свиты (снизу вверх): керетьская, сложенная плагиогнейсами, которые в верхней части содержат пласты амфиболитов, хетоламбинская, состоящая из амфиболитов и амфиболовых гнейсов с прослоями глиноземистых гнейсов, и чупинская, в которой преобладают

	Изотопный состав Pb, %				Изотопные отношения		Возраст по $\frac{207}{206}Pb$, млн лет
	204	206	207	208	$\frac{206}{238}Pb$	$\frac{207}{235}Pb$	
					U	U	
<i>Породы беломорской серии</i>							
0,034	78,62	14,71	6,63	0,4556	11,20	2670	
0,026	79,96	14,91	5,11	0,4783	11,88	2680	
0,049	77,33	15,05	7,57	0,4852	12,33	2720	
0,038	74,52	13,44	12,00	0,4298	10,16	2600	
0,045	77,36	14,86	7,76	0,3872	9,73	2700	
0,04	80,66	14,73	4,57	0,4851	11,63	2620	
0,04	81,05	13,97	4,93	0,4692	10,73	2540	
0,056	79,97	13,53	6,49	0,3303	7,23	2460	
0,05	77,30	15,20	7,45	0,3765	9,59	2730	
0,024	80,15	15,30	4,52	0,4442	11,26	2720	
0,035	73,38	14,54	12,03	0,3068	7,94	2760	
0,079	62,84	12,18	24,90	0,2937	7,90	2630	
<i>Глубинные чарнокиты</i>							
0,05	74,04	12,19	13,72	0,4442	9,32	2415	
0,012	77,95	12,15	9,89	0,4400	9,11	2390	
0,017	71,64	12,56	15,67	0,4510	9,60	2400	
0,092	73,27	12,60	14,04	0,4230	9,06	2415	
0,076	74,16	12,46	13,30	0,3324	6,91	2405	
0,210	67,04	13,02	19,37	0,2797	5,89	2400	
0,737	63,21	12,40	24,15	0,4600	9,32	2340	
<i>Гранулиты Лапландии и Порьей Губы</i>							
0,067	78,37	9,95	11,60	0,3448	5,46	1895	
0,130	74,40	10,39	15,08	0,2937	4,66	1910	
0,019	3,64	0,68	95,66	0,4265	6,95	1940	
0,021	2,06	0,52	97,39	0,2698	4,39	1940	
0,065	77,99	10,17	11,17	0,7210	11,94	1950	
0,039	23,53	3,29	73,18	0,2065	3,29	1930	
0,520	67,72	14,33	22,43	0,2348	3,83	1970	

глиноземистые и двуслюдяные гнейсы с пластами амфиболитов [55]. Мощность наблюдаемого разрез оценивается от 6–7 км [55] до 15 км [51]. Вариации в оценке мощности связаны с различными представлениями об общей структуре беломорид, рассматриваемой как антиклинорий, синклинорий или моноклиналь.

Беломорский мегаблок представляет собой область длительного полициклического развития [7, 25, 60, 63, 19, 12, 55]. Наиболее ранние деформации привели к образованию изоклинальных складок в условиях грану-

литовой фации умеренного или повышенного давления. Последующий тектоно-метаморфический цикл начинается метаморфизмом в режиме высоких давлений при умеренной или высокой температуре одновременно с основным и ультраосновным магматизмом и заканчивается гранитизацией [21]. В это время возникают главные северо-западные складчатые структуры беломорид [63, 21] и образуется основная масса гранитов, мигматитов и гнейсо-гранитов.

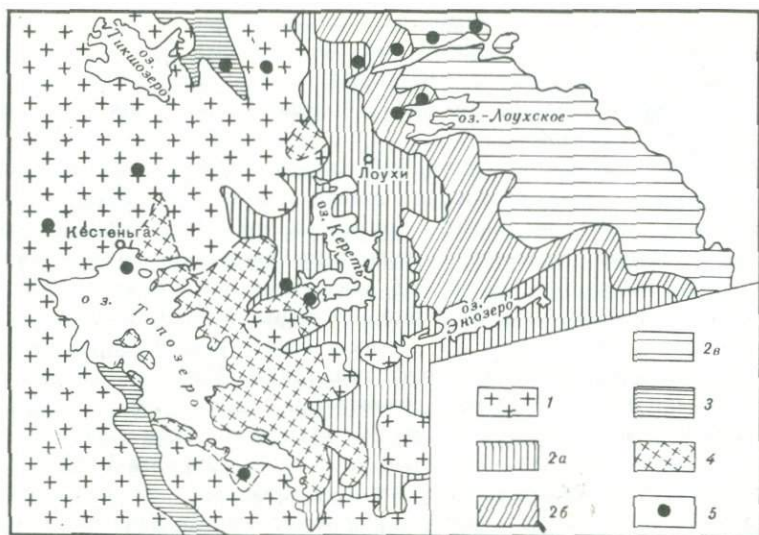
Для датирования акцессорных цирконов, выделенных из гнейсов и гранито-гнейсов беломорской серии [65], был применен U-Pb изотопный метод.

Пробы были собраны по разрезу Тикшозеро—Чупа—Белое море и представлены гнейсами и гранито-гнейсами всех свит беломорской серии (рис. 9). Цирконы гранито-гнейсов представлены хорошо образованными зернами с четкими кристаллографическими формами, призматическим габитусом, ясно проявленным зональным внутренним строением и блестящими поверхностями, что говорит об ортоприроде этих пород. Цирконы из гнейсов чупинской свиты округлы, с заметными внутренними ядрами, поверхность зерен блестящая.

Результаты измерения возраста цирконов изотопным U-Pb методом приведены в табл. 3. На диаграмме (рис. 10) дискордия, построенная по точкам цирконов из всех свит беломорской серии, за исключением чупинской, пересекает конкордию в точке, отвечающей возрасту 2680 ± 40 млн лет. Поскольку нижнее пересечение проходит около 0, свидетельствуя об однократном нарушении U-Pb изотопной системы в цирконах в гипергенных условиях, возраст в 2680 млн лет может рассматриваться как время образования цирконов либо полной их перекристаллизации с нивелировкой U-Pb изотопной системы в них. Цирконы чупинской свиты ложатся либо непосредственно на дискордию 2680—1850 млн лет, свидетельствуя о нарушении U-Pb системы при гранитизации толщи, приведшей к образованию пегматитов, либо о смещении точек влево от дискордии 2680—0, указывая на двукратность нарушения U-Pb системы в цирконах — 1850 млн лет назад и в недавнее время.

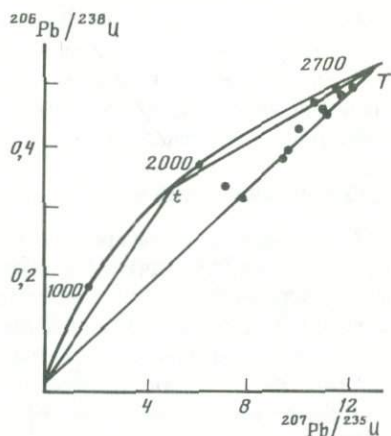
Удивительна устойчивость U-Pb системы в цирконах к беломорскому метаморфизму, проявившемуся во всех свитах беломорской серии около 1800 млн лет назад, ибо все K-Ar и Rb-Sr датировки слюд дают именно этот возраст. Такой устойчивости U-Pb системы цирконов, возможно, способствовали их геохимическая специфика с исключительно низкими содержаниями радиоактивных элементов. Об отсутствии термического отжига структуры циркона в прошлом говорят и данные инфракрасной спектроскопии. Степень метамиктности цирконов строго соответствует их возрасту при данном содержании радиоактивных компонентов. Лишь максимально проявленный беломорский метаморфизм в пределах чупинской свиты, доходивший до анатексиса и приведший к формированию керамических и слюдяных пегматитов, нарушил U-Pb систему акцессорных цирконов.

Проведенные исследования показывают, что метаморфизм пород беломорской серии протекал 2680 ± 50 млн лет назад. Он полностью нивелировал U-Pb изотопную систему в акцессорных цирконах субстрата, что не позволяет оценить его возраст.



Р и с. 9. Схематическая геологическая карта Беломорья

1 — фундамент карелид; 2 — беломорская серия (а-в): а — котозерская свита, б — чупинская свита, в — хетоламбинская свита; 3 — зеленокаменные пояса Карелии; 4 — глубинные чарнокиты; 5 — места взятия геохронологических проб



Р и с. 10. Диаграмма с конкордией для акцессорных цирконов из гнейсов и гранитоидных гнейсов беломорской серии

В протерозойский этап на территории Беломорья снова проявились интенсивные эндогенные процессы. Они начались с внедрения даек основного и ультраосновного состава (позднеорогенная группа друзитов [7]), на которые накладывается несколько этапов складчатых деформаций, метаморфизм в условиях высоких давлений и разнообразный плутонизм, закончившийся формированием слюдonoсных пегматитов. Существуют различные представления о длительности и геологической сущности протерозойского этапа в Беломорье. В соответствии с одной точкой зрения [41, 35], территория Беломорья, сложенная породами архея, подверглась в интервале времени 1900–1800 млн лет вторичной тектоно-плутонической переработке, особенно интенсивной в зонах сочленения Беломорского мегаблока с Карельским и Кольским [42].

Это представление об истории беломорского комплекса находится в соответствии с U-Pb геохронологией различных пород этой структуры.

Процессы свекофеннской переработки привели к формированию слюдоносных пегматитов. К настоящему времени накоплен большой материал по изотопному датированию пегматитов Беломорья, обобщенный в работе Н.И. Ступниковой и др. [61]. Возраст образования пегматитов определен в 1755 ± 15 млн. лет.

В соответствии с точкой зрения Л.И. Салопа и М.М. Стенаря архейские гнейсы и граниты Беломорья представляли собой ложе протерозойской геосинклинали, ныне полностью эродированной. И, наконец, новые Rb-Sr исследования Беломорья позволили высказать предположение [26] о непрерывной (от 2,7 до 1,8 млрд лет) тектоно-магматической активности этого мегаблока. Исследование возраста пород Rb-Sr методом проведено [22] для одного из районов северо-западного Беломорья, где датированы два этапа метаморфизма ($2850-2790$) ± 120 млн лет и 2370 ± 45 млн лет и четыре этапа гранитообразования: 2640 ± 125 , 2320 ± 110 , 2170 ± 50 и 2020 ± 50 млн лет. Эти результаты (как следует из предыдущего текста) находятся в несоответствии с данными U-Pb метода. Несоответствие усугубляется при учете новых данных, полученных методом термоионной эмиссии свинца для юго-восточного Беломорья [46], где для постскладчатых гранитов и даек базитов получены возрасты 2700–2740 млн лет, а для более поздних метасоматитов – 2500 млн лет. Поскольку вопрос о прерывности–непрерывности геологической эволюции беломорского комплекса представляет для геотектоники принципиальный интерес, необходимо провести дополнительные геохронологические исследования.

Карельский мегаблок

В строении Фенно-Карельского кратона выделяются два главных структурных этажа: складчатый и метаморфизованный гранито-зеленокаменный фундамент (AR) и протоплатформенный чехол ($PR_1^2-PR_1^3$). Промежуточное положение занимают сумийско-сариолийские супракрустальные комплексы (PR_1^1), относимые к орогенной формации [31, 32, 66] и которые могут сопоставляться с поздними зеленокаменными поясами на территории Австралии и Африки.

Фундамент сложен преимущественно гранитоидами, среди которых располагаются узкие изолированные структуры, составляющие зеленокаменные пояса [14]. В стратиграфических схемах супракрустальные породы, выполняющие эти структуры, относятся к лопию – AR₂.

Гранито-гнейсовые ареалы, разделяющие зеленокаменные структуры, различаются составом и возрастом пород, строением и метаморфизмом, что находит отражение в различиях магнитного поля [36, 43]. По всем этим признакам среди гнейсо-гранитных ареалов выделены три типа: западно-карельский, выгозерский и водлозерский [43]. Кроме того, выделен четвертый тип магнитного поля (сегозерский), характеризующий гранитоидные комплексы, окружающие зеленокаменные пояса и связанные с ними, по-видимому, не только пространственно, но и во времени, и генетически. Состав и строение зеленокаменных поясов и отдельных структур также существенно различаются [15, 32, 14, 36]: по составу и набору вулканитов (бимодальные и мультимодальные), мощности,

составу верхней терригенно-вулканогенной части разрезов, степени деформированности, времени и интенсивности наложенного метаморфизма и, вероятно, по возрасту вулканитов [36, 40]. В Западной Карелии установлены два этапа метаморфизма [16, 29], проявленные в верхней, лептито-сланцевой, части разреза. В Центральной Карелии [15], кроме того, выделен более ранний этап метаморфизма, имевший место до образования пород терригенной части разреза. С этим этапом связано образование метаморфической зональности в условиях умеренного давления. Для Юго-Восточной Карелии показано, что лопийские зеленокаменные породы были деформированы и метаморфизованы в зеленосланцевой фации в свекофенское время [29], а синлопийский метаморфизм если и был, то был слабее свекофенского.

Геохронологическая изученность пород, слагающих Карельскую гранит-зеленокаменную область, недостаточна и неоднородна.

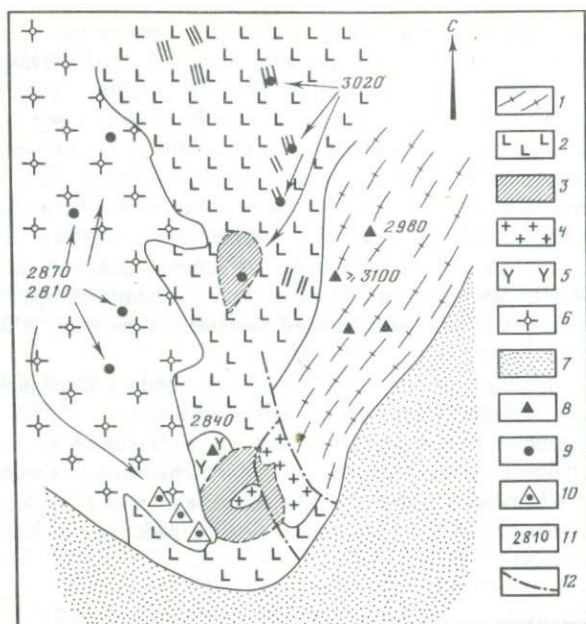
В соответствии с главными задачами геологических исследований — изучением зеленокаменных поясов и гнейсо-гранитных ареалов — были выбраны для детального изучения три зеленокаменные структуры: Палаламбинская, Семченская и Остерская и начаты работы в нескольких гнейсо-гранитных ареалах.

ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА

Район Палой Ламбы расположен у северного края Онежской мульды в Центральной Карелии. Здесь обнажена полоса метавулканитов (Палаламбинская зеленокаменная структура), ограниченная на западе и востоке гранитоидами (рис. 11); на юге все породы перекрыты ятулийскими отложениями Онежской структуры [15].

Метавулканиты представлены базальтами, базальтовыми и перидотитовыми коматититами, а также секущими их телами и дайками андезитов. Все вулканиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и прорваны постскладчатыми гранитоидами.

Свинец-свинцовым методом по образцам породы в целом датированы метаандезиты [44]. Наклон свинец-свинцовой изохроны фигуративных точек высокотемпературных фракций свинца соответствует значению возраста 3020 ± 20 млн лет. Отвечает ли полученная датировка возрасту кристаллизации андезитов или метаморфического преобразования их уран-свинцовых систем, неясно. Большая часть урана, а следовательно, и радиогенного свинца в этих породах находится в сфенах. Количество сфенов в метаандезитах значительно. Сфен в андезитах возник при их метаморфизме, о чем, в частности, свидетельствует и его ориентировка в плоскости, образованной при метаморфизме сланцеватости. Точки метаморфических амфибола и биотита лежат на той же изохроне [44]. Таким образом, более вероятной представляется второй вариант интерпретации возраста 3020 млн лет как времени раннего метаморфизма вулканитов. На востоке метавулканиты граничат с весьма гетерогенным по строению комплексом палаламбинских гранит-мигматитов. Прилегающие к вулканитам мигматиты составляют часть более крупной структуры, имеющей, вероятно, строение купола. Ориентировка плоскостных структур (мигматитовой полосчатости и сланцеватости) параллельна



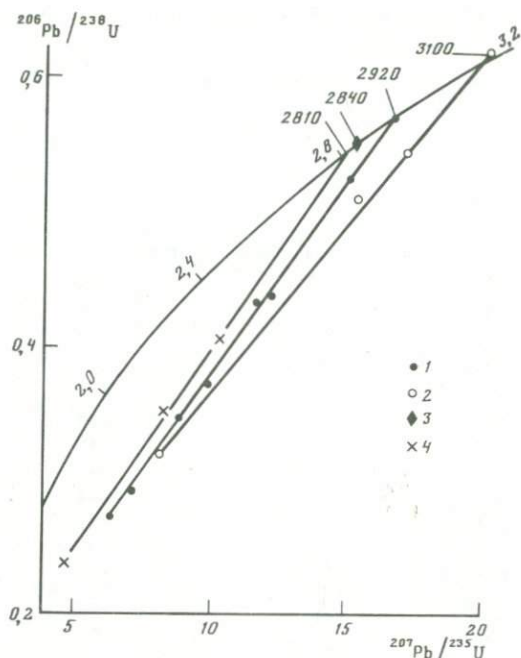
Р и с. 11. Схематическая геологическая карта района Палая Ламба по [15]

1 – палаламбинские мигматит-граниты; 2 – метабазальты и метакомпатииты; 3 – субвулканические тела метаандезитов; 4 – плагиограниты; 5 – габбро; 6 – посткинematicкие микроклиновые граниты (Карташёвский массив); 7 – субплатформенные отложения ятулия (PR^2); места взятия геохронологических проб: 8 – на циркон (U-Pb метод), 9 – пород в целом (Pb-Pb метод), 10 – тех и других, 11 – возраст, млн лет; 12 – тектонические нарушения

контакту с зеленокаменными породами, где она имеет крутое падение под вулканы. По составу в мигматитах выделяется субстрат, который представлен разными породами – гнейсо-гранодиоритами и плагиогранитами. Кроме того, среди гнейсо-гранодиоритов встречаются ксенолиты мелкозернистых биотитовых гранитов и гнейсов. Жильный материал мигматитов сложен лейкократовыми среднезернистыми плагиогранитами и гранитами. Широко распространено метасоматическое развитие микроклина по отдельным зонам и участкам с образованием неполосчатых гранит-мигматитов. Вулканы на контакте сильно изменены: содержат жилы гранитов, биотитизированы [15], т.е. процесс образования жильных и порфиробластических гранитов комплекса мигматитов по геологическим данным моложе вулканитов.

Были взяты пробы и изучены цирконы из трех типов пород: гнейсо-гранодиоритов – субстрата полосчатых мигматитов, лейкократовых гранитов – жильного материала полосчатых мигматитов и гнейсо-гранитов без четкой полосчатой структуры.

По кристалломорфологическим признакам цирконы подразделяются на три группы. Цирконы первой группы характерны для гранодиоритов, и в двух других петрографических разновидностях пород встречаются только их отдельные зерна. Кристаллы второй группы цирконов имеют наиболь-



Р и с. 12. График с конкордией цирконов из гранитоидов (1, 2), лейкогаббро (3) и Карташевского гранитного массива района Палая Ламба (4)

шее распространение в жильных гранитах, а третьей группы — в плагио-микроклиновых гранитах. Однако в каждой из выделенной петрографической разновидности гранитоидов встречаются цирконы всех трех групп.

Анализировались цирконовые фракции, различающиеся магнитными и плотностными свойствами, и кристаллическое вещество (Кр.В.) цирконов (табл. 4) [45, 38]. Уран-свинцовая изохрона, построенная по 6 фракциям циркона пробы 2031, проходит через лежащую на конкордии точку Кр.В. циркона пробы 164/20 (рис. 12). Конкордантность значений возрастов, рассчитанных по изотопам свинца и урана Кр.В. циркона 164/20, является геохронометрическим критерием достоверности полученной датировки 2920 млн лет.

Уран-свинцовые изотопные отношения двух фракций и Кр.В. пробы циркона 189, взятой из обнажения, где развиты гнейсо-гранодиориты и жилы плагиогранитов, связаны иной корреляционной зависимостью, чем в пробах цирконов 164/20 и 2031. Пересечение этой уран-свинцовой изохроны с конкордией однозначно определяется положением точки Кр.В. пробы циркона 189 на конкордии (см. рис. 12). Конкордантный возраст Кр.В. этого циркона, представленного в основном материалом циркона I группы, равен 3100 млн. лет и датирует, по-видимому, формирование субстрата палаламбинских мигматитов. Что касается геологической трактовки изотопной датировки 2920 млн лет, то она, вероятно, отражает время проявления интенсивных метасоматических процессов, с которыми в данном районе связывается образование плагиомикроклиновых гранитов.

Таблица 4. Изотопный возраст цирконов докембрийских комплексов Карелии

Номер пробы	Фракция*, плотность (г/см ³), размер (мм), обработка	Содержание, мкг/г	
		U	Pb
1	2	3	4

Палаламбинские гранитоиды

2031	НМ	374	194
2031	СМ	483	204
2031	М	598	204
2031	НМ > 4,3	259	162
2031	НМ < 4,3	411	204
2031	М > 4,3	356	182
2031	М < 4,3	648	203
189	НМ	340	211
189	М	644	256
189	НМ > 4,3	191	184
189	Кр.В.	72,8	52,6
2032	НМ < 4,3	237	138
164/20	Валовая	350	144
164/20	Кр.В.	83,6	57,4

Лейкократовое габбро, район Палой Ламбы

94/78	Кр.В.	90,7	57,0
-------	-------	------	------

Гранит, Карташовский массив, район Палой Ламбы

1306	> 4,3 80-160	445	212
1306	4-4,3 80-160	586	241
1306	2,8-4 80-160	877	264
1350	Валовая	230	190

Габбро-диорит, Семченская интрузия

1	Валовая	79,5	65,0
1	Кр.В.	45,4	31,9
849	Валовая	152	91,9
849	Кр.В.	56,7	40,5

Гранит-порфир, район оз. Остер

1362	Валовая	144	99,6
1362	Кр.В.	46,9	29,0
1363	Валовая	152	108
1363	Кр.В.	51,2	32,2
1441	Валовая	135	86,4

Трондьемит, галька из конгломератов, район оз. Остер

1506	Валовая	380	190
A-22	Кр.В.	166	70,3
A-22	Кр.В., HCl	173	86,0

Граниты района слияния рек Суна и Семчь

621/15	Валовая	325	128
592	Валовая	423	222

Измеренные изотопные отношения			Рассчитанные изотопные отношения		Возраст $\frac{207}{206} \text{Pb}$, млн лет
$\frac{206}{204} \text{Pb}$	$\frac{207}{206} \text{Pb}$	$\frac{208}{206} \text{Pb}$	$\frac{206}{238} \text{Pb}$	$\frac{207}{235} \text{U}$	
5	6	7	8	9	10

Палаламбинские гранитоиды

1230	0,2113	0,1418	0,4398	12,20	2840
1910	0,1940	0,1125	0,3723	9,948	2780
1070	0,1889	0,1403	0,2937	7,068	2630
1210	0,2216	0,1512	0,5249	15,08	2920
1890	0,2034	0,1194	0,4332	11,69	2810
900	0,2237	0,1596	0,4199	12,20	2910
950	0,1833	0,1271	0,2738	6,311	2550
550	0,2446	0,1544	0,5132	15,39	3020
460	0,2060	0,1595	0,3201	8,080	2660
2500	0,2338	0,0978	0,5464	17,27	3050
7510	0,2384	0,0924	0,6274	20,37	3090
3800	0,2061	0,1096	0,5084	14,15	2850
1230	0,1949	0,1635	0,3467	8,844	2700
1820	0,2189	0,1530	0,5753	16,18	2920

Лейкократовое габбро, район Палой Ламбы

2620	0,2070	0,1100	0,5503	16,80	2920
------	--------	--------	--------	-------	------

Гранит, Карташовский массив, район Палой Ламбы

740	0,2001	0,1279	0,4076	10,34	2670
660	0,1886	0,1338	0,3532	8,283	2560
320	0,1825	0,2090	0,2392	4,731	2280
760	0,2147	0,6216	0,4738	13,42	2860

Габбро-диорит, Семченская интрузия

370	0,2359	0,3807	0,5558	15,56	2850
8420	0,2100	0,2741	0,5477	15,75	2895
400	0,2320	0,3717	0,4221	11,78	2845
1450	0,2197	0,2741	0,5478	15,98	2920

Гранит-порфир, район оз. Остер

125	0,2873	0,3874	0,4214	10,85	2710
7560	0,2074	0,1144	0,5417	15,37	2870
114	0,3042	0,4303	0,4122	11,23	2800
2500	0,2101	0,1233	0,5439	15,40	2870
370	0,2278	0,2000	0,4917	13,57	2780

Трондьемит, галька из конгломератов, район оз. Остер

1220	0,1955	0,1481	0,4265	10,94	2710
2970	0,2003	0,1483	0,3633	9,828	2800
835	0,2127	0,1784	0,4053	11,07	2810

Граниты района слияния рек Суна и Семчь

850	0,2133	0,1527	0,3211	8,824	2820
130	0,2846	0,4037	0,3139	8,362	2770

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4
<i>Граниты района слияния рек Суна и Семь</i>			
1346	Валовая	420	310
144	Крупный	6,37	2,87
144	Мелкий	0,196	0,0583
<i>Гранитоид ультраметаморфический, район оз. Суоярви</i>			
2009 б	50-100	292	141
2009б	50-100, < 4,3	482	235
2009б	50-100, > 4,3	228	124
2009б	50-100, > 4,3, обработан HNO ₃	209	119
2009б	Кр.В.	102	65,4
2008	Кр.В.	113	60,4
2011а	50-100, HF, 200°C, 90 мин	134	70,0
2011б	-50, HF, 20°C, 90 мин	228	96,8
2011б	-50, HF, 80°C, 90 мин	154	93,7
2011б	-50, HF, 200°C, 90 мин	124	64,5
706	Валовая	280	132
<i>Гранулит, район оз. Тулос</i>			
37-ВБ 79	Валовая	827	467
<i>Гранулит, восточный берег Онежского озера</i>			
20/2-20/3	Валовая	294	161
<i>Тоналитовый гнейс, среднее течение р. Водлы (Заонежье)</i>			
45 Д	-100	470	146
<i>Кварцевый порфир, Лехтинская структура в Восточной Карелии</i>			
100	Валовая, необработанная	129	75,7
100	Валовая	58,6	29,6
100	Кр.В.	37,8	18,3
97	Валовая	46,2	25,7
60ЛЖ	Валовая	201	96,4
60ЛЖ	Кр.В.	51,3	26,0
591А	Кр.В.	50,3	28,0
<i>Дайка габбро-диабазы, п. Муезерский, Центральная Карелия</i>			
74	Валовая	986	211
76	Крупная	1160	195
76в	Выщелоченная	62,7**	13,4**
77	Крупная	843	291
78	160-250	504	222
78а	-160	435	164

*Принятые обозначения: Кр.В. — кристаллическое вещество; М — магнитная; НМ — немагнитная; СМ — слабомагнитная.

**Содержание урана и свинца в навеске.

5	6	7	8	9	10
<i>Граниты района слияния рек Суна и Семь</i>					
85	0,3385	0,5699	0,3680	11,94	2820
109	0,2880	0,4854	0,2540	6,063	2350
91,7	0,2863	0,5017	0,1640	3,402	2590
<i>Гранитоид ультраметаморфический, район оз. Суоярви</i>					
6110	0,1779	0,1852	0,4112	9,972	2620
3110	0,1709	0,2278	0,4038	9,290	2520
3350	0,1853	0,1695	0,4626	11,59	2660
3220	0,1870	0,1631	0,4872	12,31	2680
320	0,2283	0,2383	0,4783	12,46	2740
840	0,2074	0,1941	0,4342	11,55	2770
900	0,2073	0,1505	0,4390	11,74	2770
690	0,2125	0,1877	0,3534	9,317	2750
440	0,2193	0,1937	0,4854	12,84	2760
15230	0,1942	0,1942	0,4615	12,31	2770
1065	0,1933	0,2304	0,3786	9,588	2670
<i>Гранулит, район оз. Тулос</i>					
4000	0,1868	0,1299	0,4980	12,60	2685
<i>Гранулит, восточный берег Онежского озера</i>					
3580	0,1882	0,0826	0,4980	12,73	2695
<i>Тоналитовый гнейс, среднее течение р. Водлы (Заонежье)</i>					
580	0,2435	0,2114	0,2390	7,362	3005
<i>Кварцевый порфир, Лехтинская структура в Восточной Карелии</i>					
350	0,1906	0,4790	0,3937	8,539	2385
830	0,1679	0,2789	0,3978	8,364	2375
1160	0,1668	0,2444	0,3944	8,472	2410
410	0,1849	0,3197	0,4144	8,776	2390
5050	0,1576	0,1615	0,4198	8,975	2405
615	0,1818	0,1846	0,4260	9,456	2465
470	0,1856	0,1975	0,4522	9,895	2440
<i>Дайка габбро-диабазы, п. Муезерский, Центральная Карелия</i>					
205	0,1816	0,6572	0,1256	1,972	1874
286	0,1527	0,2726	0,1309	1,886	1064
73	0,2807	1,4298	0,0716	0,8819	630
439	0,1566	0,5648	0,2250	3,925	1608
251	0,1816	0,5030	0,2827	4,980	1805
145	0,2193	0,5306	0,2231	3,877	1598

Это предположение находит подтверждение в положении точки магнитной фракции пробы циркона 189 на изохроне указанного возраста, в которой преобладают зерна III группы циркона метасоматического генезиса.

В южной части полосы палаламбинских метавулканитов располагаются небольшие интрузии среднезернистых лейкократовых габбро с порфирировидными выделениями плагиоклаза [15]. По петрохимическим особенностям (высокие концентрации TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , P_2O_5 , Rb и высокие отношения Rb/Sr, FeO/MgO) они не являются комагматами вулканитов и относятся к группе поздних базитовых интрузий. Кр.В. пробы циркона 94/78 из лейкогаббро характеризуется неискаженными уран-свинцовыми изотопными отношениями, которые однозначно указывают на время кристаллизации циркона в 2840 ± 30 млн лет (см. табл. 4, рис. 12). Полученное значение изотопного возраста не противоречит отнесению лейкогаббро к группе более молодых метагаббро. На западе метавулканиты контактируют с массивом карташовских микроклиновых гранитов. Алофизы гранитов секут деформированные и метаморфизованные вулканиты. Сами граниты не испытали значительных деформаций и высокотемпературного метаморфизма. Вместе с тем породы массива претерпели низкотемпературные изменения, местами рассланцованы, милонитизированы, выветрены, а в западной части перекрыты предьятулийской корой химического выветривания.

Изотопное датирование карташовских гранитов было впервые выполнено в 1964 г по единичной пробе акцессорного циркона, выделенного из гранита, взятого из скважины с глубины 40–60 м, что обеспечило его хорошую сохранность. Значение возраста по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ составило 2860 млн лет [8]. Именно эти первые измерения изотопного возраста акцессорных цирконов из гранитов, связанных с зеленокаменными поясами лопия Карелии, показали их принадлежность к архейским образованиям.

Более детальное рассмотрение изотопного возраста гранитов Карташовского массива проведено уран-свинцовым методом по цирконам и свинец-свинцовым методом по образцам породы в целом и породообразующим минералам.

Цирконы, отобранные из краевой части массива, имеют гетерогенное строение и по кристаллохимическим свойствам относятся к метамиктным разновидностям. На графике с конкордией наблюдается значительный разброс экспериментальных точек цирконов относительно аппроксимирующей линии [37], что не делало возможности судить о времени формирования карташовских гранитов. Для получения более определенной возрастной информации исследовались фракции пробы циркона 130б, различающиеся содержанием Кр.В. Выделение фракций производилось разделением по плотности растертого цирконового вещества центрифугированием в жидкости Клеричи. При этом с увеличением плотности вещества фракции наблюдалось повышение степени конкордантности уран-свинцовых возрастных значений (см. табл. 4). Проведенная по фигуративным точкам фракций циркона 130б внутренняя изохрона пересекла конкордию в двух точках. Верхнее пересечение изохроны с конкордией рассматривается как возраст кристаллизации цирконов, равный 2810 ± 60 млн лет (см. рис. 12).

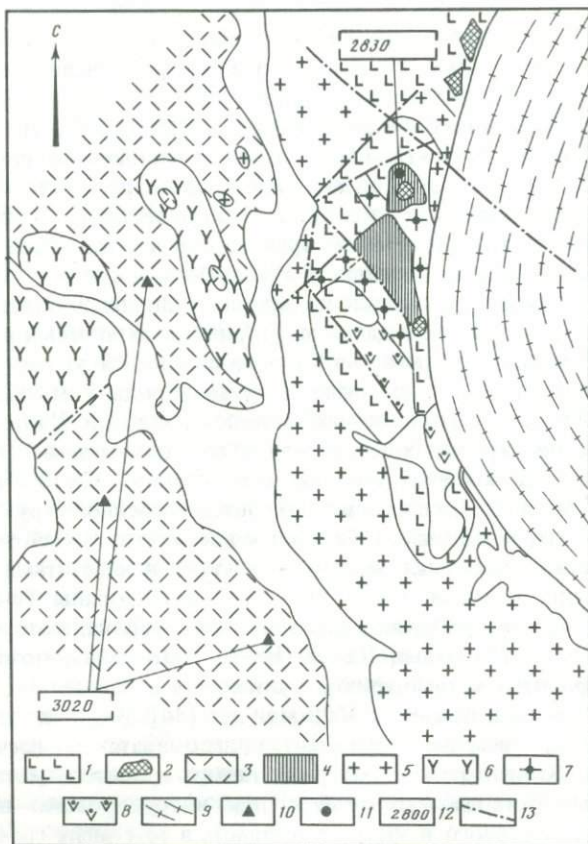
О времени эпигенетических изменений уран-свинцовых систем цирконов можно судить по соотношению изотопов свинца и урана в их азотнокислых вытяжках, интерпретация которых в терминах модели Везерилла дает два возрастных значения: 2020 ± 100 млн лет и 0. Из этого следует, что уран-свинцовые системы цирконов дважды претерпели воздействие наложенных процессов. Сходные результаты были получены свинец-свинцовым методом [20]. По образцам породы в целом определен возраст 2110 ± 60 млн лет. Эта датировка отражает время существенной перестройки уран-свинцовых систем проанализированных проб гранитов. Представляется вероятным, что в процессе диагенеза и эпигенеза ятулийских осадочных пород минерализованные растворы протекали по микротрещинам в подстилающие их граниты, при этом уран осаждался на вторичных титанистых и железистых минералах. С целью удаления свинца, накопившегося за счет сорбированного на вторичных минералах урана, образцы породы в целом, микроклин и плагиоклаз обрабатывались горячей соляной кислотой. Изотопный состав свинца проб, подвергнутых кислотной обработке, отвечает позднеархейскому возрасту становления карташовских гранит — 2870 ± 130 млн лет.

Район оз. Остер. В разрезе Остерской зеленокаменной структуры, расположенной в центральной части Карелии к востоку от д. Сайозеро, выделяются две части: нижняя, сложенная базальтами и андезитами, и верхняя, терригенно-вулканогенная (рис. 13). Проанализированы Pb-Pb методом по породе в целом пробы андезитов из этого района, которые легли на одну изохрону с андезитами Палой Ламбы, тем самым можно полагать, что возраст раннего метаморфизма вулканитов в районе Палой Ламбы и оз. Остер одинаков и близок к 3020 млн лет [44]. Верхняя толща сложена полимиктовыми валунно-галечными конгломератами, песчаниками и вулканитами. Конгломераты содержат гальки гранитов, метавулканитов и метагаббро. Породы остерской толщи интродуцированы несколькими типами пород основного и кислого составов, в том числе гранит-порфирами и двуслюдяными плагиомикроклиновыми гранитами. Все разновидности пород этой толщи метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации умеренных давлений.

Валовые пробы трех исследованных цирконов из гранит-порфиров характеризуются одинаковыми, но дискордантными уран-свинцовыми изотопными отношениями (см. табл. 4, рис. 14). Выделенные кислотной обработкой кристаллические вещества Кр.В. цирконов представляют закрытые уран-свинцовые системы, образовавшиеся в 2830 ± 40 млн лет. Это значение возраста принимается за время становления гранит-порфиров.

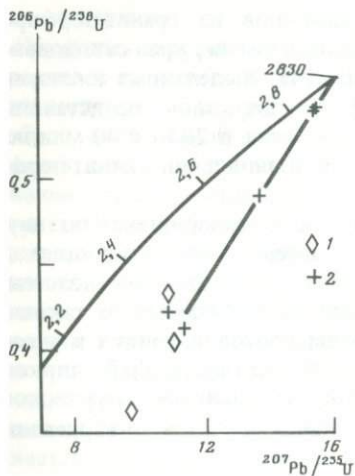
Изотопное датирование плагиогранитов галек проводилось по двум пробам цирконов, многие зерна которых имеют ядро, состоящее из более метамиктного вещества, чем оболочка. Уран-свинцовые системы цирконов из гальки конгломератов существенно отличаются от таковых из гранит-порфиров по средним содержаниям изотопов свинца и урана. Обращает внимание высокая возрастная дискордантность Кр.В. циркона пробы А-22 плагиогранита, который, судя по данным химического анализа, подвергся существенному изменению в процессе окварцевания (кислотного выщелачивания).

Трактовка уран-свинцовых изотопных отношений Кр. В. этого цир-



Р и с. 13. Схема геологического строения района оз. Остер [15]

1 – метабазальты; 2 – серпентиниты; 3 – метаандезиты и метадiorиты; 4 – терригенный комплекс; 5 – плагиограниты микроклинизированные; 6 – габбро-диориты; 7 – гранит-порфиры; 8 – диориты; 9 – гнейсо-граниты и гнейсо-гранодиориты; 10–11 – места взятия проб: 10 – Pb–Pb изохронный метод, порода в целом, 11 – U–Pb метод, циркон из дайки порфира, секущего метааркозы, 12 – их возраст, млн лет; 13 – тектонические нарушения



Р и с. 14. График с конкордией цирконов из гранит-порфиров (2) и гальки конгломератов (1) остерско-вожемского терригенного комплекса

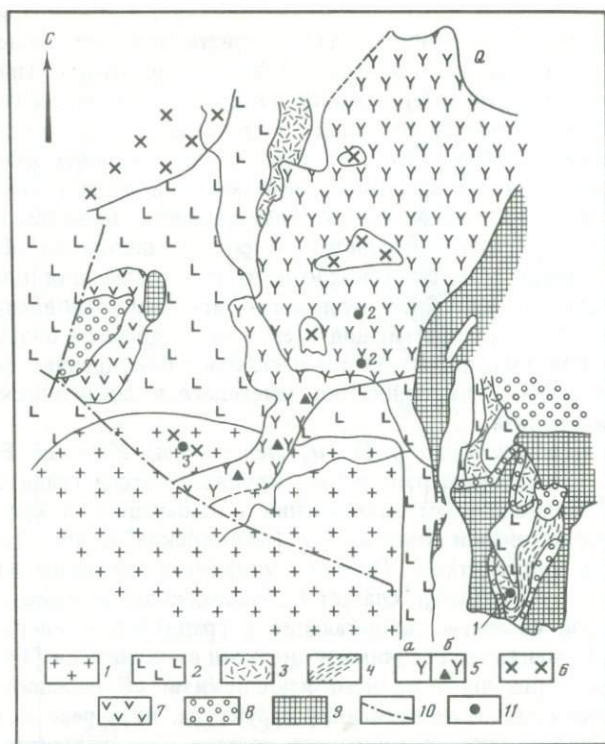
кона в рамках модели Везерилла несостоятельна, так как пришлось бы допустить миграцию изотопов свинца в кристаллическом веществе в гипергенных условиях, что противоречит экспериментальным данным. Исключая возможность потери свинца из Кр. В. в условиях гипергенеза, положение точек цирконов из гальки конгломератов на графике с конкордией можно объяснить только двухкратным воздействием наложенных процессов, одно из которых имело место в период свекофенской активизации (1,9–1,7 млрд лет). Возраст раннего нарушения уран-свинцовых систем цирконов, связанного с происходившим до образования терригенной толщи процессом кислотного выщелачивания плагิโอгранитов, превышает значение 2830 млн лет — времени становления гранит-порфиоров. Из этого следует вывод о еще более древнем возрасте самих цирконов из плагิโอгранитов галек; насколько они древнее формирования гранит-порфиоров, на основании имеющегося аналитического материала — сказать нельзя.

Район слияния рек Суна и Семь, Центральная Карелия. В строении района (рис. 15) главную роль играет крупный массив гранитоидов, вытянутый в меридиональном направлении и сложенный в краевой части микроклинизированными тоналитами (Койкарская глыба, [15]). Глыба облекается вулканитами. Полоса вулканитов, расположенная вдоль р. Семь к северу от глыбы, слагает Семченскую зеленокаменную структуру, в которой базальты, прилегающие к гранитоидам, вверх по разрезу (на севере) сменяются средними и кислыми вулканитами [14]. К востоку от купола, отделенная от него ятулийскими образованиями, располагается Койкарская зеленокаменная структура, в разрезе которой развита толща андезит-дацит-липаритового состава. Она относится к верхам разреза, лежит выше коматитит-базальтовой серии и отделена от нее полимиктовыми конгломератами. Ориентировочная мощность толщи 1000–1200 м. Для толщи характерно грубое переслаивание лапиллиевых, агломератовых и гравелитовых метатUFFов дацитового состава. Породы интенсивно дислоцированы. Выше толщи средних и кислых эффузивов залегает пачка графитистых сланцев, кремнистых пород, алевролитов аркозового и грауваккового состава, среди которых встречаются слои карбонатных пород. Верхняя часть разреза представлена пачкой metabазальтов мощностью 250–300 м [14].

Вулканиты и гранитоиды (тоналиты) купола деформированы и зонально метаморфизованы с нарастанием метаморфизма по направлению к гранитоидам [15]. По зоне разлома северо-восточного направления весь комплекс прорван породами сложной габбро-диоритовой интрузии. В свою очередь, габбро-диориты прорываются дайками более поздних метаандезитов, плагдио- и плагдиомикроклиновыми гранитами. Более поздние деформации и метаморфизм амфиболитовой фации одновременно с К-метасоматозом интенсивно проявлены в тоналитах и в вулканитах вблизи от контакта с гранитоидами; К-метасоматоз привел к превращению большей части тоналитов в плагдиомикроклиновые гнейсограниты.

Наиболее поздними в этом районе являются постскладчатые микроклиновые граниты, секущие все деформированные породы.

Древнейшее значение возраста в этом районе получено по циркону из дацитов Койкарской структуры.

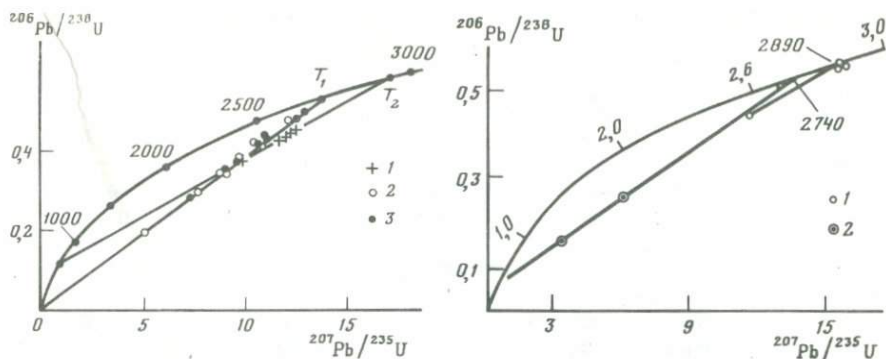


Р и с. 15. Схема геологического строения района слияния рек Суна и Семчь (составлена Н.А. Арестовой, С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаевым с использованием материалов С.И. Рыбакова)

1 — плагиограниты (микроклинизированные) Койкарской глыбы; 2–5 — супра-крупальные породы лопя: 2 — основные, 3 — кислые вулканиты, 4 — графитистые и кремнистые породы, 5 — габбро-диориты (а) и зона брекчий габбро-диоритов (б); 6 — граниты, сумий; 7 — андезит-базальты; 8 — полимиктированные конгломераты; 9 — ятулий; 10 — тектонические нарушения; 11 — места взятия геохронологических проб: 1 — табл. 5 № 19–23, 2 — табл. 4 № 20–23, 3 — табл. 4 № 32–36

Дацит, из которого был выделен акцессорный циркон, имеет следующий состав (в %): SiO_2 — 67,30, TiO_2 — 0,47, Al_2O_3 — 15,59, Fe_2O_3 — 1,47, FeO — 1,21, MnO — 0,05, MgO — 2,89, CaO — 1,13, Na_2O — 5,35, K_2O — 1,08, P_2O_5 — 0,21; п. п. п. — 2,79; редкие элементы (рентгеноспектральный метод, г/т): $\text{Pb} < 5$, $\text{Y} < 5$, Zr — 177, Rb — 28, Sr — 76.

Акцессорные цирконы представлены мелкими, призматическими, почти бесцветными, прозрачными зернами с тонкой внутренней зональностью, говорящей об их магматическом происхождении. Циркон для U-Pb изотопного анализа был разделен на фракции по электромагнитной восприимчивости, а неэлектромагнитная фракция, в свою очередь, разделена по плотности в жидкости Клеричи. Кроме того, часть циркона была обработана в течение двух часов в концентрированной HF для удаления метамиктной части. Результаты U-Pb изотопного анализа приведены в табл. 5 и на рис. 16 [10]. Цирконы характеризуются невысокими содер-



Р и с. 16. Изохронная диаграмма с конкордией для аксессуарных цирконов из пород Центральной Карелии

1 — вулканитов лопия; 2 — гранитоиды, прорывающие лопий; 3 — гранитоиды в фундаменте карелид

Р и с. 17. График с конкордией цирконов из габбро-диоритов и постскладчатых гранитов в Семченской интрузии

1 — габбро-диориты; 2 — граниты

жаниями урана и относительно высокой величиной Th/U отношения, что вообще характерно для цирконов вулканических пород. С несколько варьирующим в различных фракциях содержанием урана, обусловившим различную нарушенность кристаллической структуры, связана неодинаковая степень дискордантности изотопных возрастов, позволяющая интерпретировать полученные данные. Точки пересечения дискордии с конкордией соответствуют возрастам 2935 ± 20 и 765 ± 40 млн лет, что по модели однократного нарушения U-Pb изотопной системы отвечает времени образования цирконов и их изменения. Однако, скорее всего, возраст, полученный по нижнему пересечению, не имеет реального геологического смысла и является отражением неоднократного открытия U-Pb изотопной системы в цирконах. В этом случае возраст образования цирконов, а следовательно, и протекания процессов вулканизма должны быть несколько древнее.

Для датирования становления семченской интрузии габбро-диоритов были отобраны две пробы цирконов из участков с минимально проявленными метаморфическими преобразованиями. Обе пробы представлены одной генерацией цирконов магматического происхождения. Для циркона 1 получены согласующиеся значения возраста как для Кр. В., так и для валовой пробы. В то же время циркон 849 состоял из ненарушенного Кр. В. и измененной метамиктной фазы, потерявшей часть радиогенного свинца (см. табл. 4).

Совпадение изотопных возрастов, рассчитанных по изотопным отношениям Кр. В. обоих цирконов, является убедительным критерием достоверности возраста, отражающего время проявления реального геологического события — становления семченской габбро-диоритовой интрузии в 2890 ± 40 млн лет (рис. 17). Измеренное значение возраста габбро-диоритовой интрузии согласуется с геологическими данными о ее внедрении на позднем этапе развития гранитно-зеленокаменной области до обра-

Таблица 5. Изотопный возраст цирконов из Центральной Карелии

Номер пробы	Место взятия пробы; размер фракции, мкм; плотность, г/см ³	Содержание, %	
		U	Pb
10380	Костомукша, плагиогранит	0,026	0,0097
10381	Костомукша, плагиомикроклиновый гранит	0,075	0,041
10382	Костомукша, микроклиновый гранит	0,074	0,026
711	Надвоицы, гранодиорит	0,026	0,0105
712	Надвоицы, диорит	0,029	0,0138
717	Машозеро, гранодиорит	0,0068	0,0017
544	Викса, гранодиорит	0,015	0,008
549	Викса, гранит	0,012	0,0052
501	Нижнее, гранит	0,0076	0,0053
502	Нижнее, гранит	0,026	0,0128
575	Тикшозеро, гранито-гнейс	0,0054	0,003
<i>Диориты (Кар 4) и мигматиты (Кар 2) Ондозера</i>			
Кар 4	+100	0,0747	0,0273
Кар 4	-100 + 65 светл.	0,0775	0,0322
Кар 4	-100 + 65 темн.	0,0654	0,0261
Кар 4	-65	0,0650	0,0267
Кар 2	+200	0,021	0,010
Кар 2	-200 светл.	0,029	0,014
Кар 2	-200 темн.	0,023	0,011
<i>Дациты Койкарской структуры</i>			
223	4,2 < d < 4,6; -70	0,0288	0,0159
223	4,2 < d < 4,6; +70	0,0310	0,0166
223	4,0 < d < 4,2	0,0299	0,0163
223	Электромагнитная фракция	0,0360	0,0168
223	Кристаллический остаток	0,0277	0,0179

зования плагиомикроклиновых гранитов с возрастом 2820 млн лет (см. табл. 4, [65]).

Постскладчатые граниты в данном районе имеют относительно небольшое развитие и представлены маломощными пластовыми телами среди олигоклазовых гранитов, гнейсо-гранитов и мигматитов. Датирование проведено по двум гранулометрическим фракциям циркона одной пробы. Фракции циркона практически не отличаются по изотопному составу свинца, для которого характерно повышенное содержание обыкновенного свинца (см. табл. 4). Уран-свинцовая изохрона указывает время становления постскладчатых гранитов — 2740 млн лет (см. рис. 17).

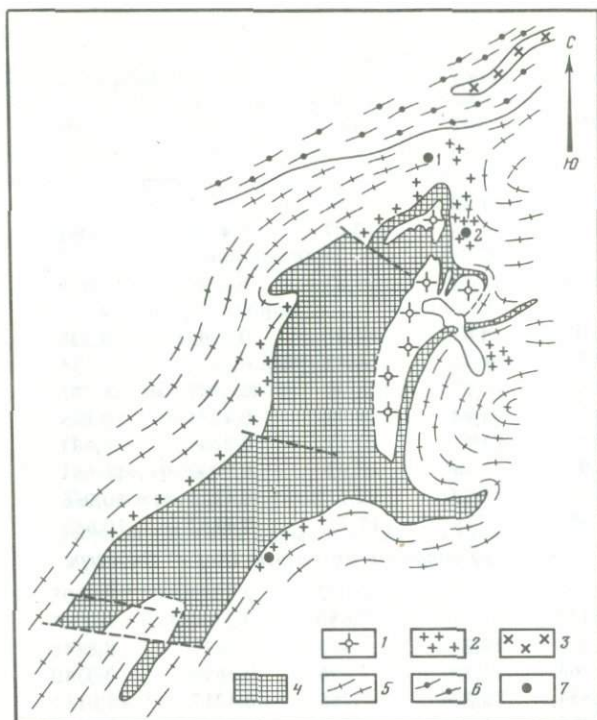
Район г. Костомукши. Костомукшская зеленокаменная структура [14] является северо-западным окончанием полосы лопийских образований Западной Карелии. Структура представляет собой сложный асимметричный синклиорий, состоящий из метаморфизованных и деформированных осадочно-вулканогенных толщ — контоксской и гимольской

	Изотопный состав Pb, %				Изотопные отношения		Возраст по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ млн лет
	204	206	207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
	0,066	75,92	14,64	9,37			
	0,027	75,73	14,18	10,07	0,4783	12,062	2680
	0,054	72,43	13,85	13,67	0,2922	7,228	2660
	0,034	72,05	13,91	14,01	0,3365	8,728	2720
	0,050	69,73	13,80	16,42	0,3818	9,734	2740
	0,250	65,05	15,72	18,98	0,1787	4,772	2790
	0,056	71,32	13,74	14,88	0,4387	10,845	2680
	0,067	69,57	13,72	16,65	0,3448	8,633	2700
	0,170	66,96	13,94	18,93	0,5202	12,65	2630
	0,022	74,33	13,52	12,13	0,4155	10,056	2640
	0,217	67,05	15,45	17,28	0,4132	10,683	2750
<i>Диориты (Кар 4) и мигматиты (Кар 2) Ондозера</i>							
	0,037	78,073	14,207	7,682	0,3542	8,6005	2616
	0,032	78,173	14,115	7,680	0,3754	9,0784	2610
	0,030	78,297	14,208	7,465	0,3617	8,8148	2623
	0,034	77,763	14,207	7,996	0,3694	9,0340	2628
	0,057	76,854	15,324	7,765	0,4217	11,0111	2746
	0,112	74,760	15,545	9,583	0,3984	10,4023	2737
	0,101	74,994	15,314	9,592	0,4130	10,6800	2721
<i>Дациты Койкарской структуры</i>							
	0,013	69,359	16,556	14,072	0,4471	12,37	2832
	0,014	68,577	17,581	13,828	0,4283	11,77	2819
	0,013	68,879	17,152	13,955	0,4388	12,10	2829
	0,020	68,784	17,808	13,387	0,3761	10,29	2751
	0,022	68,606	17,259	14,113	0,4508	12,54	2842

серии, разделенных конгломератами. Вблизи главной структуры располагаются более мелкие структуры, сложенные супракрустальными породами и отделенные друг от друга и от костомукшской структуры овами гнейсо-гранитов.

Для супракрустальных пород имеются только предварительные возрастные данные в кислых вулканитах из контоксской (нижней) серии, полученные [67] методом термоионной эмиссии свинца ($\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$). В соответствии с этими результатами возраст кислых вулканитов предварительно может быть оценен равным 2800 млн лет. Еще более молодой возраст (2650 млн лет) получен тем же методом Е. Богомоловым для вулканитов гимольской серии из Большеозерской структуры и Rb-Sr и Pb-Pb методами [74] для различных супракрустальных пород пояса Кухмо на территории восточной части Финляндии.

В районе Костомукшской структуры развиты плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты, интрузивный контакт которых с породами



Р и с. 18. Схема геологического строения района оз. Костомукша по [29]

1 — порфирибластические микроклиновые граниты; 2 — плагио-микроклиновые граниты и мигматиты; 3 — плагиограниты; 4 — супракрустальные породы (гимольская и контонская серии); 5 — биотитовые и роговообманково-биотитовые гнейсы и гнейсо-граниты; 6 — клинопироксеновые и двупироксеновые роговообманковые гнейсы и амфиболиты; 7 — места взятия геохронологических проб на циркон

гимольской серии признается всеми исследователями, и плагиограниты, относимые некоторыми исследователями к фундаменту. Были взяты 3 геохронологические пробы (рис. 18) [9]. Плагиогранит (проба 10380) представлен среднезернистой разностью с реликтовой полосчатой текстурой и лепидо-гранобластовой структурой. Основные породообразующие минералы (в %): плагиоклаз (олигоклаз) — 50, кварц — 40, биотит — 5. В незначительном количестве присутствуют мусковит, мусковит, эпидот. Аксессуары — циркон и апатит. Порода изменена достаточно сильно, плагиоклаз серицитизирован вплоть до образования пластин мусковита, наблюдается хлоритизация биотита. Циркон прозрачный, красноватый, короткопризматический. Ядра отсутствуют, поверхность зерен блестящая. Плагиомикроклиновый гранит (проба 10382) неравномернозернистый с массивной текстурой. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (олигоклаз) — 20, микроклин — 35, кварц — 35, биотит — 5. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, магнетит. Плагиоклаз серицитизирован и мусковитизирован, биотит хлоритизирован. Циркон прозрачный, сиреневый. Призматические зерна с удлинением 3—7. Поверхность зерен блестящая, ядра отсутствуют. Микроклиновый гранит (проба 10381) средне-

зернистый с массивной текстурой. Микроклин составляет до 45% породы, кварц — 35, плагиоклаз 10–15, полностью изменен, биотит — 2%. Акцессорные минералы циркон, сфен, апатит, ортит. Циркон полупрозрачный, бурый, преобладают призматические зерна с удлинением 3–5.

Таким образом, цирконы во всех пробах обладают свежим обликом, четкими кристаллографическими формами, отсутствием ядер, что предполагает образование цирконов в момент становления гранитов. Возраст цирконов (см. табл. 5 и рис. 17) составляет 2720 ± 20 млн лет, что подтверждает интрузивный характер плагиигранитов.

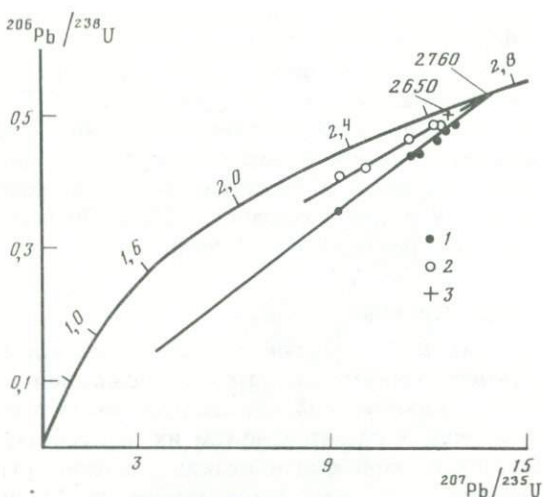
ГНЕЙСО-ГРАНИТНЫЕ АРЕАЛЫ

Район озер Суоярви и Тулос (западно-карельский тип гнейсо-гранитных ареалов). Преобладающими породами Юго-Западной Карелии являются гнейсо-граниты, вероятно, образовавшиеся за счет более древних пород, в частности ранних гранитов, путем их переработки в условиях метаморфизма амфиболитовой фации низких давлений [41]. Датирование ультраметаморфических гранитоидов района оз. Суоярви проводилось по циркону, имеющим гетерогенное строение, обусловленное сложной геологической историей вмещающих пород (см. табл. 4). Фигуративные точки нерастворившихся в процессе обработки в HF цирконовых проб отвечают возрасту 2770 ± 50 млн лет [47]. Аналогичный результат (2750 ± 60 млн лет) получен по внутренней уран-свинцовой изохроне, построенной по плотностным фракциям пробы циркона 2009Б [14]. За время образования ультраметаморфических гранитоидов принято среднее значение 2760 ± 60 млн лет, полученное по двум независимым изохронным построениям (рис. 19).

В районе оз. Тулос развит архейский комплекс пород, представленный в основном гранитоидами плагиигранит-тоналитового состава и прорванный базитовыми дайками, интрузией кварцевых диоритов и многочисленными жилами гранитов и пегматитов. Метаморфическая зональность и К-метасоматоз накладываются на все породы района, за исключением протерозойских даек основного состава.

Породы с минеральными ассоциациями гранулитовой фации занимают площадь около 150 км^2 и являются частью метаморфической зональности [3]. Гранулитовые минеральные ассоциации присутствуют в различных по составу и геологическому возрасту породах: тоналитах (эндербитах), супракрустальных породах (гнейсах и основных кристаллических сланцах), прорывающих их диоритах и молодых пегматитах.

U-Rb измерения были выполнены для акцессорных цирконов из эндербитов и ультраметаморфических гранитоидов Колвас-Тулосозерской синклинали [65]. Эндербиты — средне-мелкозернистые породы с массивной или гнейсовидной текстурой, состоящие из плагиоклаза (48–54%), кварца (11–26%), калиевого полевого шпата (2–10%), ромбического пироксена (7–10%), моноклинного пироксена (до 4%), амфибола (до 9%) и биотита (до 11%). В.М. Шемякин [68] относит их к типу позднескладчатых интрузивных эндербитов. В эндербитах отчетливо выделяются три морфологических и генетических типа циркона. Циркон первой генерации представлен субидiomорфно-призматическими бурыми, коричнева-



Р и с. 19. График с конкордией цирконов гранитоидов района Суоярви (1, 2) и гранулитов района оз. Тулос (3)

то-бурыми, преимущественно полупрозрачными зернами с пониженным двупреломлением. Поверхности зерен матовые, шероховатые. Второй тип образуют крупные короткопризматические идиоморфные зерна цирконового габитуса, окрашенные в розоватые тона, прозрачные и полупрозрачные. Внутри некоторых кристаллов различаются округлые ядра. И наконец, цирконы третьего типа, присутствующие в эндревитах в малых количествах, представлены сильно удлинёнными, часто уплощёнными зернами. Внутреннее строение зерен часто зонально прерывистое. Иногда циркон третьей генерации наблюдается в виде тонких обрастаний вокруг зерен второго типа. Характеристика цирконов позволяет сопоставлять цирконы второго типа с цирконами из интрузивных гранитоидов. Наличие в пробах еще двух типов зерен может свидетельствовать о загрязнении магмы при ее формировании парпорадами (I тип) и о наложении на эндревиты более поздних метасоматических процессов (III тип).

Цирконы из ультраметаморфических гранитоидов представлены крупными, уплощёнными зернами с волнисто-бугристыми неровными зернами и сглаженными вершинами и ребрами. Наблюдаются сростки нескольких зерен по граням призмы, характерна прерывистая зональность кристаллов. Морфологические особенности свидетельствуют о росте в стесненной обстановке, в среде с меняющимися условиями кислотности-щелочности. Они близки к цирконам третьего типа из эндревитов и говорят об образовании в условиях метасоматической проработки пород при повышенной щелочности среды.

Результаты определения изотопного возраста показали исключительную сходимость полученных значений возраста. По изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для эндревитов получено значение 2790–2770 млн лет, для ультраметаморфических гранитоидов — 2690 млн лет. Более высокие значения возраста цирконов из эндревитов могут быть объяснены

присутствием циркона I генерации, сохранившей часть древнего радиогенного свинца.

U-Pb методом определялся также возраст циркона из кварцевых диоритов [3], которые имеют секущий контакт с вмещающими эндробитами, мигматитами и сланцами, содержат ксенолиты последних. Диориты характеризуются выдержанным составом: гиперстен, диопсид, обыкновенная роговая обманка, плагиоклаз, кварц, ортоклаз. Циркон представлен кристаллами одной генерации с морфологическими особенностями, характерными для цирконов из гранулитов. Уран-свинцовые возрасты циркона 2685–2595 млн лет конкордантны в пределах аналитической ошибки. Время проявления гранулитового метаморфизма в этом районе оценивается в 2645 ± 45 млн лет как среднее арифметическое кажущихся значений возраста.

Сравнивая этот результат с данными по эндробитам, можно сделать предположение, что гранулитовый метаморфизм, наложенный на тоналиты, не привел к полной гомогенизации цирконов при их перекристаллизации: сохранилось высокое содержание урана в цирконах эндробитов.

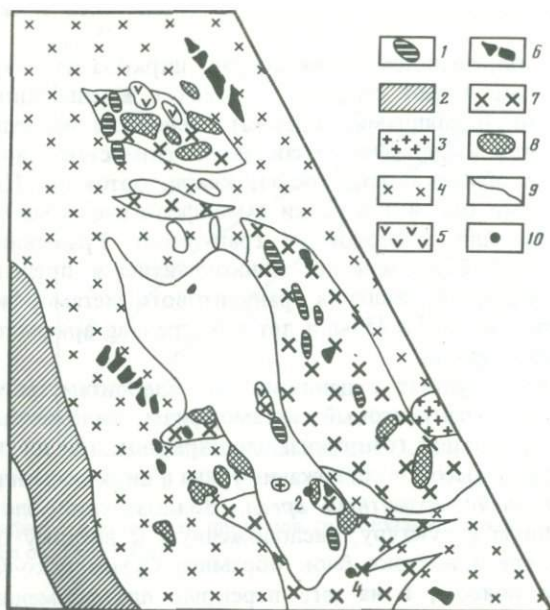
Водлозерский гнейсо-гранитный ареал. Водлозерский блок представляет собой крупную структуру, расположенную к востоку от Онежского озера. На севере и востоке блок обрамлен Сумозерско-Кенозерским зеленокаменным поясом, а на юге перекрыт платформенным чехлом. Большая часть Водлозерского блока сложена различными гранитоидами. Разновозрастные основные породы, незначительные по объему, играют важную роль в геологической истории блока, слагая, например, крупнейшую на Балтийском щите Бураковскую расслоенную интрузию, а также серии даек. Среди гранитоидов преобладают плагиомиоклиновые граниты и мигматиты. Среди них в нескольких районах сохранились более древние породы, представленные гнейсами, амфиболитами, гнейсо-гранодиоритами. Метаморфический комплекс среднего течения р. Водлы представлен относительно однородными полосчатыми биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. В последних иногда наблюдаются реликты диопсида и измененной габбровой структуры.

Породы претерпели не менее трех этапов деформаций, причем наблюдаемые ориентировки плоскостных и линейных структур возникли в основном на 2-м и 3-м этапах.

Метаморфические и ранние плутонические комплексы пород секутся крупными массивами плагиомиоклиновых гранитов (Кубовским, Охтенозерским и другими). Определение возраста цирконов методом термояонной эмиссии свинца позволило показать, что в ряде участков сохраняются цирконы, возраст которых более 3 млрд лет.

U-Pb методом анализировалась валовая проба циркона № 45д (фракция $< 0,1$ мм) из тоналитового гнейса, претерпевшего метаморфизм, метасоматоз и деформации этапа $D_{n+2} - M_{n+2}$.

Рассчитанные для этого циркона изотопные значения возрастов оказались дискордантными (см. табл. 4). О минимальном возрасте кристаллизации циркона можно судить по датировке T ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), равной 3005 млн лет. Более поздние измерения, выполненные также U-Pb методом [59], подтвердили первые результаты и показали, что метаморфизм гнейсов происходил не позднее 3,15 млрд лет назад.

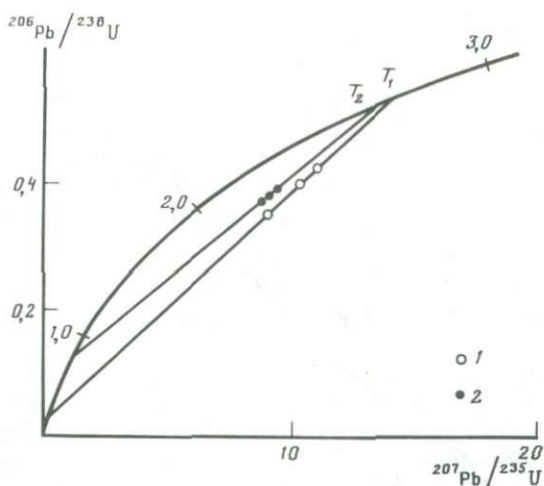


Р и с. 20. Схема геологического строения района оз. Ондозеро по [70]

1-2- нижний протерозой: 1 - дайки габбро-диабазов, 2- осадочно-вулканогенный комплекс; 3-8 - архей: 3 - плагиомикроклиновые граниты, 4 - граниты нормального ряда и связанные с ними мигматиты, 5 - диориты (комплекс габбро-диоритов), 6 - зеленокаменные породы, 7 - анатектит-граниты, 8 - комплекс серых гнейсов (диорит-тоналит-плаггиограниты); 9 - граница раздела типов пород; 10 - места взятия геохронологических проб

На восточном берегу Онежского озера (район пос. Шальский) толща гнейсов прорвана крупной интрузией тоналитов, становление которой и последующий Si и Si-K метасоматоз происходили в условиях высокоградиентного метаморфизма гранулитовой фации. Эндербиты содержат ксенолиты гнейсов и основных кристаллических сланцев. При кремниевом метасоматозе в ксенолитах основных пород, состоящих из обыкновенной роговой обманки, диопсида, гиперстена и плаггиоклаза, образуются каймы, обогащенные гиперстеном и биотитом и не содержащие роговую обманку. Из такого ксенолита с каймой и был извлечен циркон для определения возраста. Выделенный циркон принадлежал одной генерации с морфологическими особенностями, характерными для цирконов из гранулитов. Вмещающие тоналиты характеризуются морфологически гетерогенным цирконом. Уран-свинцовый изотопный возраст метаморфогенного циркона из ксенолита дупироксеновых кристаллических сланцев равен 2650 ± 45 млн лет.

Ондозерский блок. Ондозерский блок, как и Выгозерский, сложен гнейсо-гранитами, для которых можно предполагать [43] древний возраст. По сравнению с другими этот тип ареалов как геологических, так и геохронологических наименее изучен. Проведенные детальные исследования в северо-западной части Ондозерского блока [70] отражают, как нам



Р и с. 21. График с конкордией цирконов диорита (1) и анатектит-гранита (2) района оз. Ондозеро

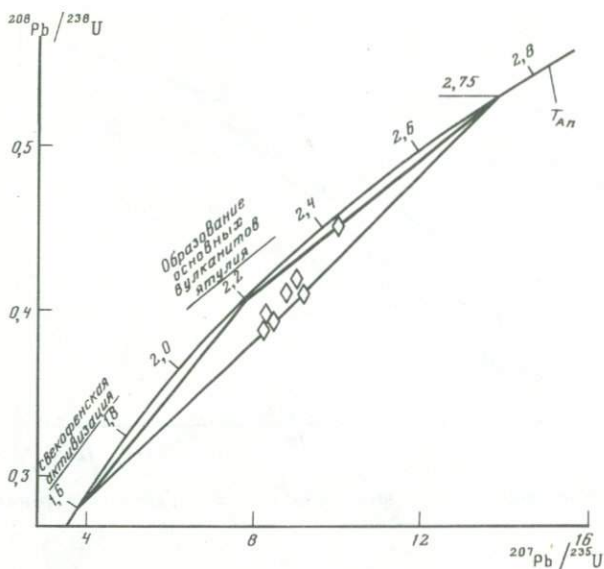
представляется [43], "обрамляющие" гранитоиды сегозерского типа, а не ядерную, древнюю часть блока (рис. 20).

Многократность наложенных эндогенных процессов довлекла за собой глубокое преобразование первичных пород. Основной этап проявления мигматизации и гранитизации в районе связан со стадией ультраметагенеза натриевого ряда. Мигматизация, связанная с интенсивным аллохтонным калиевым метасоматозом, особенно четко фиксируется в юго-восточной части оз. Ондозеро, на восточном берегу оз. Ондозеро и в р-не Вача. В этих местах образовались гибкие граниты метасоматического происхождения. Метаморфизм пород соответствует условиям амфиболитовой фации.

U-Pb изотопное датирование выполнено для различных размерных фракций акцессорных цирконов из останца диорита (проба 2) и анатектит-гранита (проба 4). Цирконы в гранитах характеризуются повышенными содержаниями урана и низким Th/U отношением и возрастом 2720 млн лет (см. табл. 5, рис. 21 [11]). Мигматизация древних комплексов, связанная со становлением этих гранитов, привела, по-видимому, к нарушению U-Pb изотопных зависимостей в акцессорных цирконах из этих пород. Изохронный возраст акцессорных цирконов из диоритов составляет 2780 млн лет, указывая на минимальный возраст этих пород.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛЬСКОЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ

Сумийско-сариолийские серии (PR₁). В Шуезерском синклинии развит сумийский комплекс кварцевых порфиров, который имеет четкое геологическое положение, залегая на основных вулканитах лопия и перекрываясь сариолийскими отложениями. Ранее по необработанным кислотами валовым пробам цирконов из кварцевых порфиров было найдено 2410 ± 45 млн лет [33]. Дальнейшие геохронологические исследования цирконов



Р и с. 22. График с конкордией цирконов из сумийских кварцевых порфиров Лехтинской структуры

из сумийских кварцевых порфиров выявили возрастную гетерогенность их Кр.В., что является результатом по крайней мере двукратных эпизодических воздействий эндогенных процессов (см. табл. 4). Единственным механизмом миграции свинца из Кр.В. циркона является термическая диффузия, поэтому исключаются потери радиогенного свинца в гипергенных условиях. Вероятными в истории кварцевых порфиров событиями, сопровождавшимися повышением температуры, могли быть формирование мощных покровов ятулийских основных вулканитов в интервале времени 2,25–2,10 млрд лет и эндогенные процессы свекофенской активизации 1,9–1,8 млрд лет назад.

Значения радиационных возрастов и возрастов, рассчитанных по трекам спонтанного деления атомов урана, указывают, что цирконы действительно подверглись термическому воздействию в период свекофенской активизации 1300–1600 млн лет назад [30]. На уран-свинцовом графике прямая линия, проведенная через точку на конкордии со значением возраста 1600 млн лет и трем крайним фигуративным точкам цирконов (рис. 22), своим верхним пересечением с конкордией указывает на время образования сумийских кварцевых порфиров в 2750 млн лет. Это значение возраста согласуется с изотопной датировкой по апатиту, рассчитанной по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и равной 2820 млн лет.

Таким образом, интерпретация уран-свинцовых отношений в рамках двухэпизодной модели позволяет делать вывод о более древнем, чем предполагалось ранее, возрасте сумийских кварцевых порфиров.

Ятулий представлен комплексом осадочно-вулканогенных, слабо метаморфизованных пород, с преимущественно кварцево-серицитовым составом осадков. От подстилающих пород фундамента он отделен метаморфи-

зованной корой химического выветривания или элювиальными конгломерато-брекчиями. Для ятулийской серии характерны два фациальных типа разрезов: терригенно-карбонатный онежского типа и терригенно-вулканогенный сегозерского типа, которые рассматриваются как синхронные образования, накапливавшиеся в различных фациальных условиях. По всему ятулийскому разрезу наблюдается чередование осадочных и вулканогенных пород, представленных метабазами, метадиабазами, спилитами и зеленокаменными породами. С основными вулканитами связаны силлы и дайки габбро-диабазов.

Нижняя возрастная граница ятулийских образований определяется по возрасту подстилающих их пород гранито-гнейсового фундамента и сумийских кварцевых порфиров, которые встречаются в гальках базальных конгломератов. Возраст цирконов из этих пород, равный 2760–2800 млн лет [65], указывает временной предел начала накопления ятулийских вулканогенно-осадочных толщ. Верхний возрастной предел этих образований устанавливается примерно в 1900 млн лет по затуханию широко проявленного магматизма этого времени, охватившему всю область развития карельских образований и приведшему к их метаморфизму [65]. Присутствие среди ятулия метавулканических комплексов в тесной ассоциации с осадочными породами позволило провести непосредственные измерения их возраста. Такое датирование было проведено по 4 цирконам, выделенным из дайки габбро-диабазы, который прорывает нижнеятулийские кварцито-песчаники у пос. Муезерский в Центральной Карелии. Изохронный возраст дайки — 2150 ± 60 млн лет [33]. Значение возраста, полученное Pb-Pb методом по образцам карбонатных пород онежской свиты, оказалось равным 2300 ± 140 млн лет [27].

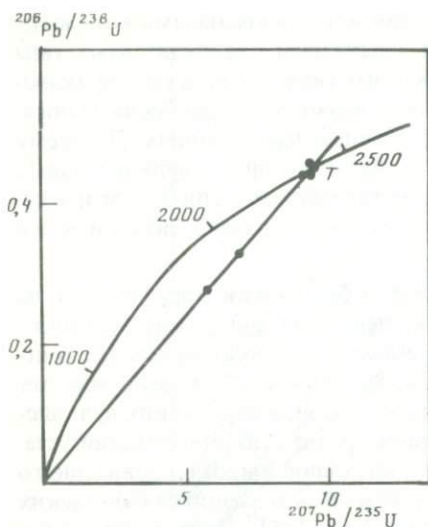
Большой объем работ по датированию выполнен финскими исследователями как по осадочным, так и вулканическим формациям ятулия. Все изотопные датировки попадают в диапазон возрастов от 2250 до 2000 млн лет [65].

Вся совокупность выполненных для ятулия радиометрических измерений U-Pb методами не позволяет в настоящее время четко установить возможные возрастные пределы его формирования и прежде всего начало накопления ятулийских толщ.

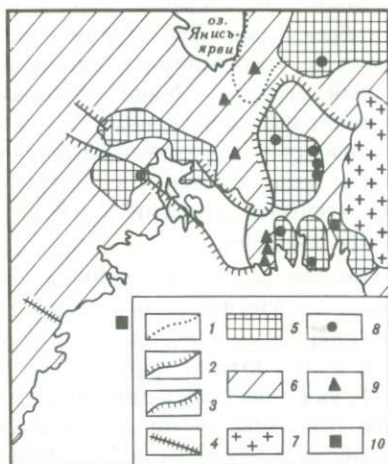
Чарнокиты глубинных разломов (PR_1^1)

Наиболее древний магматизм, связанный с периодом стабилизации, происходил по зонам глубинных разломов (рис. 23) и привел к широкому развитию гиперстенсодержащих гранитоидов. Они выделяются В.М. Шемякиным [68] в самостоятельную формацию чарнокитоидов зон глубинных разломов. Эруптивный характер чарнокитов доказывается наличием апофиз чарнокитов в беломорских гнейсах, а также нахождением зоны эруптивной брекчии в апикальных частях массивов. Чарнокиты слагают огромную Топозерскую интрузию и ряд более мелких массивов, в частности Вичанский.

Зона глубинного разлома представляла собой долгоживущую и тектонически активную структуру, что обусловило широкое развитие тектонитов—



Р и с. 23. Изохронная диаграмма с конкордией для акцессорных цирконов из глубинных чарнокитов



Р и с. 24. Схематическая геологическая карта Северного Приладожья

1-4 — изограды метаморфической зональности: 1 — граната, 2 — силлиманита, 3 — появление первых мигматитов, 4 — гиперстена; 5 — выступы фундамента; 6 — породы ладожской формации; 7 — граниты рапакиви; 8-10 — места отбора проб: 8 — пород фундамента, 9 — кварцитов ладожской сери, 10 — гнейсов гранулитовой фации и чарнокитов

бластомилонитов как по беломорским и карельским образованиям, так и по чарнокитоидам.

В неизменном виде чарнокиты представляют собой средне- и крупнозернистые породы розовато-коричневого цвета с массивной структурой. Характерной особенностью является присутствие голубого опаловидного кварца.

Типоморфными минералами чарнокитоидов являются ромбический и моноклинный пироксены, амфибол, биотит, гранат, кварц, плагиоклаз трех генераций и ортоклаз. Минеральные парагенезисы говорят о длительном формировании интрузии в большом диапазоне температур и давлений, что обусловило сложность измерения их возраста. К-Аг методом [19] получен широкий спектр возрастов от 1500 до 3500 млн лет по пироксенам, плагиоклазам и биотитам и около 2500 млн лет по амфиболам.

Измерения U-Pb изотопного возраста были выполнены для акцессорных цирконов, выделенных из чарнокитов Толозерского и Вичанского массивов (табл. 3 и рис. 10) [64]. Большинство проб было представлено массивными разностями чарнокитов, без следов наложенного изменения. Цирконы чарнокитов представлены мелкими, прозрачными, почти бесцветными зернами. Кристаллы идиоморфные, цирконового типа с удлинением 2,2-2,4. Характерные уплощенные зерна. Выделения циркона приурочены к зернам темноцветных минералов — пироксенов и амфиболов, причем часто наблюдается их тесное срастание. Характер выделения циркона, преобладание уплощенных форм говорит о кристаллизации его при высоких $P-T$ условиях.

Цирконы характеризуются низкими содержаниями урана, составляющими $n \cdot 10^{-3}\%$. Удивительна исключительная конкордантность, совпадение в пределах $\pm 10\%$ возрастов, рассчитанных по различным изотопным отношениям. Возраст 2370 ± 20 млн лет, полученный по верхнему пересечению дискордии с конкордией и практически совпадающий с возрастом цирконов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, может быть принят за время становления глубинных чарнокитов.

Северное Приладожье

В геологическом строении Северного Приладожья, расположенного непосредственно к югу от Карельского срединного массива, принимают участие гранито-гнейсы фундамента карелид, выступающие здесь в виде отдельных куполов, метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные породы ладожской формации и различные интрузивные породы, включая платформенные интрузии гранитов рапакиви.

Развитые в районе исследования гранито-гнейсовые купола (рис. 24) имеют в плане овальную форму и крутые контакты с вмещающими породами. Тектоническая природа куполов обоснована достаточно надежно. В строении выступов фундамента участвуют гнейсо-граниты, мигматиты, ортоамфиболиты, пегматоидные граниты. Субстрат мигматитов представлен амфиболитами, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами. Среди гнейсо-гранитов по составу различаются существенно плагиоклазовые и плагиомикроклиновые разности.

Породы ладожской формации, представленной сортавальской и ладожской сериями, распространены в синклинальных структурах, разделяющих гранито-гнейсовые купола. Ладожская серия представляет собой ритмично-слоистую толщу терригенного флиша. Она сложена кварцитовидными породами и кварцитами, филлитами и филлитовидными сланцами, биотитовыми, ставролит-гранатовыми сланцами, различного состава гнейсами, представляющими собой измененные песчано-глинистые отложения. Для пород серии характерно увеличение степени регионального метаморфизма в направлении с северо-северо-востока (район оз. Янис-Ярви) на юго-запад (пос. Куркиеки) от фации зеленых сланцев через амфиболитовую до гранулитовой.

Классическая метаморфическая зональность в породах ладожской формации явилась объектом детального изучения геологов ИГГД АН СССР [62]. По условиям метаморфизма район отнесен к области низких давлений (~ 3 кбар). Выделяются шесть метаморфических зон с типоморфными минеральными парагенезисами — биотита, граната, ставролита, силлиманита, второго силлиманита, гипертена. Температурные условия метаморфизма от $400\text{--}500^\circ\text{C}$ в зеленосланцевой зоне до $700\text{--}750^\circ\text{C}$ в гранулитовой. В зоне второго силлиманита амфиболитовой фации появляются первые синорогенные мигматиты, которые в гранулитовой зоне приобретают состав чарнокитов.

Гранито-гнейсовые купола также подвергались постладожскому метаморфизму с возникновением тектонической полосчатости и образованием вторичных мигматитов. Интенсивность их изменения определялась как составом слагающих их пород, так и различным положением в метаморфической зональности.

Для пород Северного Приладожья существует большое количество определений изотопного возраста K-Ar и Rb-Sr методами [19]. Rb-Sr эволюционная диаграмма датирует гранито-гнейсы Кокасельского купола в 2330 ± 120 млн лет. Для 14 проб метаморфических пород ладожской серии, отобранных из различных зон метаморфической зональности, получена изохрона 1885 ± 30 млн лет. Этот возраст трактуется как время пост-ладожского метаморфизма. Многочисленные K-Ar датировки как пород фундамента карелид, так и пород ладожской формации и прорывающих ее гранитоидов и основных пород варьируют в интервале 1950–1500 млн лет и не отражают каких-либо определенных геологических событий.

Изотопному изучению U-Pb методом были подвергнуты цирконы, выделенные из нескольких проб гнейсов и гнейсо-гранитов куполов Северного Приладожья, а также из метаморфических пород ладожской формации [65].

Минералогическое изучение цирконов показало, что среди гетерогенных цирконов гранито-гнейсов куполов надежно устанавливаются три генерации циркона. Наиболее ранняя генерация представлена округлыми полупрозрачными зернами с пониженным двупреломлением. Она наиболее характерна для проб неизменных гнейсов. Цирконы бурые, коричневатобурые, редко почти бесцветные, коэффициент удлинения 1,5–1,8; иногда они наблюдаются в виде ядер в цирконах второй генерации.

Вторая генерация циркона состоит из более или менее идиоморфных призматических кристаллов гиацинтового и цирконового габитуса с удлинением в среднем 2,4; окраска розовая, розовато-коричневая различной интенсивности, часто встречаются зерна с зональным внутренним строением.

Цирконы первой генерации, по-видимому, являются реликтами цирконов исходных пород, превращенных доладожским метаморфизмом в гранито-гнейсы; с этим метаморфизмом связано образование цирконов второй генерации. Аналогичные цирконы широко распространены в гранито-гнейсовом фундаменте карелид.

Третья генерация циркона представлена прозрачной, практически бесцветной разновидностью. Она образует тонкие (сотые доли миллиметров) каемки обрастания и небольшие наросты на более ранних зернах циркона, а иногда заполняет коррозионные углубления и трещины в них, очень редко встречаясь в виде хорошо образованных мелких кристалликов.

Две первые генерации циркона, причем преимущественно вторая, присутствуют как терригенные составляющие в породах ладожской формации. Это еще раз подтверждает, что именно материалы разрушения гранито-гнейсов фундамента явились терригенной составляющей пород ладожской формации. Цирконы ладожской формации характеризуются преобладанием хорошо округленных зерен с коэффициентом удлинения ~ 2 . Исключительно редко наблюдаются наросты неправильной формы циркона третьей генерации, заполнения им трещин и коррозионных углублений. Во всех зонах прогрессивного метаморфизма, вплоть до появления первых мигматитов, новообразованных зерен циркона не наблюдается.

Гранулитовая зона метаморфизма характеризуется преобладанием новообразованных длиннопризматических зерен циркона с удлинением около 3. Наряду с ними в небольшом количестве, не превышающем 10%,

присутствуют хорошо округленные зерна с корродированными либо матовыми поверхностями, являющиеся реликтами терригенных цирконов.

Для всех выделенных мономинеральных фракций циркона было проведено измерение возраста U-Pb методом (табл. 6). Практически все цирконы демонстрируют дискордантность возрастов по различным отношениям, свидетельствующую о нарушении U-Pb системы в истории минерала. Наиболее высокие значения возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, достигающие 2700 млн лет, получены для цирконов из плагиоклазовых гнейсо-гранитов Кокасельского и Сортавальского куполов. По мере увеличения роли вторичной мигматизации в породах гранито-гнейсовых куполов возраст по тому же отношению закономерно снижается, достигая 2300 млн лет у наиболее измененных пород Импилахтинского и Питкярантского куполов.

В породах ладожской серии наблюдается закономерное снижение возраста, рассчитанного по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, при переходе к более высокотемпературным фациям метаморфизма (рис. 25). Точки цирконов из неизменных гранито-гнейсов купола определяют изохрону 2700 млн лет, проходящую через начало координат. Это говорит о том, что первичный возраст куполов синхронен возрасту гранито-гнейсового фундамента карелид, оцененному в 2740 ± 40 млн лет многочисленными измерениями акцессорных цирконов. Цирконы испытали лишь однократное нарушение U-Pb системы в близкое к современному время.

Другая изохрона, также проходящая через начало координат и отсекающая на конкордии значение возраста в 1850 ± 30 млн лет, построена по цирконам из гнейсов гранулитовой фации метаморфизма и чарнокитов. Она датирует новообразованные в процессе метаморфизма зерна цирконов и, таким образом, отвечает времени постладожского метаморфизма. Полученное значение возраста совпадает в пределах точности измерения с Rb-Sr датировкой этого процесса.

Точки для всех других проб цирконов располагаются внутри треугольника, ограниченного этими изохронами. Если бы цирконы исходного возраста в 2700 млн лет подверглись единственному изменению 1850 млн лет назад, то точки этих цирконов должны были бы лежать непосредственно на прямой, соединяющей эти два значения на конкордии. Расположение цирконов ниже прямой свидетельствует по крайней мере о двукратном нарушении системы в них. Первое нарушение произошло 1850 млн лет назад под воздействием постладожского метаморфизма, второе — под действием поверхностных агентов в близкое к современному время.

Видна четкая закономерность в расположении точек на изохронной диаграмме: чем более высокотемпературна зона метаморфизма, тем ближе к изохроне 1850 располагаются точки цирконов, т.е. тем сильнее была нарушена система в них при постладожском метаморфизме, и, наконец, цирконы из гнейсов гранулитовой степени метаморфизма располагаются непосредственно на этой прямой, свидетельствуя о новом отсчете времени, датируя постладожский метаморфизм.

Отмечается также закономерное возрастание содержания урана в цирконах при переходе в более высокотемпературные зоны метаморфизма как для цирконов из вторичных мигматитов гранито-гнейсовых куполов, так и для цирконов из пород ладожской формации (см. табл. 6): от 0,01–0,02%, до 0,1%. Естественно предположить процесс вхождения урана

Таблица 6. Изотопный возраст цирконов из пород Приладожья

Номер пробы	Место взятия пробы; фракция, размер, мкм	Содержание, %	
		U	Pb
<i>Гранито-гнейсовые купола</i>			
704	Сортавальский гнейс	0,028	0,0132
2014	Кокасельский гранито-гнейс серый	0,014	0,0043
657	То же гранито-гнейс	0,018	0,0082
656	То же розовый	0,033	0,0125
2015	То же розовый циркон	0,070	0,013
2015a	То же коричневый циркон	0,065	0,0125
702	Уксинский гранито-гнейс	0,049	0,0212
702a	То же ядро циркона	0,012	0,0061
663	Имплахтинский мигматит	0,062	0,010
<i>Питкяранский купол, гранито-гнейс, серый</i>			
700 А	+ 100 нм	0,0840	0,0303
Б	- 100 + 75 нм	0,0882	0,0300
В	- 53 + 42	0,0925	0,0306
Г	- 42 эм	0,1140	0,0342
Д	ядро		
<i>Ладожская формация, кварцит, изограда биотита</i>			
661	Средняя проба	0,0490	0,0160
А	+ 75 н.м.	0,0298	0,0131
Б	- 75 + 53 н.м.	0,0313	0,0127
В	- 75 + 53 э.м.	0,0512	0,0193
Г	- 53 э.м.	0,0521	0,0199
662	Кварцит, изограда биотита	0,035	0,009
658	То же	0,048	0,015
667	Кварцит, изограда силлиманита	0,050	0,015
668	То же	0,062	0,015
666	То же	0,057	0,0135
655	Гнейс, гранулитовая фация	0,052	0,015
652	То же	0,045	0,015
651	То же	0,081	0,012
650	То же	0,110	0,038
654	Чарнокит, Куркиеки	0,043	0,012
653	То же	0,090	0,014

в цирконы в более позднее время. При изучении распределения треков индуцированного деления урана установлено низкое и равномерное распределение урана по всему объему зерен в цирконах неизмененных серых гнейсов. В цирконах из гранито-гнейсов, затронутых постладожским метаморфизмом, наблюдается резкое (4-х кратное) обогащение ураном внешних зон обрастания, т.е. циркона третьей генерации. Обогащение ураном характерно и для трещинных заполнений в зернах, изредка фиксируются сильно радиоактивные навообразованные зерна циркона.

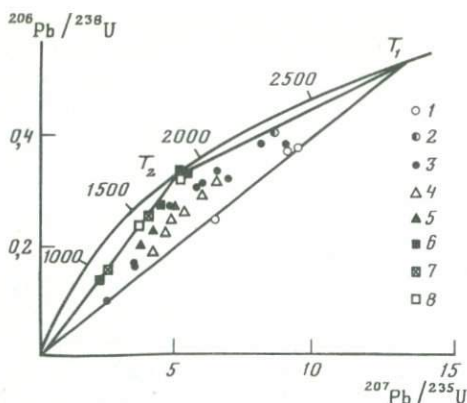
В округлых зернах цирконов ладожской формации, несмотря на почти

	Изотопный состав Pb, %				Изотопные отношения		Возраст, млн лет по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
	204	206	207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
<i>Гранито-гнейсовые купола</i>							
	0,066	70,19	13,57	16,17	0,3722	9,11	2670
	0,114	71,33	14,01	14,55	0,2541	6,67	2740
	0,100	74,68	14,00	11,22	0,3872	9,02	2565
	0,170	74,44	13,86	11,52	0,3160	6,79	2425
	0,056	78,06	12,57	9,31	0,1660	3,42	2370
	0,095	78,79	13,06	8,05	0,1732	3,40	2350
	0,024	78,55	12,22	9,21	0,3851	8,08	2365
	0,046	68,91	11,31	19,74	0,4034	8,63	2405
	0,290	57,88	12,20	29,63	0,1006	2,39	2315
<i>Питкяранский купол, гранито-гнейс, серый</i>							
	0,026	80,94	11,70	7,33	0,3365	6,53	2230
	0,032	80,05	11,39	8,53	0,3139	5,96	2190
	0,027	79,90	11,05	9,02	0,3058	5,66	2152
	0,041	79,31	10,84	9,82	0,2728	4,89	2100
	0,062	70,35	12,23	17,36			2480
<i>Ладожская формация, кварцит, изограда биотита</i>							
	0,370	63,73	14,09	21,83	0,2215	4,44	2325
	0,246	67,74	13,32	18,77	0,3200	6,68	2358
	0,278	66,79	13,44	19,49	0,2937	6,03	2330
	0,497	58,10	14,70	26,70	0,2234	4,44	2280
	0,438	60,62	14,30	24,64	0,2445	4,89	2280
	-	-	-	-	0,1897	4,15	2470
	0,090	75,62	11,53	12,71	0,2698	5,00	2190
	0,050	76,41	11,68	11,86	0,2629	5,18	2280
	0,046	77,58	11,67	10,70	0,2234	4,33	2260
	0,081	76,22	11,02	12,67	0,2272	3,65	2110
	0,034	81,77	10,30	7,90	0,2718	4,46	1930
	0,036	85,52	10,32	4,11	0,3303	5,18	1880
	0,050	81,36	9,93	8,65	0,1392	2,14	1865
	0,084	83,51	10,41	5,99	0,3303	5,06	1825
	0,024	82,38	9,74	7,85	0,2310	3,65	1870
	0,041	83,11	9,99	6,86	0,1480	2,29	1850

полное отсутствие циркона третьей генерации, также наблюдается резкое обогащение внешних зон кристаллов ураном; отмечаемые в ряде случаев наросты на кристаллах и заполнения трещин несут повышенные концентрации урана.

Все эти данные однозначно свидетельствуют о добавлении к цирконам урана в ходе постладожского метаморфизма. Механизм добавления был, очевидно, различен для цирконов из гранито-гнейсовых куполов и пород ладожской формации.

Возникшие 1850 млн лет назад при постладожском метаморфизме



Р и с. 25. Изохронная диаграмма с конкордией для акцессорных цирконов из пород Северного Приладожья

1 — неизмененные гранито-гнейсы; 2 — ядра цирконов; 3 — измененные гранито-гнейсы; 4 — кварциты изограда биотита и граната; 5 — кварциты, изограда силлиманита; 6 — гнейсы гранулитовой фации метаморфизма; 7 — чарнокиты; 8 — минерализация в карбонатных породах; T_1 — 2700 ± 50 млн. лет; T_2 — 1850 ± 20 млн. лет

новообразованные цирконы либо фазы, обогащенные ураном, с течением времени представили собой наиболее уязвимые участки кристаллов из-за возникших радиационных нарушений, они легче теряли радиогенный свинец при воздействии на них поверхностных агентов, чем и объясняется повторное нарушение U-Pb системы в близкое к современному время.

Таким образом, посладожский метаморфизм вызвал двойное нарушение U-Pb системы в цирконах. С одной стороны, под термальным воздействием происходила потеря радиогенного свинца из циркона, с другой, — отмечалось обрастание первичных цирконов второй генерацией минерала, обогащенной ураном. В отдельных случаях происходила сорбция урана из метаморфизирующих растворов. Второй процесс значительно сильнее сказался на дискордантности возрастов.

Выделение на территории восточной части Балтийского щита мегаблоков, различающихся составом пород, режимом, интенсивностью и длительностью эндогенных процессов, находит отражение в изотопных геохронологических данных.

В Кольском мегаблоке, где в архее сформировалась гранулит-зеленокаменная область, эндогенные процессы в интервале 2,7–2,8 млрд лет, которые выражены метаморфизмом амфиболитовой и гранулитовой фации и экстенсивным гранитообразованием, привели практически к полной нивелировке возрастов, полученных U-Pb, Rb-Sr и Pb-Pb методами как в супра-, так и в инфракомплексе. Лишь в породах пояса Полмос-Порос, не претерпевших стадию гранулитового метаморфизма, был обнаружен древний свинец, что позволило оценить минимальный возраст формирования пород этой структуры в 2930 млн лет.

В Беломорском мегаблоке, где имели место процессы высокотемпературного метаморфизма и деформаций как в архее (ребольский и дорребольский циклы), так и в протерозое (селецкий и свекофенский циклы),

геохронологическое изучение весьма затруднено. Анализ U-Pb данных позволяет показать, что наиболее широкое развитие по площади получили процессы ребольского-селецкого циклов ($2,7 \pm 0,05$ млрд лет).

Относительно слабое проявление эндогенных процессов в Карельском мегаблоке (Карельской гранит-зеленокаменной области) в протерозойское время позволило выявить в пределах некоторых зеленокаменных структур и в гнейсо-гранитных ареалах Центральной и Юго-Восточной Карелии древнейшие участки на территории Балтийского щита с возрастом более 3,1 млрд лет. Геохронологическое изучение ряда зеленокаменных структур, в которых была продатирована последовательность основных этапов развития, показало, что их становление происходило в течение 250–300 млн лет (например, Палаламбинской структуры). Сопоставление данных для Центральной и Юго-Восточной Карелии с данными для Западной Карелии и Восточной Финляндии выявило смещение во времени однотипных эндогенных процессов с юго-востока на северо-запад.

Несмотря на значительное количество изотопных определений возраста различных пород архея, приведенных выше, многие кардинальные вопросы геологии остаются пока нерешенными. Главными среди них являются региональная геохронологическая шкала и корреляция пород и событий в различных мегаблоках. Остаются неясными возрастная граница архея и протерозоя, граница раннего и позднего архея.

Очень слабо геохронологически охарактеризован протерозойский этап развития территории. Это в первую очередь касается Карелии, где имеется лишь одно определение для ятулийских вулканитов.

Отсутствует ясность в понимании геологических событий, имевших место между 2,7 и 1,8 млрд лет в Беломорье, определенных только Rb-Sr методом.

Имеющихся данных недостаточно как для построения региональной геохронологической шкалы протерозоя, так и для корреляции протерозойских комплексов разных мегаблоков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян К.Х., Богданова С.В., Добржиницкая Л.Ф. и др. Структурное положение чарнокитоидов центральной части Кольского полуострова // Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984. С. 123–132.
2. Антонюк Е.С. Состав и первичная природа метаморфических пород лебяжинского гнейсо-сланцевого комплекса // Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1976. С. 51–62.
3. Байкова В.С., Лобач-Жученко С.Б., Левченков О.А. и др. Новые данные о геологическом положении и возрасте гранулитов Карелии // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 2, С. 442–444.
4. Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. С. 5–144.
5. Батиева И.Д., Бельков И.В., Кравченко М.П. и др. Возраст щелочного массива Суостова на Кольском полуострове // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 4. С. 931–933.
6. Белолипецкий А.П., Болотов В.И. Некоторые черты геохимии процессов вулканизма и седиментации раннепротерозойского комплекса Колмозеро-Воронья // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1973. Вып. 3. С. 199–204.

7. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.; Л.: Наука, 1962. 307 с.
8. Бибикова Е.В., Тугаринов А.И., Зыков С.И., Мельникова Г.Л. О возрасте Карельской формации // Геохимия. 1964. № 8. С. 754–757.
9. Бибикова Е.В., Бергман И.А., Грачева Т.В., Макаров В.А. Архейский возраст железорудных формаций Карелии // Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977. С. 25–32.
10. Бибикова Е.В., Крылов И.Н. Изотопный возраст кислых вулканитов архея Карелии // Докл. АН СССР, 1983. Т. 268, № 5. С. 1231–1234.
11. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Шипцов В.В. Возраст гранитоидов Ондозерского блока // Докл. АН СССР. 1986. Т. 285, № 6. С. 1424.
12. Володичев О.Н. Ранний этап метаморфизма беломорского комплекса (район Западного Беломорья) // Восточная часть Балтийского щита: Геология и глубинное строение. Л., 1975. С. 43–56.
13. Вревский А.Б. Коматииты из раннедокембрийского пояса Полмос-Порос (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 5. С. 1216–1219.
14. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии // С.Н. Рыбаков, А.И. Светова, В.И. Куликов и др. Л.: Наука, 1981. 154 с.
15. Геология и петрология архейского гранит-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / Под ред. К.О. Кратца. Л.: Наука, 1978. 262 с.
16. Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии / Под ред. К.О. Кратца. Л.: Наука, 1969. 225 с.
17. Геология СССР. Т. 27. Ч. 1. М.: Наука, 1958. 714 с.
18. Геохронологическая карта восточной части Балтийского щита // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматизма. М.: ГЕОХИ, 1985. С. 49–50.
19. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита / С.Б. Лобач-Жученко, К.О. Кратц, Э.К. Герлинг и др. Л.: Наука, 1972. 192 с.
20. Герлинг Э.К., Лобиков А.Р. Геохимические изотопные исследования Карташевских гранитов (Центральная Карелия) // Геохимия. 1981. № 4. С. 562–570.
21. Глебовицкий В.А., Дук В.Л., Шарков Е.В. Эндогенные процессы // Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. С. 112–170.
22. Горюхов И.М. Рубидий-стронциевый метод и его применение для датирования геологических процессов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Киев, 1979. 43 с.
23. Горюхов И.М., Дагелайский В.Б., Морозова И.М. и др. Возрастное положение Оленегорского железорудного месторождения (Кольский полуостров) по данным Rb-Sr и K-Ar методов // Геология руд. месторождений. 1981. № 3. С. 67–79.
24. Грачева Т.В., Авакян К.Х., Бибикова Е.В. и др. U-Pb возраст чарнокитовой серии Центральной части Кольского полуострова // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: ГЕОХИ, 1985. С. 54–56.
25. Дук В.Л. Складки зоны ультраметаморфизма (северная часть северо-западного Беломорья). Л.: Наука, 1967. 84 с.
26. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 230 с.
27. Искандерова А.Д., Неймарк Л.А., Полевая Н.И. Корреляция некоторых протерозойских карбонатных отложений Восточно-Европейской платформы по данным свинцово-изохронного метода // Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука, 1977. С. 190–194.
28. Когарко Л.Н., Крамм У., Блексленд А. и др. Возраст и происхождение пород Хибинского массива (изотопия рубидия и стронция) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 4. С. 1001–1004.
29. Кожевников В.Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука, 1982. 183 с.
30. Комаров А.Н., Макеев А.Ф., Левченков О.А. и др. Изучение термической истории некоторых минералов по сохранности радиационных нарушений для геохронологических целей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 1. С. 47–53.
31. Кратц К.О. Карелия и Кольский полуостров // Геологическое строение СССР. М., 1985. Т. 1. С. 60–68.
32. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.

33. *Кратц К.О., Левченко О.А., Овчинникова Г.В.* и др. Возрастные границы ятулийского комплекса Карелии // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231, № 5. С. 1191–1194.
34. *Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б.* Изотопная геохронология и глубинное строение земной коры // Геотектоника. 1970. № 2. С. 74–79.
35. *Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б.* Эпохи регенерации или вторичной региональной активизации // Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. С. 162–167.
36. *Крылов И.Н., Левченко О.А., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П.* Гетерогенность строения и развития архейской литосферы Карельской гранит-зеленокаменной области // Геология докембрия. М.: Наука, 1984. С. 100–105.
37. *Левченко О.А., Макеев А.Ф., Шулешко И.К.* и др. Уран-свинцовое изохронное датирование цирконов гетерогенного строения // Докл. АН СССР, 1980, Т. 251, № 2. С. 423–426.
38. *Левченко О.А., Макеев А.Ф., Яковлева С.З.* и др. Датирование по кристаллическому веществу цирконов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 5, С. 1190–1193.
39. *Лобач-Жученко С.Б.* Граниты и гранитообразование в эволюции континентальной коры Балтийского щита: Автор дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: Изд-во Агентства печати "Новости", 1977. 43 с.
40. *Лобач-Жученко С.Б., Левченко О.А.* Новые данные по геохронологии Карелии // Геохронология Карелии. Петрозаводск: Изд-во Кар. фил. АН СССР, 1985. С. 28–44.
41. *Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С.* Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 207 с.
42. *Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Краснова А.Ф.* К-Аг зоны восточной части Балтийского щита и их сравнение с некоторыми структурами фундамента Русской плиты // Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л.: Наука, 1979. С. 83–93.
43. *Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Берковский А.Н.* Гнейсо-гранитные ареалы Карелии // Эволюция докембрической литосферы. Л.: Наука. С. 123–132.
44. *Лобиков А.Ф.* О возрасте раннекарельских метавулканитов по данным свинцово-изохронного метода // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев, 1982. С. 90–91.
45. *Лобиков А.Ф., Лобач-Жученко С.Б.* Изотопный возраст гранитов Палаламбинского зеленокаменного пояса Карелии // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250, № 3. С. 729–733.
46. *Лухов К.И., Богомолов Е.С.* Предварительные данные о структурной эволюции и геохронологии беломорид Юго-Восточного Беломорья: Тез. докл. Петрозаводск: Карелия, 1985. С. 34.
47. *Макеев А.Ф.* Радиационно-химические превращения цирконов и их применение в геохронологии. Л.: Наука, 1981. 64 с.
48. Минеральные месторождения Кольского полуострова. Геологическая карта – схема Кольского полуострова масштаба 1:1000000. Л.: ВСЕГЕИ, 1980.
49. *Миц М.В., Соботович Э.В., Цюнь О.В.* Свинцово-изохронное датирование горных пород Мурманского блока и его обрамления (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 1. С. 5–17.
50. *Мирская Д.Д.* Суперкрупные формации Кейвской зоны // Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кол. фил. АН СССР, 1975. С. 23–25.
51. *Мишарев Д.Т., Амеландов А.С., Захарченко А.М., Смирнова В.С.* Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья // Тр. ВСЕГЕИ. 1960. Т. 31. С. 185–194.
52. *Перевозчикова В.А.* Стратиграфия и основные дискуссионные проблемы геохронологии допалеозоя восточной части Балтийского щита // Стратиграфия и абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1967. С. 8–14.
53. *Полканов А.А.* Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита // Тр. XVII сес. МГК. 1939. Т. 2. С. 27–58.
54. *Пряткина Л.А., Глебовицкий В.А., Шлафштейн Б.А.* О ранних стадиях развития

- Беломорско-Лапландского метаморфического пояса // Восточная часть Балтийского щита, геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975. С. 59–69.
55. Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск: Изд-во Кар. фил. АН СССР, 1976. 72 с.
56. *Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И.* Геохронологические реперы в докембрии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978, 136 с.
57. *Пушкарев Ю.Д., Рюнгенен Г.И., Шестаков Г.И., Шуркина Л.К.* Гранитоиды древнее 2800 млн. лет на Кольском полуострове // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты: Кол. фил. АН СССР. 1979. С 18–43.
58. *Светов А.П.* Платформенный вулканизм Карелии (палеовулканологические реконструкции, петрохимия, геодинамика): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Петрозаводск: Изд-во Карел. фил. АН СССР, 1984. 32 с.
59. *Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Левченко О.А., Яковлева С.З.* Уран-свинцовое датирование по циркону серогнейсового комплекса пород Водлозерского блока (Юго-Восточная Карелия) // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1985. С. 50–51.
60. *Стенарь М.М.* Беломорская серия архея Кемско-Беломорского района (Западное Беломорье). Петрозаводск. 1972. 48 с. (Тр. ИГ Карел. фил. АН СССР; Вып. 4).
61. *Ступникова Н.И., Зыков С.И., Жиров К.К.* Радиологический возраст пегматитовых жил Северной Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 4. С. 85–103.
62. *Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С.* и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. с. 227.
63. *Сыстра Ю.Й.* Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука, 1978. 167 с.
64. *Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Горощенко Г.А.* О возрасте гранулитов Балтийского щита // Геохимия. 1968. № 9. С. 1052–1060.
65. *Тугаринов А.И., Бибикова Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.
66. *Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь А.Р.* Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977. 216 с.
67. *Чухонин А.П.* Изотопно-геохимическое исследование цирконов методом термояонной эмиссии для целей геохронологии: Автореф. дис. ... канд.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 25 с.
68. *Шемякин В.М.* Чарнокитоиды раннего докембрия. Л.: Наука, 1976. 179 с.
69. *Шуркин К.А.* Докембрий Беломорья. Л.: Наука, 1984. 48 с.
70. *Щипцов В.В., Скорнякова Н.И.* Серые гнейсы района оз. Ондозеро (Центральная Карелия) – как один из компонентов раннеархейских образований коры // Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984. С. 157–164.
71. *Krogh T.E.* A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1973. Vol. 37. N 3. P. 485–490.
72. *Meiläinen K.* The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland // *Bull. Geol. Surv. Finl.* 1976. № 281. P. 1–129.
73. *Steiger R.H., Jäger E.* Subcommission on geochronology; convention of geo and cosmochronology // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 36, № 3. P. 359–362.
74. *Vidal P., Blais S., Jahn B.M.* et al. Rb – Sr systematics of the Suomussalmi Archoean green – stone belt (Eastern Finland) // *Geochim. et cosmoch. acta.* 1979. Vol 44, № 12. P. 2033–2044.

Е.В. БИБИКОВА, Г.М. ДРУГОВА, В.Л. ДУК, Л.К. ЛЕВСКИЙ,
О.А. ЛЕВЧЕНКОВ, И.М. МОРОЗОВА

ГЕОХРОНОЛОГИЯ АЛДАНО-ВИТИМСКОГО ЩИТА

Алдано-Витимский щит охватывает обширную область развития раннедокембрийских образований. Анализ детальных геологических, геофизических и изотопно-геохронологических данных позволяет выделить в пределах региона три мегаблока — Алданский, Олекминский и Становой, различающихся на современном этапе строением верхних частей земной коры и строением глубинных зон литосферы и несущих следы всех геологических процессов, проявившихся за время их существования. Автономность и особенности развития каждого из мегаблоков определили их геотектоническую типизацию: Алданского — как гранулитогнейсового ареала, Олекминского — как гранат-зеленокаменной области и Станового — как подвижной складчатой области (рис. 1).

Геохронологическое изучение глубоко метаморфизованных комплексов Алдано-Витимского щита имеет долгую историю. Измерение возраста пород К-Аг методом, проводимое на первом этапе [6], не могло дать представления о времени формирования толщ, а говорило о верхнем возрастном пределе последних метаморфических преобразований 1900–1700 млн лет назад.

Закрытие Rb-Sr геохронометрических систем в породах Алданского массива произошло также около 2 млрд лет назад. В некоторых работах по датированию раннедокембрийских комплексов Сибири указывалось на сложную историю их формирования с проявлением двух процессов в интервалах 2100–1700 и 2800–2500 млн лет назад [6–8, 13], которые привели к нарушению первичных изотопных отношений элементов и затушевывали изотопно-геохронологическую информацию о более ранних этапах.

В то же время некоторые данные, полученные К-Аг методом по диопсидам из метаморфических пород, нередко достигали 4000 млн лет, свидетельствуя лишь о присутствии избыточного аргона в минерале. Эти же исключительно высокие возрастные величины были как бы подтверждены результатами Pb-Pb изохронного датирования, выполненного по породам в целом [1]. То, что подобные величины могли быть связаны с получением ложных изохронных зависимостей в результате ухода из пород урана в ходе прогрессивного метаморфизма гранулитовой фации, не принималось во внимание. Именно эти явно завышенные значения возраста вошли в обиход многих геологов, на них строились стратиграфические схемы. Последнее древнее значение возраста получено для кристаллических сланцев курультинской серии — $(3100 \pm 150$ млн лет) Rb-Sr изохронным методом по породе в целом [3]. Однако полученные данные не рассмотрены в рамках статистических критериев замкнутости Rb-Sr систем пород. Это несколько снижает достоверность результата, так как при использовании Rb-Sr метода по породе в целом иногда наблюдаются прямолинейные неизохронные зависимости, соответствующие заниженному геологически незначимому возрасту [16]. Одним из наиболее пригодных методов для установления времени протекания геологических событий в раннем докембрии является U-Pb изотопный метод по акцессорным цирконам. U-Pb



Р и с. 1. Тектоническая схема Витимо-Алданского щита

система в цирконах — одна из самых информативных при датировании древнейших рубежей. Она наиболее устойчива к температурным воздействиям и обладает внутренним критерием достоверности момента ее закрытия, которым является совпадение цифр возраста, вычисленного по различным отношениям:

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}, \quad ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}, \quad ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}.$$

По морфологическим особенностям акцессорных цирконов можно судить об их генезисе в породе, рассмотрение U-Pb изотопных зависимостей в когенетичных пробах позволяет делать заключение не только о времени образования минерала, но и о времени метаморфического преобразования с нарушением U-Pb системы.

Наше изложение геохронологических данных для пород Алдано-Витимского щита базируется на результатах изотопного датирования пород по U-Pb системе акцессорных цирконов.

Наряду с данными классического U-Pb изотопного метода рассматриваются и результаты измерения изотопного отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в цирконах, без химической подготовки, по так называемой методике термоионной эмиссии [10, 14]. Из практики U-Pb датирования известно, что возраст, рассчитанный по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, всегда является минимальным. Экспрессность прямого измерения этого отношения в цирконах из малых навесок и отдельных зерен позволяет предвзято широко датировать цирконы и их различные морфотипы и выбирать наиболее интересные объекты для измерения U-Pb методом в классическом варианте. Применяемые методики измерения описаны ранее [11, 15]. Наряду с датированием циркона в целом применяется датирование этого минерала по растворимой и нерастворимой фазам (РФ, НРФ) [12]. Все приводимые в статье значения возраста рассчитаны по следующим величинам констант распада [15]: $\lambda_{^{238}\text{U}} = 0,155125 \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_{^{235}\text{U}} = 0,98485 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$.

В настоящее время на территории Витимо-Алданского щита U-Pb датирование по цирконам проведено для ограниченного числа комплексов, и в соответствии с этим наше изложение будет носить фрагментарный характер.

АЛДАНСКИЙ ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВЫЙ АРЕАЛ

Алданский мегаблок представляет собой крупную структуру земной коры, почти целиком сложенную образованиями гранулитовой фации и сопровождающими ее гранитоидами. На основании структурного и петрологического анализа сложноскладчатых полиметаморфических образований раннего докембрия в архее Алданского мегаблока выделяются нестратифицируемые инфракрустальные образования и стратифицируемые супра-крустальные толщи [3].

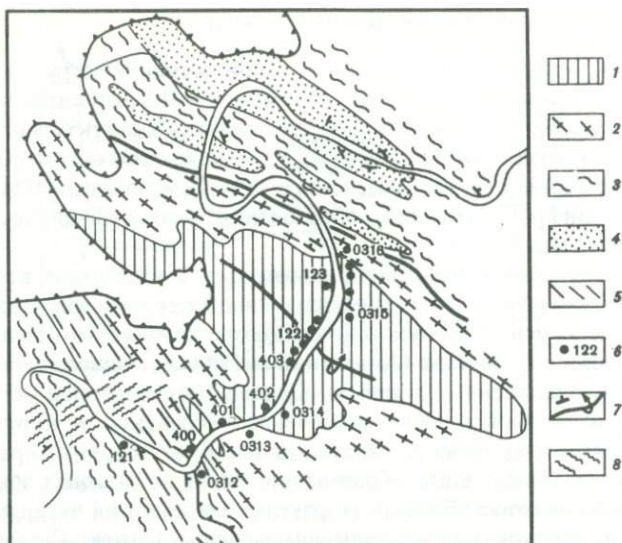
Стратифицируемые образования начинаются с отложения верхнеалданской свиты (иенгской серии), представленной кварцитами, высокоглиноземистыми гнейсами — продуктами глубокого химического выветривания пород гранитоидного состава (Алданский мегацикл). Одновременно с отложением верхнеалданской серии в Центрально-Алданской структурно-фациальной зоне происходило накопление зверевской и курультинской толщ в Олекминско-Южно-Алданской зоне. В конце этого раннего (I) цикла развития в результате образования новых подвижных зон накапливаются вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения чугинской толщи (в Западно-Алданской зоне), терригенных толщ в Иджеко-Сутамской зоне (сеймская толща) и граувакков в Восточно-Алданской зоне. В Центрально-Алданской зоне в это время были образованы толеитовые базальты континентального типа, более поздние по отношению к осадконакоплению верхнеалданской свиты. Следующий II цикл развития связан с отложением терригенно-карбонатной федоровской серии и тимптоно-джелтулинской серии (иджеская, кюриканская и другие толщи). Кульминационные условия метаморфизма были достигнуты после отложений верхней части алданского мегакомплекса и по условиям соответствуют гранулитовой фации, но местами (западная часть Алданского мегаблока) породы алданского архея метаморфизованы в условиях, переходных от гранулитовой к амфиболитовой или амфиболитовой фации.

Следующий крупный этап развития можно назвать становым мегациклом (III и IV циклы). Он привел к возникновению в южной части шита станового подвижного пояса, а в центре — консолидированной структуры Алданского мегаблока. Началу развития станового этапа соответствует заложение Южно-Алданского разлома, внедрение коларских анортозитов и серий дайкообразных тел основных и ультраосновных пород.

В III цикле происходило накопление осадочно-вулканогенных толщ становой серии в Становой зоне и, возможно, олондинской и тунгурчинской серий в Олекминской области. В пределах Алданского мегаблока в поздне-становое время (IV цикл) локально формировались терригенные образования (балаганахская и булчунахтинская толщи).

Нестратифицированные инфракрустальные образования представлены преимущественно гранито-гнейсами и чарнокито-гнейсами, слагающими отдельные площади, в пределах которых отсутствуют явные парапороды — мраморы, кальцифиры, известково-силикатные и высокоглиноземистые породы и встречаются небольшие тела основных кристаллических сланцев и гнейсов — вероятных аналогов ортопород. Скорее всего, они представляют собой первичнокоровые магматогенные образования.

В пределах площадей, занятых гранито-гнейсовыми породами инфракрус-



Р и с. 2. Комплекс основания верхнеалданской серии

1 – "серые гнейсы"; 2 – мигматизированные и гранитизированные породы (гранулитовая фация); 3 – гранитизированные породы (амфиболитовая фация); 4 – кварциты, глиноземистые гнейсы с прослоями сланцев; 5 – кембрийские породы платформенного чехла; 6 – места взятия проб; 7 – ось антиформенной структуры; 8 – элементы залегания кристаллизационной сланцеватости

тального комплекса, на отдельных участках сохраняются реликты гнейсов, структурное положение которых позволяет относить их к наиболее древним образованиям инфракомплекса. Один из таких участков обнаружен в бассейне р. Алдан (ниже устья р. Унгры), на берегу р. Алдан, между Грековским порогом и р. Сакждой (рис. 2). Здесь в ядре древней антиформенной структуры выходят на поверхность мелкозернистые пироксен-биотитовые плагиогнейсы, заключенные в виде скиалитов, линз, пятен в чарнокито- и эндербито-гнейсах. На северо-востоке и юго-западе на крыльях антиклинальной структуры обнажаются гранитизированные и мигматизированные породы верхнеалданской свиты Иенгрской серии. Мелкозернистые гнейсы ("серые гнейсы") содержат в резко подчиненном количестве прослои и линзы основных кристаллических сланцев. Есть и секущие тела кристаллических сланцев. По химическому составу плагиогнейсы отвечают тоналитам (средний состав в %: SiO_2 – 67,75; TiO_2 – 0,47; Al_2O_3 – 14,49; Fe_2O_3 – 1,42; FeO – 2,22; MnO – 0,05; MgO – 1,60; CaO – 2,96; Na_2O – 4,83; K_2O – 1,94; P_2O_5 – 0,12; $n = 18$) и обладают всеми особенностями, характерными для древнейших комплексов серых гнейсов других континентов. Плагиогнейсы предполагаемого фундамента принимают участие в складчатости и метаморфизме (вероятно, неоднократно) вместе с иенгрской серией. Минеральные парагенезисы в них соответствуют условиям гранулитовой фации. Вместе с более поздними чарнокито-гнейсами и чарнокитами местами (вдоль секущих зон) плагиогнейсы и кристаллические сланцы подвергаются вторичным изменениям в условиях амфиболитовой фации.

Исследование цирконов из плагиогнейсов фундамента показало наличие по крайней мере трех возрастных генераций, из которых только ранняя (мутные, молочно-белые, тонкозональные, гиацинтового габитуса) сохраняет первичные изотопные отношения. Предварительное датирование Pb-Pb термояонным методом показало широкий диапазон изотопных возрастов от 3000 ± 50 до 2000 ± 100 млн лет [4]. Для датирования U-Pb методом наиболее раннего события в истории архейских пород была отобрана 1 генерация циркона. Анализировались гранулометрические фракции 2-х проб этой генерации (табл. 1). На графике Везерилла точки этих фракций образуют две параллельные дискордии (рис. 3), нижнее пересечение которых не имеет реального геологического смысла. Максимальное значение возраста, полученное по пересечению дискордии с конкордией, — 3,4 млрд лет. Это значение следует считать минимальным временем закрытия U-Pb системы цирконов. Нижнее пересечение прямой, проведенной через две точки НРФ цирконов из анализируемых проб, соответствует возрасту 2 млрд лет. Это значение возраста соответствует реальному геологическому событию в изучаемом регионе, что подтверждается проявлением складок IV цикла, связанных с молодым гранулитовым метаморфизмом, по данным В.А. Глебовицкого, и подтверждено данными геохронологического возраста по интрузивным породам Унгринского клина и чарнокитам Усть-Иджекского массива. Обоснованность значения возраста нижнего пересечения дает основания полагать реальным время, полученное по верхнему пересечению (~3,7 млрд лет). Таким образом, время кристаллизации пород фундамента или время проявления древнего гранулитового метаморфизма заключено в интервале 3,4–3,7 млрд лет.

Следует отметить, что плагиогнейсам фундамента Алданского мегаблока аналогичен по структурному положению и составу комплекс "серых гнейсов", обнаруженный в Олекминской области.

Олекминская складчатая область располагается в западной части Витимо-Алданского щита (рис. 4). На юге она граничит со Становым мегаблоком, на востоке — с Алданским мегаблоком, на западе — с Байкальской горной областью. Восточный контакт представляет собой сложную систему чешуевидных надвигов, по которым комплексы Алданского массива с востока надвигаются на комплексы Олекминской области. Геофизические данные свидетельствуют, что это сочленение представляет собой широкую полосу — 70 км, пересеченную пятью субмеридиональными зонами повышенных градиентов силы тяжести, цепочками магнитных аномалий, которые соответствуют геологически выделенным разломам. Эта зона, по данным ГСЗ, рассекает всю толщу земной коры и уходит в мантию на глубину 150–200 км, падая под Алданский мегаблок. Зона сочленения Олекминского мегаблока со Становым проходит по Южно-Алданскому или Становому разлому. Олекминская складчатая область представляет собой сложный полициклический развивающийся регион, в строении которого принимают участие разновозрастные структурно-вещественные комплексы. В истории формирования Олекминской области можно выделить по крайней мере четыре этапа, или цикла, развития, зафиксированных в последовательном формировании структурно-вещественных комплексов: раннеархейский курультинский, олекминский, позднеархейский олондино-борсалинский и

Таблица 1. Возраст цирконов из пород Витимо-Алданского щита

Номер пробы	Фракция, размер, мкм	Содержание, мкг/г			Возраст по ^{207}Pb , млн лет
		U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	
1	2	3	4	5	10
<i>Плагиогнейсы фундамента верхнеалданской серии</i>					
122В	+100	863	242	10000	
122В	70-100	679	255	3225	
122В	-70	736	275	1099	
122В	-50	75,9*	24,2*	10000	
122В	+100, РФ	68,3*	20,3*	7690	
122В	50-70	433	196	1064	
122В	+100, НРФ	0,473*	0,332*	595	
122К					
III генер.	+150	152	53,2	2380	
122К	НРФ	-	-	544	
0316/3	+100	1004	358	6250	
0316/3	60-75	-	-	7140	
0316/3	-60	608	264	3570	
0316/3	НРФ	1,95*	1,06*	2000	
<i>Гранулиты курультинской серии, Оломокитский блок</i>					
	Л, РФ	40,93*	22,28*	1300	
V396-6	Л, НРФ	72,13	165,6	34,5	
	Г, +100РФ	-	-	336	
	Г, +100НРФ	-	-	53,8	
	Г, -100НРФ	0,1180*	0,0751*	302	
	Г, -100РФ	7,251*	3,701*	2020	
<i>Гранулиты курультинской серии, Иманграканский блок</i>					
	Л, +100НРФ	283,3	159,2	1630	
0533	Л, +100НРФ	7,698*	0,2146*	1490	
0534	Г, -100НРФ	249,3	123,6	1010	
	Г, -100РФ			1205	
	Г, +100РФ	284,4	137,8	2000	
	Г, +100РФ			960	
<i>Биотит-плагиоклазовые гнейсы олекминского комплекса</i>					
0661Б	НРФ	332,0	219,1	437	
0662Б	НРФ	304,6	179,1	2860	
0661	Валовая	208,4	122,5	650	
<i>Олондинский трог</i>					
0656	-100	142	90	2917	
04	+100	127	84	1195	
04	75-100	154	92	2557	
04	-75	639	223	1740	
05	+75	195	113	712	

Отношения изотопов свинца		Рассчитанные изотопные отношения		Возраст по ^{207}Pb , млн лет
$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
6	7	8	9	10
<i>Плагиогнейсы фундамента верхнеалданской серии</i>				
	0,22199	0,13447	0,2394	7,304
	0,24241	0,14174	0,3131	10,31
	0,25372	0,16192	0,3010	10,29
	0,23545	0,13155	0,2353	8,795
	0,24166	0,16521	0,2521	8,345
	0,2434	0,1414	0,3717	11,92
	0,27929	0,18767	0,5385	19,38
	0,13281	0,20606	0,3006	5,270
	0,14717	0,25454	-	-
	0,21823	0,06497	0,3217	9,591
	0,23981	0,06596	-	-
	0,23255	0,11568	0,3713	11,74
	0,23885	0,08660	0,4711	15,134
<i>Гранулиты курультинской серии, Оломокитский блок</i>				
	0,2533	0,1593	0,4408	14,87
	0,5651	1,1431	0,4422	14,74
	0,2738	0,2400	-	-
	0,4474	0,7828	-	-
	0,2846	0,2295	0,4565	15,61
	0,2535	0,1662	0,4135	14,13
<i>Гранулиты курультинской серии, Иманграканский блок</i>				
	0,2264	0,1300	0,4755	14,37
	0,2723	0,1121	0,2310	8,436
	0,2216	0,1169	0,4219	12,21
	0,2776	0,1785	-	-
	0,2139	0,1234	0,4169	11,95
	0,2646	0,1334	-	-
<i>Биотит-плагиоклазовые гнейсы олекминского комплекса</i>				
	0,2288	0,1090	0,5475	15,20
	0,2165	0,0428	0,5389	15,77
	0,2186	0,1106	0,4983	13,74
<i>Олондинский трог</i>				
	0,21520	0,19171	0,5215	16,189
	0,21467	0,20231	0,5337	15,065
	0,20786	0,18872	0,4935	13,815
	0,19441	0,11091	0,3080	7,960
	0,20969	0,22250	0,4617	12,263

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5
<i>Олондинский трог</i>				
05		215	113	2182
07	+53	2073	768	6636
187	Ср.	103	65	5523
187	+100	306	121	1676
187	+70	149	51	1805
<i>Унгринский комплекс</i>				
АВП I		74	24	1674
II		84	27	1460
III		427	101	1438
<i>Чарнокиты</i>				
T-1		740	126	1949
T-2		750	212	929
T-5		721	193	2834
T-9		851	216	4869
<i>Гранулиты зверевской серии (Становой мегаблок)</i>				
159	-75	717	357	1510
159	75-100	602	291	15920
159	+100	498	239	6636
<i>Эндербит, Верхнеларбинский выступ (Становой мегаблок)</i>				
260 В, 261	+100, НРФ	158	81,7	3700
262, 262В	-100, НРФ	78,0	42,6	1065
277	-60НРФ	83,6	46,8	5265

* Содержание урана и свинца в навеске, взятой для анализа.

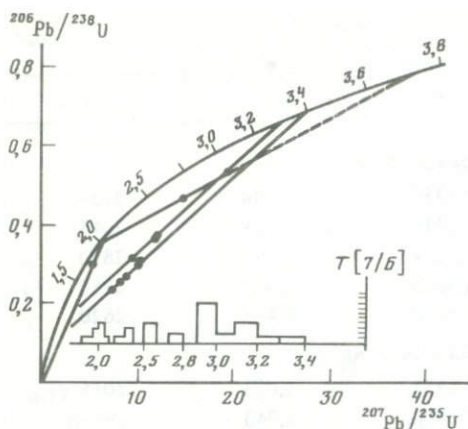
Примечание. Л — легкая фракция; Т — тяжелая фракция, РФ — растворившаяся фаза; НРФ — не растворившаяся в НГ фаза циркона; РФ — растворившаяся фаза.

нижнепротерозойский удоканский (см. рис. 4). Поскольку породы каждого из структурно-вещественных комплексов имеют свои геофизические характеристики, Олекминский мегаблок делится на три блока: Олекминский, Курультинский и Удоканский.

Каждый из выделяемых временных этапов отличался характером проявления эндогенных процессов, что нашло свое выражение в особенностях строения и развития разновозрастных структурно-вещественных комплексов. Наиболее древним образованием в Олекминской области является раннеархейский курультинский комплекс. Блоки этого комплекса расположены вдоль зон разломов по краям Олекминской области. На юге Имангранканский и Ханинский блоки контактируют с породами Каларского анортозитового массива; вдоль зоны Темумекитского разлома на востоке расположен Оломокитский блок, а на западе в Чарском районе выделяются блоки меньших размеров. До сих пор существуют разные

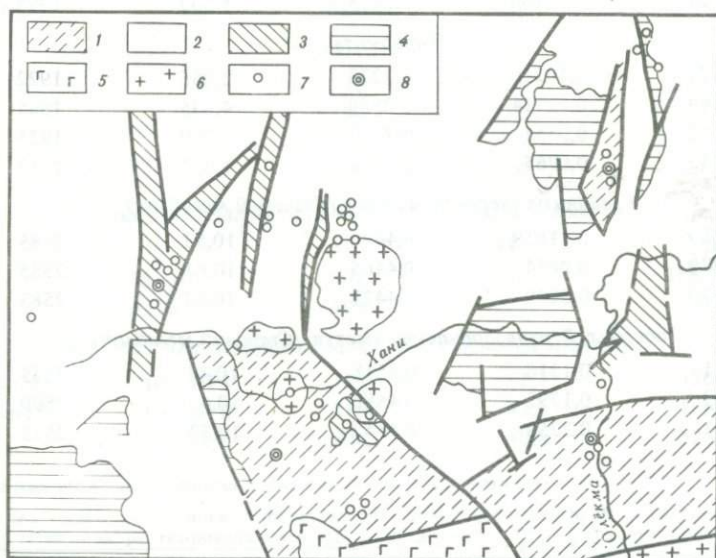
6	7	8	9	10
<i>Олондинский трог</i>				
0,19419	0,19514	0,4357	11,334	2730
0,12882	0,12677	0,3419	5,978	2045
0,20526	0,18850	0,5291	14,465	2810
0,18597	0,10831	0,3515	8,884	2680
0,18335	0,10413	0,3044	7,405	2620
<i>Унгринский комплекс</i>				
0,13209	0,11172	0,2951	5,073	2015
0,13128	0,13597	0,2908	4,943	1918
0,13039	0,23168	0,2115	5,533	1975
<i>Чарнокиты</i>				
0,11771	0,40210	0,1273	2,065	1922
0,11664	0,12114	0,2508	4,035	1905
0,11797	0,0751	0,2557	4,160	1925
0,11743	0,0765	0,2501	4,052	1917
<i>Гранулиты зверевской серии (Становой мегаблок)</i>				
0,18080	0,11659	0,4421	10,53	2585
0,17270	0,0834	0,4465	10,61	2585
0,17470	0,0809	0,4422	10,58	2585
<i>Эндербит, Верхнеларбинский выступ (Становой мегаблок)</i>				
0,1711	0,1518	0,4518	10,44	2535
0,1763	0,1792	0,4590	10,40	2500
0,1701	0,2258	0,4642	10,73	2535

мнения о соотношении олекминской и курультинской серий. В настоящее время есть все основания считать курультинский комплекс самостоятельным и более древним, чем олекминский. Сюда относятся — разный литологический состав, различия в петрохимии основных ортосланцев, присутствие в курультинском комплексе складчатых структур, предшествующих олекминским. Курультинский комплекс представлен супракрустальной серией сланцево-гнейсового состава, основных и ультраосновных интрузивных дометаморфических пород и серий гранитоидов — эндербитов, чарнокитов, гранатовых гранитов. Породы испытали метаморфизм гранулитовой фации умеренно-высокоградиентного режима (800°C, 7 кбар), который завершался мигматизацией, гранитизацией и гранитообразованием более ранней эндербитовой и более поздней чарнокитовой серии. По краям блоков курультинские породы подвергаются повторному метаморфизму и ультраметаморфизму в условиях амфиболитовой фации,



Р и с. 3. График с конкордией для плагиогнейсов фундамента Алданского щита

На врезке гистограмма возрастов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, полученных методом термояонной эмиссии



Р и с. 4. Схематическая геологическая карта южной части Олекминской складчатой области

1 — курультинский комплекс; 2 — олекминский комплекс; 3 — олондино-борсалинский комплекс; 4 — удоканская серия и ее аналоги; 5 — анортозиты Каларского массива; 6 — протерозойские граниты; 7-8 — места взятия проб: 7 — для определения возраста цирконов Pb-Pb методом, 8 — для определения возраста циркона U-Pb методом

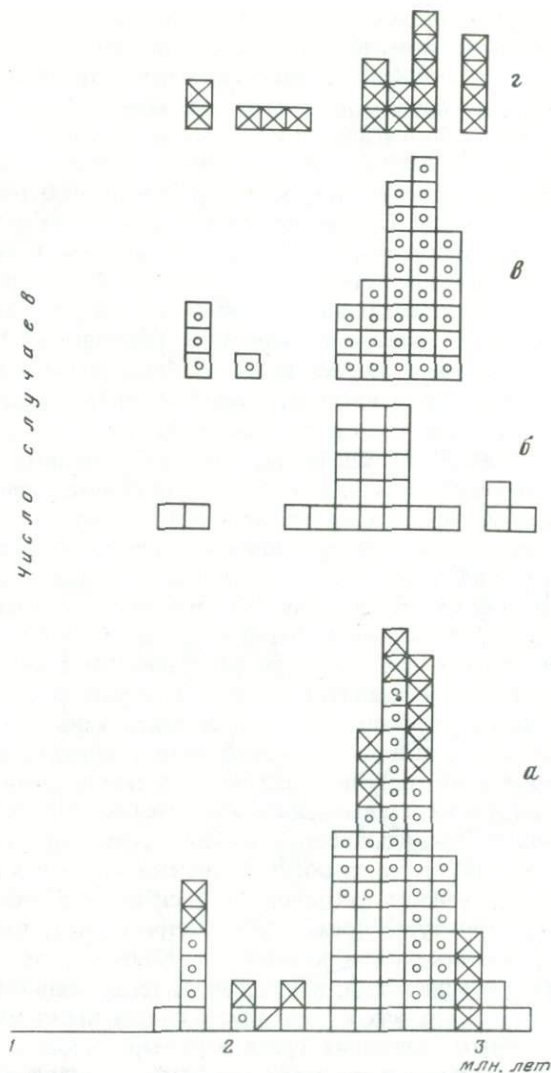
изофаціальных с метаморфизмом олекминской серии. Непосредственно в зоне контакта развиваются зеленосланцевые диафориты. Геофизические данные позволяют говорить о протяженности тектонических зон, разделяющих олекминский и курультинский комплексы на несколько километров в глубину.

Олекминский структурно-вещественный комплекс вместе с поздними гранитоидами занимает большую часть Олекминской области и является

основанием для разнообразных толщ верхнеархейского и протерозойского возраста. Олекминский комплекс сложен ограниченно развитой супракрустальной серией, метаморфическими основными интрузивными породами и реликтами переработанного фундамента. Метаморфизм амфиболитовой фации сопровождался интенсивным ультраметаморфизмом и гранитообразованием натриевого профиля, которые привели к формированию обширных гранито-гнейсовых полей. Параметры регионального метаморфизма: 650–700°C и 5–6 кбар. Супракрустальные породы вулканогенного и осадочного генезиса присутствуют как в курультинском, так и в олекминском комплексах, однако составы их отличаются. Метаосадочные породы курультинской серии представляют собой граувакки, полимиктовые песчаники с редкими прослоями силицитов (кварцитов) и отличаются слабой степенью осадочной дифференциации. Метаосадочные породы олекминского комплекса представлены прослоями и линзами кварцито-гнейсов и гранатовых гнейсов в гнейсах и гранито-гнейсах и кристаллическими сланцами повышенной кальциевости, соответствующими эргиллитам, песчаным карбонатолитам и силицитам. Основные кристаллические сланцы присутствуют в обоих комплексах и по химизму отвечают толеитам. Сравнение метатолитов курультинского и олекминского комплексов показало их существенные различия, свидетельствующие о разных геотектонических условиях их образования. Эти различия заключаются в повышенной щелочности, пониженной титанистости и несколько повышенной глиноземистости олекминских сланцев по сравнению с курультинскими. Кроме того, факторный анализ позволяет говорить о разном способе магматической дифференциации при их формировании. По имеющимся данным, можно сделать вывод о большей близости курультинских метатолитов к океаническому типу по сравнению с олекминскими и о большей глубине магмогенерации олекминских относительно курультинских.

Позднеархейский олондино-борсалинский структурно-вещественный комплекс, который является аналогом комплексов зелено-каменных поясов других докембрийских регионов, в олекминской области слагает узкие линейные структуры (реже субизометрические), наложенные на олекминский и курультинские комплексы. Контакты этих структур с нижнеархейскими комплексами, как правило, тектонизированы, благодаря чему в некоторых случаях внутри узких поясов имеет место заклинивание пород древнего основания среди верхнеархейских супракрустальных толщ. Линейные пояса выполнены породами олондинской, борсалинской и тунгурчинской серий. Литологический состав серий неодинаков и отражает отчетливо выраженную смену во времени существенно вулканогенных отложений (олондинская серия) осадочно-вулканогенными (борсалинская серия) и вулканогенно-осадочными. Терригенность супракрустальных толщ повышается в поясах, приуроченных к красным частям олекминской области. Олондинская серия, наиболее ранняя из трех, имеет преимущественно вулканогенный состав, включая три серии: коматиит-базальтовую (нижняя часть разреза), толеитовую (средняя часть разреза) и известково-щелочную, существенно андезитовую (в которой содержатся прослои метаосадков). Причем толеиты олондинской серии по составу полностью совпадают с архейскими толеитами других зеленокаменных поясов (толеит – 1 по Конди [9]).

число случаев



Р и с. 5. Гистограмма Rb-Pb возрастов цирконов из пород Олекминской складчатой области: общая (а), курультинская серия (б), олекминская серия (в), олондино-борсалинский комплекс (з)

Осадочные породы представлены метаграувакками, метаамфиболитами и другими незрелыми слабо дифференцированными осадками. Доля метаосадков среди пород борсалинской и тургунчинской серий резко возрастает, кроме того, количество метаосадков в толщах этих серий повышается с запада на восток, по направлению к Алданскому мегаблоку; в этом же направлении среди осадков увеличивается доля обломочно-терригенных и карбонатных пород. Региональный метаморфизм верхнеархейского цикла не был однородным. В разобщенных структурах толщи этого возраста

различаются характером метаморфизма. Степень метаморфизма меняется от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации и в отдельных структурах доходит до ультраметаморфизма. Режим метаморфизма также меняется по латерали. В олондинской серии это высокоградиентный режим (550–600 °С, 3–4 кбар); такой же режим в бырылахской толще борсалинской серии к югу от р. Хани (675 °С, 4,5 кбар). Некоторое понижение геотермического градиента намечается в иджекской толще к востоку от Олондинской структуры и еще более в породах тунгурчинской серии Сырьлырского грабена по правому берегу р. Олекмы (550 °С, 4,5 кбар). Высокотемпературный метаморфизм борсалинской серии сопровождался мигматизацией калиевого уклона. Метаморфизм и гранитизация широко распространены в породах основания — в олекминском и курультинском комплексах. Реактивизация основания в позднеархейское время выразилась в формировании купольной структуры, центр которой располагался в районе р. Бырылах. Предварительное датирование Pb-Pb методом было проведено на цирконах из пород различных структурно-вещественных комплексов Олекминской складчатой области. Анализировались цирконы из гнейсов и кристаллических сланцев курультинского комплекса, биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы и амфиболиты олекминской серии, а также метавулканы олондино-борсалинского комплекса.

Результаты предварительного Pb-Pb датирования и места отбора проб представлены на рис. 5. Из сводной гистограммы Pb-Pb возрастов цирконов олекминской складчатой зоны очевидны длительный интервал ее развития от 3,2 до 1,8–1,7 млрд лет.

Самый древний возраст ($t \geq 3,2$) получен для цирконов из основных сланцев курультинского комплекса (Оломokitский и Иманграканский блок). Максимальные значения возраста, полученные для цирконов из пород олондино-борсалинского и олекминского комплексов, равны соответственно 2970 и 2930 млн лет, несмотря на то что образование метаморфических пород олекминской серии предшествует заложению структур зеленокаменного пояса. Вероятно, породы олекминской серии испытали более поздние этапы метаморфического преобразования во время олондино-борсалинского и протерозойского циклов (2800–2700, 1800).

Проведенное предварительное Pb-Pb датирование в сочетании с изучением морфологии цирконов позволило отобрать цирконы, наиболее перспективные для определения времени первых этапов формирования пород Олекминской складчатой области. Ими явились цирконы кристаллических сланцев из Оломokitского и Иманграканского блоков (обр. В 396-6, 533, 534), а также цирконы из гнейсов (обр. 0661, 0661Б, 0662Б) и плагиогранита (обр. 187) олекминской серии и метазэффузивов среднего состава олондинского комплекса (0656, 04 и 05).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ ГРАНУЛИТОВ КУРУЛЬТИНСКОГО КОМПЛЕКСА

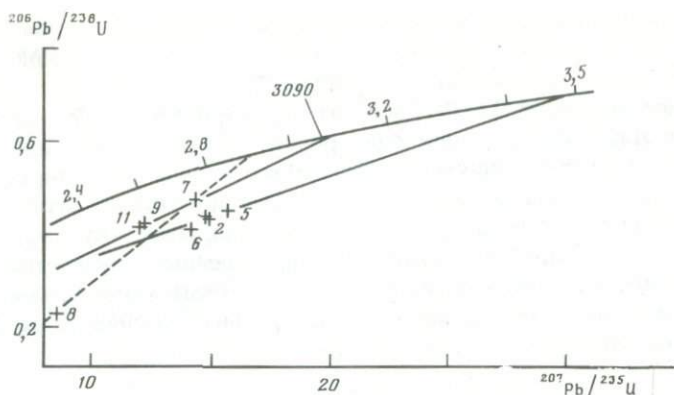
Оломоkitский блок гранулитов. Цирконы, выделенные из образца Б396-6, были разделены на три фракции по плотности и величине зерен: 1 – тяжелая, размер зерен больше 0,1 мм ($T; > 0,1$); 2 – тяжелая, размер зерен меньше 0,1 мм ($T; < 0,1$); 3 – легкая (Л). Для растворимой (РФ) и нерастворимой фаз (НРФ) фракции ($T; > 0,1$) выполнены только измерения изотопного состава свинца из-за недостатка цирконового материала.

Особенностью НРФ этого циркона является дискордантность изотопных возрастов (см. табл. 1). Значения возрастов, рассчитанные по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, укладываются в диапазоне 3115–3175 млн лет и находятся в согласии с данными Pb-Pb метода по методике термоионной эмиссии. По имеющимся изотопным данным трудно определенно судить о времени возникновения возрастной дискордантности в кристаллической фазе циркона. Однако несомненно, что потери свинца из этой фазы не могли происходить в современное геологическое время, ибо в данном регионе в эту эпоху не отмечается активизации эндогенных процессов. Вероятно, наблюдаемая дискордантность НРФ циркона Б 396-6 является результатом по крайней мере двукратного воздействия наложенных процессов как в протерозойское время, так и в современное время в гипергенных условиях. Следует отметить, что взаимное положение фигуративных точек фракций НРФ (Л) и ($T; > 0,1$) на графике с конкордией позволяет ставить вопрос о том, что время кристаллизации циркона превышает возраст 3175 млн лет (рис. 6) и приближается к возрасту 3500 млн лет.

Иманграканский блок. Датировались цирконы из объединенных образцов (533, 534) кристаллических сланцев. Морфологическое описание дано в табл. 2. Цирконы были разделены на три фракции:

- 1) легкая, размер зерен больше 0,1 мм (Л; $> 0,1$);
- 2) тяжелая, размер зерен больше 0,1 мм ($T; > 0,1$);
- 3) тяжелая, размер зерен меньше 0,1 мм ($T; < 0,1$).

Выделенное кислотной обработкой вещество каждой из фракций является смесью НРФ цирконов двух генераций. Наиболее древняя из них представлена призматическими цирконами. Нерастворимые фазы, как и в предыдущем случае, характеризуются возрастной дискордантностью, что находится в соответствии с данными Pb-Pb метода, учитывая разновозрастность объединенных генераций циркона. U-Pb изохрона, проведенная через фигуративные точки рассматриваемых нерастворившихся фаз, пересекают конкордию в двух точках: 3100 и 930 млн лет. Значение возраста 3100 млн лет в рамках модели Везерилла можно было бы рассматривать как время проявления метаморфизма гранулитовой фации, полностью перестроившей U-Pb систему цирконов. Однако такая трактовка справедлива только при наличии строгих доказательств существования наложенного метаморфизма во время 930 млн лет, в процессе которого произошли потери радиогенного свинца и последовавшее за этим восстановление кристаллической структуры циркона. Имеющиеся геологические и изотопные данные не подтверждают такого предположения. Более вероятно, учитывая морфологию цирконов, другое объяснение: полученные данные для НРФ цирконов из Иманграканского блока являются результатом смешения НРФ двух генераций, испытыв-



Р и с. 6. График с конкордией для цирконов из Оломокинского и Имангранканского блоков гранулитов

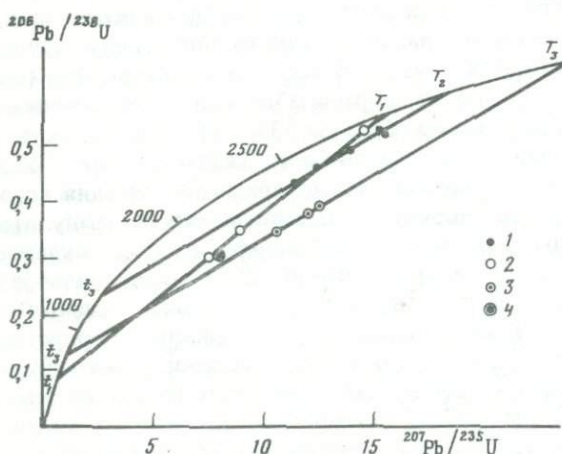
ших многократные воздействия наложенных метаморфических процессов. Тогда значения возраста, соответствующие верхнему и нижнему пересечению изохроны с конкордией, не имеют геологического смысла. Действительно, при выделении НРФ в процессе обработки цирконов фтористоводородной кислотой растворилась значительная часть ядер цирконов, изотопный состав свинца в которых оказался соответствующим возрасту 3300 млн лет (см. табл. 1). Это значение возраста превышает изохронную датировку 3100, указывая на ее промежуточный характер.

Все это указывает на то, что в то же время самая древняя изотопная датировка, по-видимому, является только верхним временным пределом процесса кристаллизации цирконов первой генерации (3300). Однако геологическая интерпретация, т.е. соотнесение этой цифры с определенным этапом метаморфизма гранулитовой фации, представляется неоднозначной. Согласно морфологическим признакам полученная цифра относится к призматическому циркону догранулитового, магматического облика (обр. Б396-6). На этом основании значение возраста 3300 млн лет, полученное по призматическим ядрам циркона из образцов 533, 534, можно связать со становлением пород в период догранулитового метаморфизма. Тогда процессу гранулитового метаморфизма следует приписать значения возраста, полученные на округлых цирконах метаморфогенного гранулитового типа. Время протекания гранулитового метаморфизма ($t_{гр}$) окажется в интервале $3300 \geq t_{гр} \geq 2870$ млн лет. Значение 2870 — максимальное из полученных Рb-Рb методом по циркону гранулитового типа. Однако более вероятной представляется альтернативная возможность интерпретации. Может оказаться, что в процессе гранулитового метаморфизма морфология циркона догранулитового становления сохранилась, но U-Pb система полностью перестроилась. Тогда степень соответствия полученного значения возраста циркона процессу гранулитового метаморфизма зависит от степени перестройки U-Pb системы циркона в этом процессе (достаточной информации об этом, например для цирконов обр. 396-6, нет). Низкая концентрация урана в них, свойственная гранулитовой фации, может быть не только результатом действия гранулитового метаморфизма, но равным образом

отражать химический состав источника пород. Более достоверный ответ может быть получен в результате U-Pb датирования фракций цирконов гранулитового типа. Однако их данные Pb-Pb возраста находятся в очень широком интервале (2870—1800) за счет нарушения U-Pb систем в последующие этапы вещественной перестройки. Это подтверждается и радиографическими исследованиями гранулитовых акцессорных цирконов. Переменные концентрации урана достигают в некоторых случаях высоких значений 1500 г/т. В связи с этим может оказаться, что при датировании гранулитовых цирконов возникнут определенные трудности, связанные с постгранулитовыми воздействиями, сопровождаемыми привнесом урана. Таким образом, интерпретация самых древних значений возраста остается неоднозначной в терминах геологических процессов.

ОЛЕКМИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Анализировались акцессорные цирконы из плагиогранита (обр. 187) и биотит-плагиоклазовых гнейсов района Озерного (обр. 0661; 0661Б; 0662). Циркон из плагиогранита был разделен на фракции по размеру зерен. В случае образцов 0661Б и 0662 анализировались нерастворимые остатки. Полученные результаты приведены в табл. 1 и 2 и нанесены на изохронную диаграмму с конкордией (рис. 7). Дискордия для цирконов из плагиогранита (обр. 187) дает верхнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 2820 ± 20 млн лет. Одна из проанализированных нерастворимых фаз плагиогнейса (0661Б) характеризуется ненарушенными в пределах аналитических ошибок изотопными уран-свинцовыми отношениями, соответствующими также возрасту 2810 ± 30 млн лет. Существенно, что НРФ пробы 0662 имеют дискордантные отношения с минимальным Pb-Pb возрастом 2925 млн лет. Аналогичное значение возраста полу-



Р и с. 7. График с конкордией для цирконов из олекминской серии и олондинского зеленокаменного пояса

1 — цирконы вулканитов; 2 — цирконы плагиогранитов Олекминской зоны; 3 — цирконы плагиогранитов Онетского грабена; 4 — метаморфогенный циркон в вулканитах; $T_1 = 2,82 \pm 0,02$; $T_2 = 2,90 \pm 0,07$; $T_3 = 3,24 \pm 0,10$ млрд лет

Таблица 2. Морфология, радиография и Pb-Pb возраст цирконов из Олекминской складчатой области

Порода, место, номер образца	Морфологическая характеристика разновидностей	Радиография		Pb-Pb возраст, млн лет
		Распределение U	Концентрация U, мкг/г	
Гиперстен-плагиоклазовый сланец, оломокитский блок, Б 396-6	I, призматические субидоморфные гиацинтового габитуса, розовые	Гомогенное	10-600	3180 ± 70
		Гетерогенное	Ядро 300-600 Оболочка 900-1500	
	II, прозрачные	Гетерогенное	Ядро 60-900 Оболочка 300-1500	
		Гомогенное	60-300	
Мигматит по гиперстеновому сланцу, Иманграканский блок, 0533 и 0534	I, призматические, гетерогенные с зональным светло-розовым призматическим ядром и ярко-вишневой прозрачной оболочкой	Гетерогенное	Ядро 10-300 Оболочка 600-3000	3060 ± 60
		Гомогенное	300-1500	
		Гомогенное	300-1500	
	II изометричные и овальные, ярко-вишневые однородные	Гомогенное	300-1500	2880 ± 50

чено Pb-Pb методом на цирконе из амфиболита (2930 млн лет). Таким образом, время первичного формирования пород олекминской серии превышает 2930 млн лет, и поэтому значение возраста 2830 млн лет относится ко времени посткристаллизационной перестройки U-Pb системы цирконов в процессе метаморфизма, по-видимому, олондино-борсалинского этапа. Это находит подтверждение в аналогичных значениях возраста, полученных по породам борсалинской серии Pb-Pb методом [14]. О возможной реактивизации фундамента серых гнейсов Олекмы свидетельствует и U-Pb возраст, полученный для магматических мангеритов (чарнокитоидов), генетически связанных с каларским анортозитовым массивом (2700 млн лет).

ОЛОНДИНСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС

Акцессорные цирконы для U-Pb изотопного анализа были выделены из 4 проб метаэффузивов среднего состава олондинского комплекса (места взятия проб указаны на карте). Три пробы 0656, 04 и 05 представляют собой светло-серые рассланцованные породы с реликтами порфиroidной структуры. Основная масса в них состоит из сине-зеленого амфибола, бурого биотита, плагиоклаза и кварца, во вкрапленниках — плагиоклаз. Акцессорные минералы — циркон, апатит, сфен и рудный минерал.

Химический состав пробы 0,4 (в %): SiO_2 — 62,54; TiO_2 — 0,52, Al_2O_3 — 16,45, Fe_2O_3 — 3,51, FeO — 3,34, MnO — 0,12, MgO — 2,95, CaO — 3,51, Na_2O — 3,31, K_2O — 1,16, P_2O_5 — 0,11, H_2O — 0,40, п.п. — 2,09.

Акцессорные цирконы в пробах представлены мелкими умеренно-удлиненными ($K_{\text{уд}}$ — 2,5–3) призматическими зернами с преобладанием гиацинтового габитусного типа, прозрачные, светло-розового цвета с обильными микровключениями. По морфологическим особенностям цирконы отвечают первично-магматическим минералам. Наряду с ними в пробе 04 присутствовали призматические, бурые, непрозрачные зерна метаморфогенного генезиса.

К сожалению, из-за низкого содержания циркона в пробах вулканитов не все их удалось разделить на фракции для анализа (см. табл. 1). Акцессорные цирконы в вулканитах (пробы 0656, 04 и 05) содержат низкие концентрации урана при относительно высокой ($> 0,15$) величине отношения радиогенных изотопов $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, характеризующей Th/U отношение в минерале. Эти особенности присущи цирконам первично-магматического генезиса в породах вулканического происхождения [17]. Исключение составляет мелкая фракция пробы 04, при подготовке которой не удалось полностью освободиться от высокоурановых зерен циркона метаморфогенного генезиса с низкой величиной отношения Th/U ($< 0,1$) и максимальной дискордантностью отношений Pb/U .

Рассмотрение данных (см. рис. 7) показывает, что минимальный возраст образования цирконов составляет 2920 млн лет — возраст, полученный по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в пробе 0656. Дискордия, построенная по 5 точкам цирконов из вулканитов магматического генезиса (исключая мелкую фракцию пробы 04), дает верхнее пересечение с конкордией, отвечающее возрасту 2960 ± 70 млн лет. Этот возраст датирует время образования цирконов, а учитывая их генезис, — время вулканизма в пределах олондинского трюга. Возраст в 1360 млн лет, полученный по нижнему пересечению дискордии с конкордией, по-видимому, не имеет реального геологического смысла, а является отражением суммарного эффекта минимум двукратного нарушения U-Pb изотопной системы цирконов (около 2,0 млрд лет назад) при метаморфизме толщи и в фанерозое при гипергенном изменении пород.

Полученное для эффузивных пород олондинского комплекса значение возраста в 2960 ± 70 млн лет свидетельствует о том, что процессы вулканизма протекали в этой структурной зоне в архее и о правомочности отнесения ее к зеленокаменным поясам раннего докембрия. Олондинский зеленокаменный пояс является полным возрастным аналогом зеленокаменных поясов Балтийского и Канадского щитов [1].

ИНТРУЗИВНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ IV ЦИКЛА

Интрузивные магматические образования IV цикла включают ультраосновные породы, дифференцированные интрузии и граниты. Магматизм этого времени проявляется в западной части Олекмо-Алданского геоблока в пределах линейных зон активизации субмеридионального северо-западного простирания [5].

Наиболее интенсивный магматизм фиксируется в Унгра-Дес-Мелемкенской зоне активизации, находящейся на границе Центрально-Алданского и Западно-Алданского сегментов, различающихся по режиму метаморфизма гранулитовой фации. Широко развитые в этой зоне дифференцированные интрузивно-магматические образования известны в литературе как унгринский комплекс, впервые выделенный в 1958 г. Л.М. Микиным в составе протерозоя и закартированный им в р-не устья р. Унгры — правого притока р. Алдан.

Унгринский комплекс представлен многочисленными выходами, из которых наиболее крупные до 30 × 20 км. Границы выходов имеют сложную конфигурацию благодаря их складчатости. Все выходы комплекса сосредоточены в пределах протяженной зоны, названной Унгра-Дес-Мелемкенской, длина которой > 200 км. Породы унгринского комплекса залегают среди инфракрустального комплекса гранито-гнейсового и эндебито-гранито-гнейсового состава, а также среди амедичинской, курумканской и федоровской толщ алданского мегакомплекса, метаморфизованных в гранулитовой фации.

Породы унгринского комплекса везде испытали прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, причем к востоку степень их метаморфизма несколько выше, судя по появлению буроватой роговой обманки и сохранению реликтов первично-магматического ортопироксена. Несмотря на интенсивный метаморфизм и почти повсеместное рассланцевание пород комплекса, благодаря чему они превращены в роговообманковые и биотит-роговообманковые, иногда с диопсидом, сланцы и плагиогнейсы, в них нередко встречаются реликты магматических структур — габбровая, бластоофитовая и первично-магматические лейстовидные плагиоклазы, а также плагиоклазы с первично-магматической зональностью [5].

Сланцеватость в породах унгринского комплекса смята в сравнительно сжатые складки, являющиеся главными складками IV цикла. В пределах комплекса отсутствуют группы складок II и III циклов, проявленные во вмещающих его толщах, а также ранние складки, встреченные в булгуняхтахской серии. Все сказанное однозначно определяет нижний возрастной уровень пород унгринского комплекса — не древнее IV цикла.

В дифференциатах унгринского комплекса устанавливается непрерывный ряд пород от габбро до плагиогранитов, встречаются также лейкогаббро и плагиограниты. Петрографические разновидности пород находятся между собой в тесном сочетании, не образуя сколько-нибудь значительных по размеру однородных тел. Жильные фации представлены мономинеральными амфиболитами и плагиоклаз-кварцевыми породами, секущими границы дифференциатов комплекса.

Вследствие метаморфизма и перекристаллизации все породы унгрин-

ского комплекса нередко характеризуются сложными структурами, сочетающими первично-магматические и гранобластовые с зональным строением минералов, особенно хорошо выраженным в плагиоклазах большими вариациями состава плагиоклазов [5].

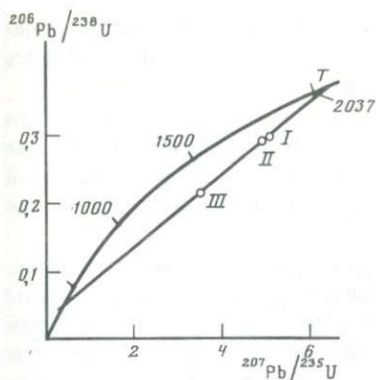
В петрохимическом отношении породы с содержанием $\text{SiO}_2 < 60\%$ соответствуют субщелочным габбро, лейкогаббро, габбро-диоритам и диоритам, а с содержанием $\text{SiO}_2 \geq 60\%$ — кварцевым диоритам, тоналитам и плагиогранитам (трондьемитам). Для всех пород характерно высокое содержание Al_2O_3 — 14–22% и низкое — TiO_2 .

Для геохронологических исследований отобрана серия проб габбро—лейко-габбро на левом берегу р. Алдан, в 500 м выше устья Унгры. Роговообманковое габбро состоит из зеленой роговой обманки с рудной пылью и плагиоклаза. Во всей серии проб (АВП I—III) наряду с магматическим плагиоклазом присутствует и перекристаллизованный, причем перекристаллизация плагиоклаза сильнее проявлена в пробе АВП III, где фиксируется также эпидотизация роговой обманки и сосюритизация плагиоклаза.

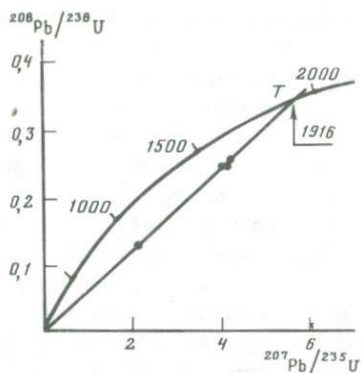
Из трех проб удалось выделить достаточное для выполнения изотопно-геохронологических исследований количество аксессуарного циркона (по 15–20 мг). Основная масса циркона представлена плохо оформленными, изометричными зернами размером 0,15–0,05 мм. Цирконы розовые, прозрачные, блестящие, сильно трещиноватые. Наряду с этой разновидностью в пробе АВП III присутствуют также идиоморфные призматические цирконы с удлинением 3–4. Цирконы беловатые, полупрозрачные с отдельными замутненными участками. Первая разновидность циркона характерна для пород основного состава, вторая — для пород более кислого состава.

Первично-магматическое происхождение циркона в пробах АВП I и АВП II подтверждается исключительно низкими содержаниями в нем урана. Вторая разновидность циркона, присутствующая в пробе АВП III, представляет собой, по-видимому, постмагматическое образование, обогащенное ураном и торием. Однако эти два события достаточно сближены во времени и в пределах точности анализа (± 20 млн лет) неразличимы. Точки цирконов на диаграмме с конкордией (рис. 8) аппроксимируются прямой $y = (0,055 \pm 0,008)x + (0,017 \pm 0,002)$, отсекающей на конкордии возраст 2037 ± 20 млн лет. Нижнее пересечение, отвечающее времени нарушения U-Pb изотопной системы в цирконах, равно 173 млн лет. Большая нарушенность U-Pb изотопной системы отмечается у циркона в пробе АВП III, что согласуется с сильнее проявленными в этой пробе вторичными изменениями породообразующих минералов. Содержания радиоактивных элементов во второй разновидности аксессуарных цирконов, присутствующей в этой пробе, привели к большей нарушенности цирконов и, как следствие этого, к более легкой миграции радиогенного свинца из цирконов при наложенных процессах, связанных, по-видимому, с мезозойской активизацией региона.

По результатам исследования время внедрения пород унгринского комплекса оценено в 2040 ± 20 млн лет. Поскольку в породах унгринского комплекса устанавливается увеличение степени метаморфизма с запада на восток, причем на востоке она приближается к пограничным



Р и с. 8. График с конкордией для цирконов из пород унгринского комплекса



Р и с. 9. График с конкордией для цирконов из чарнокитов Усть-Иджекского массива

условиям гранулитовой и амфиболитовой фации, то полученные данные подтверждают протерозойский возраст последнего высокотемпературно-метаморфического события в пределах Алданского щита.

Возраст интрузивных чарнокитов этого же возрастного цикла (IV по Кишулу и Дуку [5]) определялся нами для чарнокитов Усть-Иджекского массива, хорошо обнаженного в береговых скалах р. Тимптон, где и были взяты пробы для изучения. Нижний возрастной уровень его определяется наличием в нем ксенолитов карандашных гнейсов, сформированных в условиях гранулитовой фации метаморфизма более раннего (II) цикла.

Чарнокиты представляют собой песочно-серые породы, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита, гиперстена, циркона и рудного минерала. Структура породы гранобластовая, неравномерно-зернистая — среди более крупных зерен кварца и полевых шпатов встречаются более мелкие их зерна, видимо образованные в результате катаклаза и грануляции. В гранулированной массе зерен кварца и полевых шпатов развиты мирмециты. Калиевый полевой шпат содержит тонкие, струйчатые вроски плагиоклаза. Самостоятельные зерна плагиоклаза содержат антипертитовые вроски калиевого полевого шпата. Зерна полевых шпатов и кварца, как правило, деформированы, обнаруживают волнистое погасание. В обнажениях для чарнокитов характерна сланцеватость, выраженная в ориентированном расположении чешуек биотита и призматически удлиненных зерен гиперстена, а также гнейсовидность, обусловленная неравномерным, полосчатым распределением биотита и гиперстена. В петрохимическом отношении чарнокиты по содержанию кремнезема и щелочей относятся к переходному от нормального к субщелочному ряду калинатровых высокоглиноземистых гранитов с преобладанием калия над натрием.

Судя по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям, чарнокиты кристаллизовались из кислого расплава в P - T условиях гранулитовой фации. Наличие в массиве ксенолитов карандашных гранулитов, чуждых непосредственно вмещающим массив гнейсам и кристаллическим

сланцам, свидетельствует о частичном перемещении расплава относительно места его возникновения (после кристаллизации чарнокиты подвергались деформациям в условиях гранулитовой фации).

Акцессорный циркон в пробах достаточно однородный, размер зерен 0,1–0,2 мм. Основную часть составляют призматические кристаллы, иногда со сглаженными ребрами, удлинение 2–4. Циркон прозрачен, сиреневой окраски. В пробе Т-1 кристаллы частично ожелезнены, в них наблюдаются замутненные участки.

Цирконы отличаются более высоким содержанием урана и нарушенностью U-Pb изотопной системы. Возрасты, рассчитанные по различным изотопным отношениям, дискордирнуты. Точки цирконов на диаграмме с конкордией (рис. 9) аппроксимируются прямой, проходящей через начало координат и отсекающей на конкордии возраст 1916 ± 10 млн лет. Уравнение линии регрессии $y = (0,062 \pm 0,003)x + (0,001 \pm 0,001)$. Прохождение дискордии через начало координат говорит о единственном нарушении U-Pb изотопной системы в близкое к современному время, по-видимому, при гипергенном изменении пород. В этом случае, возраст, полученный по верхнему пересечению дискордии с конкордией, отвечает времени образования цирконов. Морфологические особенности акцессорных цирконов не оставляют сомнения в его магматогенном происхождении. Таким образом, возраст 1916 ± 10 млн лет отвечает времени формирования чарнокитов.

Вся совокупность полученных данных говорит о том, что метаморфизм гранулитовой фации имел место на Алданском щите ~1,9 млрд лет назад.

Чтобы подтвердить существование более ранних этапов гранулитового метаморфизма, устанавливаемого по геологическим данным, очевидно, следовало изучать объекты, где не проявился последний этап метаморфизма, исказивший все изотопные системы.

Этот метаморфизм не проявился в зверевской серии, сопоставляемой с иенгской серией алданского комплекса.

Для установления времени протекания процесса более раннего гранулитового метаморфизма нами были изучены акцессорные цирконы, выделенные из высокоглиноземистого гранулита зверевской (курультинской) серии, взятого в бассейне р. Верхней Ламбы на западе Становой области. Гранулиты в изученном районе регионально диафторированы, однако местами встречаются участки, где они не подверглись повторным преобразованиям. Именно в таком участке и была взята проба для исследования. Биотит-гранатовый плаггиогнейс представляет собой крупнозернистую светло-серую породу, характеризующуюся послынным чередованием лейко- и мезократовых разновидностей. Мезократовые разновидности обладают тонкополосчатой текстурой, лейкократовые — пятнистой. Лейкократовые гнейсы состоят из плагиоклаза (40–50%), кварца (20–30%), граната (10–15%), биотита (до 5%), рутила (до 2%) и иногда силлиманита (1–3%). В мезократовых породах количество граната увеличивается до 25–30, а биотита до 10%. Гнейсы имеют совершенно свежий облик и не несут никаких признаков диафтореза.

Гранат в гнейсах распределен равномерно или концентрируется в полоски и линзы вдоль слоистости. Представлен правильно ограненными кристаллами размером от 0,5–1,5 до 5–15, а иногда 30–50 мм. Микрозондовое профилирование показало, что гранат не зонален и в изученном образце имеет состав: $Alm_{4,9,9} Pyr_{4,6,5} Spes_{0,6} Gros_{3,0}$; $X_{Mg} = 0,480$. Состав незначи-

тельно меняется в сторону понижения магнезиальности лишь в узких периферических кромках.

Гранат обычно содержит включения других минералов-узников, входящих в ранние парагенезисы: слюды, плагиоклаза, кварца, циркона; рутила, реже шпинели, силлиманита и ильменита. Циркон включений редок и встречается в виде единичных мелких (10–50, иногда 100–150 мкм в поперечнике) зерен изометричной формы с хорошей огранкой.

Судя по очень высокой магнезиальности гранатов и заключенной в них слюды, минералы кристаллизовались в условиях очень высоких температур и давлений, достигающих 950–1000°C и 10–11 кбар [2]. Тот факт, что гранат, чутко реагирующий на изменение внешних условий образования вторичной зональности, сохранил свой исходный состав, свидетельствует о закрытости системы с момента его кристаллизации. Это подтверждает и специфический состав заключенной в гранате слюды, отличный от состава более низкотемпературного биотита в основной ткани. Можно ожидать, что и циркон, заключенный в гранате, не менял своего состава, будучи "законсервированным" в его закрытой системе.

Для того чтобы проанализировать отдельно циркон, заключенный в гранате, и циркон, находящийся в других структурных положениях, из тяжелой фракции породы выделялся гранат, а затем он дробился и из него сепарировался циркон. Отдельно был выделен циркон из породы после удаления из нее граната.

Цирконы, заключенные в гранате и в других породообразующих минералах, оказались практически неразличимы ни по содержанию урана, ни по степени нарушенности U-Pb изотопных систем (см. табл. 1), что не позволяет оценить эти данные графически на изохронной диаграмме. Поскольку степень дискордантности U-Pb системы цирконов сравнительно невелика, можно с достаточной долей уверенности считать возраст, полученный по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, минимальным временем образования циркона.

Аналогичная систематика изотопов Pb и U обнаруживается в цирконах из эндрбитов этого региона, представленных жилками и небольшими интрузиями, которые прорывают мигматизированные, деформированные и рассланцованные основные кристаллические сланцы с гранулитовыми парагенезисами более раннего высокотемпературного метаморфизма. Циркон представлен зернами двух типов. Кристаллы первого типа розовато-коричневатые идиоморфные и субидиоморфные, призматического облика. Второй тип составляют бледно-розовые призматические и овальные субидиоморфные однородные кристаллы. В пробах 260В, 261 и 277 цирконы обоих типов встречаются примерно в разных количествах. В пробах 262 и 263В резко преобладает циркон второго типа.

Изучались U-Pb системы цирконовых фаз, не растворившихся в HF в течение 4 ч при 200°C (см. табл. 1). Нерастворившиеся фазы (НРФ) цирконов характеризуются нарушенными в одинаковой степени U-Pb изотопными отношениями, что не позволяет определенно судить о времени кристаллизации и нарушении замкнутости изотопных систем этих фаз. Значения возрастов по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ варьируют в небольшом диапазоне: от 2500 до 2535 млн лет, что практически совпадает с T ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), полученными для цирконов из биотит-гранатового гнейса. Наблюдаемая дискор-

дантность U-Pb систем нерастворившихся фаз подтвердила правильность сделанного выше вывода о том, что полученные изотопные датировки могут рассматриваться как минимальные возрастные оценки гранулитового метаморфизма.

Таким образом, возраст наиболее раннего гранулитового метаморфизма пород в пределах Становой зоны оценен в ~2,6 млрд лет; он представляет собой важный репер в геологической истории района.

Резюмируя вышеизложенное, можно сделать следующие краткие выводы.

1. U-Pb возраст кристаллизации цирконов наиболее ранней генерации из плаггиогнейсов фундамента верхнеалданской серии оценивается в 3,4–3,7 млрд лет.

2. Минимальный возраст цирконов из пород курультинской серии, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, равен 3300 млн лет.

3. Учитывая большую подвижность всех элементов в процессах высокотемпературного метаморфизма, а также повышенную миграционную способность урана в присутствии флюидной фазы, обогащенной CO₂, вычисленные значения возраста можно соотнести с временем древнего гранулитового метаморфизма в породах верхнеалданской и курультинской серий. Формирование этих серий, заложенных на общем сиалическом фундаменте, соответствует I циклу структурно-метаморфической эволюции (от $t \geq 3,5$ млрд лет до $t \leq 3,3$ млрд лет).

4. Конкордантное значение U-Pb возраста по кристаллической фазе циркона из плаггиогнейса олекминской серии и аналогичное значение для плаггиогранита равно 2810 млн лет и соответствует времени переработки олекминского комплекса в процессе позднеархейского наложенного метаморфизма. Более древний возраст олекминских пород подтверждается дискордантным значением U-Pb возраста (2930 млн лет) для обр. 06616.

5. Для эффузивных пород олондинского комплекса получено значение U-Pb возраста 2960 ± 70 млн лет. Архейский возраст вулканизма в этой структурной зоне свидетельствует о правомочности отнесения ее к зеленокаменным поясам раннего докембрия. Олондинский зеленокаменный пояс является сибирским стратотипом позднеархейских зеленокаменных поясов. Его формированием завершается III цикл эволюции Олекминской области.

6. Возраст гранулитового метаморфизма Станового времени оценивается по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в цирконах в 2600 млн лет (III цикл).

7. Последнее высокотемпературное воздействие на Алдано-Витимском щите связано со становлением интрузивных чарнокитов Усть-Иджеского массива (1916 млн лет) и подтверждается внедрением пород унгринского комплекса (2040 ± 20 млн лет).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибикова Е.В., Кириозова Т.И., Макаров В.А. и др. О времени вулканизма в Олондинском зеленокаменном поясе (Восточная Сибирь) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 6. С. 1424.
2. Бибикова Е.В., Шульдинер В.И., Грачева Т.В. и др. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 6. С. 1471–1474.
3. Брандт С.Б., Грабкин О.В., Лейин В.С. и др. К геохронологии Западной части Алданского щита // Сов. геология, 1981. № 3. С. 58–67.

4. Другова Г.М., Чухонин А.П., Морозова И.М. и др. Древнейшие толщи Алданского щита // Сов. геология. 1984. № 11. С. 82–88.

5. Дук В.Л., Кицул В.И. Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии // Структура и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск: Изд-во Якут. фил. СО АН СССР, 1975. С. 5–19.

6. Герлинг Э.К., Искандерова А.Д., Левченков О.А., Михайлов Д.А. О возрасте мраморов желтулинской и иенгурской серий Алдана по данным уран-свинцового изохронного метода // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194. № 6. С. 1397–1400.

7. Горохов И.М., Дук В.Л., Кицул В.И. Rb-Sr системы полиметаморфических комплексов Центральной части Алданского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 5–17.

8. Искандерова А.Д., Неймарк Л.Н., Рудник В.А. Результаты датирования раннедокембрийских полиметаморфических комплексов Восточной Сибири свинцово-изохронным методом // Геологические формации региона Байкало-Амурской магистрали // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1980. Т. 30. С. 123–138.

9. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 300 с.

10. Левский Л.К., Мурин А.Н., Заславский В.Г. Применение термоионной эмиссии при анализе изотопного состава свинца и лития // Геохимия. 1969. № 6. С. 751–755.

11. Левченков О.А., Макеев Н.Ф., Яковлева С.З. и др. Датирование по кристаллическому веществу цирконов // Докл. АН СССР, 1982. Т. 263. № 5. С. 1190–1193.

12. Макеев А.Ф., Левченков О.А., Овчинникова Г.В. и др. Изучение миграций свинца и урана методом дифференциального растворения // Радиохимия. 1978. Т. 20. № 3. С. 439–445.

13. Неймарк Л.А., Миронюк Е.П., Искандерова А.Д. и др. Новые данные о возрасте пород и руд Чарского месторождения железистых кварцитов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 2. С. 427–450.

14. Чухонин А.П. Масс-спектрометрическое изучение форм нахождения свинца в цирконах // Геохимия, 1978. № 4. С. 599–602.

15. Manhes G., Minster Y.F., Allegre C.Y. Comparative U-Th-Pb and Rb-Sr study of the Saint Severin amphoterite // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 39, N 1. P. 14.

16. Smally R.E., Fild D. Raheim Resetting of Rb-Sr whole Rock isochrons during Sveconorwegian low grade events in the querstad angen-gneiss. Telemark, Southern Norway // Isotope geosci. 1983. Vol. 1, N 3. P. 269–282.

17. Steiger R.H., Yager E. Subcommission of geochronology: convention of the use of decay constants in geo and cosmochronology // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 36, N 3. P. 359.

УДК 550.93

А.А. КРАСНОБАЕВ, М.А. СЕМИХАТОВ

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ (РИФЕЯ И ВЕНДА) СССР: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ

Роль изотопной хронометрии в создании геохронологической шкалы фанерозоя вполне определена. Она сводится к калибровке в миллионах лет границ стандартной стратиграфической шкалы, которая представляет собой последовательность хроностратиграфических единиц. Примат стратиграфической шкалы перед геохронологической здесь выступает совершенно ясно.

В докембрии такой ясности, к сожалению, нет, и в этой части стратиграфической колонны конкурируют две концепции использования изотопно-геохронологических данных. Такая двойственность объясняется тем, что к моменту появления значимого количества методически относительно

надежных датировок (конец 50-х — начало 60-х годов) не только не существовало стандартной стратиграфии докембрия, но и региональные его шкалы в большинстве своем находились еще в состоянии сборки, а их корреляция — на довольно примитивном уровне. Отставание стратиграфической основы, с одной стороны, и царившая тогда ортодоксальная вера в реальность геологического значения каждой вычисленной величины изотопных отношений — с другой, привели к тому, что в 60-е годы сформировалась чисто геохронологическая, или геохронометрическая [58], концепция расчленения докембрия.

Суть такой концепции очень проста: объектом расчленения являются не реально наблюдаемые в разрезах последовательности горных пород, а абстрактное геологическое время — некий континуум, в котором могут быть размещены датированные объекты и события. Лишь значительно позднее влиятельной стала иная концепция, предполагающая, что и в докембрии геохронометрическая шкала является производной от стратиграфической, ее отражением с соответствующим числовым (возрастным) содержанием. В развитии обеих концепций значительную роль сыграли данные по территории СССР.

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Крайним выражением геохронометрической концепции расчленения докембрия были шкалы, предусматривавшие выделение единиц равной продолжительности по несколько сот миллионов лет. Такие шкалы, в 60-е годы, почти одновременно предложенные в разных странах [4, 56, 72], не получили поддержки геологов, привыкших видеть реальный источник геологической информации в горных породах. Более позднее обращение Харланда [58] к подобной шкале — лишь легкий рецидив прошлого.

Более широкую популярность в рамках геохронометрической концепции расчленения докембрия приобрела идея привязки временных границ к тем или иным событиям геологической истории. Наиболее заманчивым для многих показался путь определения таких границ по времени кульминации или завершения крупных тектоно-магматических циклов, выделяемых на основании статистической обработки радиометрических данных [39, 50, 64]. При этом вначале никого не смущало, что в статистическую обработку вовлекаются датировки, полученные разными методами и по разным объектам. Понимание различий геологического смысла (а иногда и бессмыслицы) таких датировок пришло лишь во вторую половину 60-х годов.

Рассматриваемый путь, хотя и обеспечивает связь выделяемых хронометрических подразделений с крупными этапами развития Земли, в основе своей нестратиграфичен: слоистые толщи, являющиеся действительным объектом стратиграфического расчленения, оказываются всего лишь пассивными заполнителями пространства между соседними тектоно-магматическими циклами. Тем не менее именно таким путем была построена главная масса шкал расчленения докембрия, предложенных в 60-е — начале 70-х годов.

Реже для обеспечения связи геохронометрических шкал с реальными разрезами границы в шкалах предлагалось выбрать так, чтобы они рассе-

кали как можно меньше геологических событий, оставивших после себя вещественное выражение [60, 63, 64]. На деле это означает проведение границ по наиболее крупным и латерально выдержанным перерывам. Именно так построена шкала расчленения докембрия США и Мексики [61] и шкала, рекомендованная Международной подкомиссией по стратиграфии докембрия [64, 69].

Хронометрическая концепция расчленения докембрия уже не раз подвергалась критике в печати [15, 18, 19, 39, 55, 62]. Главное то, что она приводит к созданию двух принципиально различных шкал для докембрия и для фанерозоя, а выделяемые подразделения по определению не имеют вещественного выражения, лишены стратотипов и не несут в себе ничего, кроме наших представлений об их длительности. Правда, геологическая служба Канады, разделяющая рассматриваемый подход [70, 71], привязывает возрастные границы к определенным типовым местностям. Но эта процедура не меняет чисто геохронометрического характера границ канадской шкалы и принципиально отлична от установления стратотипов границ. Достаточно сказать, что типы ряда границ канадской шкалы выбраны в таких районах, где прилежащие к этим границам подразделения либо представлены только интрузивными образованиями, либо вообще не имеют вещественного выражения. Ясно, что все это не может не влиять на стабильность выделяемых единиц и резко сужает методическую базу их корреляции.

Использование хроностратиграфического принципа расчленения докембрия с формальным выделением стратотипов подразделений и стратотипов их границ обеспечивает устойчивость подразделения вне зависимости от меняющихся представлений об его изотопном возрасте, наполняет подразделение вещественным содержанием и характерным набором органических остатков, открывая перспективы получения его биостратиграфической, палеомагнитной, радиометрической и геохимической характеристик. В результате появляется возможность использовать весь арсенал методов и приемов его корреляции. Комплексное обоснование сопоставлений особенно важно в докембрии, где любой отдельно взятый метод телекорреляции сегодня не может обеспечить уверенное трассирование стратиграфических подразделений и их границ.

Совершенствование региональной стратиграфии протерозоя привело к тому, что в 60-е годы хроностратиграфический подход к расчленению докембрия, в его примитивном варианте применявшийся еще в начале нашего века, вновь приобрел привлекательность. Особенно широко он применялся при создании и совершенствовании стратиграфических схем докембрия в СССР, Австралии, Китае и Индии. Это и открыло возможности перенесения сюда фанерозойского подхода к использованию изотопной геохронологии — применение ее для датирования стратиграфических границ. Первые примеры такого применения для докембрия были опубликованы в нашей стране в 1964 г. при составлении докембрийской части геохронологической шкалы СССР [2] и геохронологической шкалы рифея и венда [7].

В первой из этих шкал Комиссия по определению абсолютного возраста приняла наиболее популярный в то время вариант стратиграфической шкалы Балтийского щита за типовой и утвердила изотопные датировки

ее границ. При этом главным источником геохронологической информации были интрузивные образования, приуроченные к границам стратиграфических подразделений. Авторы рифейско-вендской шкалы — в силу природных особенностей соответствующих отложений и состояния их геохронологической изученности — опирались преимущественно на датировки слоистых пород и их минералов (главным образом глауконита), используя их для установления изотопного возраста конкретных свит и серий, а также перерывов, уровней смены строматолитовых комплексов и других событий, положенных в обоснование границ стратиграфической шкалы верхнего протерозоя СССР.

Конечно, интерпретация геологического значения изотопных датировок, принятая при составлении обеих упомянутых шкал, сейчас в ряде случаев кажется излишне прямолинейной, но принципиальный подход к проблеме был совершенно правильным: применение геохронометрии не как самоделющего метода конструирования шкалы, а как инструмента датирования границ уже созданной стратиграфической шкалы. Такой подход, развившийся в нашей стране и позднее [6, 15, 17, 22–24, 27, 28, 31, 33, 39, 40 и др.], уравнивает геохронологические шкалы докембрия и фанерозоя с точки зрения принципов их построения. Но эти шкалы не уравнились и никогда не уравниются в других отношениях.

Во-первых, зональная стратиграфия фанерозоя обеспечивает такую детальность корреляции удаленных разрезов, что для датирования стратиграфических границ можно привлекать изотопные данные по палеонтологически охарактеризованным толщам различных регионов, в том числе и далеко оторванных от стратотипа [2, 59, 66]. В отличие от этого широкие корреляции в докембрии нередко лишены необходимой точности и обычно (особенно в нижнем докембрии) сами прямо зависят от радиометрических данных. Поэтому в создании геохронологической шкалы докембрия приходится опираться главным образом или исключительно на стратотипические местности датироваемых единиц. Это резко сужает объем данных, применимых для обоснования геохронологической шкалы.

Во-вторых, в докембрийской геохронологической шкале гораздо чаще, чем в фанерозойской, приходится сталкиваться с вопросами датирования стратиграфических перерывов и несогласий. Дело в том, что ведущим методом расчленения докембрия был и остается историко-геологический, и потому типами наиболее крупных стратиграфических подразделений протерозоя (вопреки фанерозойскому опыту) выступают комплексы пород, ограниченные несогласиями.

Практика проведения границ хроностратиграфических шкал по несогласиям кажется весьма уязвимой с точки зрения канонов фанерозойской стратиграфии. Но, как подчеркнул Хедберг [62, с. 172], "обозначенная и географически привязанная точка на несогласном контакте — стратотип границы, приуроченный к несогласию, — может быть полезной основой для проведения нижней и верхней границ подразделения, если граница вне стратотипа определяется не как поверхность несогласия (которая может менять свой возраст от места к месту. — *А.К.* и *М.С.*), а как тот стратиграфический уровень, на котором локализуется несогласие в избранном стратотипе границы". Именно такая процедура и соблюдается сейчас при трассировании границ докембрийской шкалы.

Признание примата стратиграфической шкалы перед хронометрической применительно к верхнему протерозою СССР означает, что следует с максимально возможными точностью и надежностью определить изотопный возраст границ соответствующей части нашей стратиграфической шкалы докембрия. Эта шкала, как известно, относится к категории хроностратиграфических. Она опирается на анализ состава, последовательности и соотношений слоистых комплексов горных пород, а в верхней своей части — и на анализ содержащихся органических остатков. За каждым подразделением шкалы стоят системы типовых разрезов (стратотипов, гипостратотипов) или стратотипических местностей. Границы ее подразделений проводятся в слоистых комплексах по определенным поверхностям раздела, определяемым завершением тектоно-магматических циклов (границы наиболее крупных стратонов), а также иными геологическими и (или) палеонтологическими событиями (границы более мелких единиц) [16, 33, 40].

Как известно, протерозой в этой шкале расчленяется на два подразделения — нижней (карелий) и верхней, и в пределах последнего выделяются две разновеликие части: рифей и венд. Природные особенности наших разрезов предопределили то, что стратотипы карелия, рифей и венда были избраны в трех разобщенных регионах, соответственно в восточной части Балтийского щита, на Южном Урале (Башкирский антиклинорий) и на западе Московской синеклизы. Такая разобщенность стратотипов, естественно, породила корреляционные трудности, которые усугубляются ограниченными возможностями биостратиграфического метода в докембрии (и особенно в довенде) и общей слабой геохронологической изученностью нашего протерозоя. В результате одно время даже появились две альтернативные схемы сопоставления карельского и уральского разрезов [3, 14, 37—39, 50]. В настоящее время благодаря успехам регионально-стратиграфических исследований и находкам вендо-эдиакарской фауны на Урале соотношения типов рифей и венда решены вполне определенно: в сводном разрезе протерозоя второй непосредственно надстраивает первый. Что же касается соотношений типов карелия и рифей, то их трактовка как двух последовательных единиц опирается на косвенные геологические и некоторые радиометрические данные [3, 16, 31, 33, 40, 42, 47].

ОБОСНОВАНИЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ СССР

Фактической основой геохронологической шкалы верхнего протерозоя СССР долгое время служили преимущественно К-Аг данные, а среди них — полученные по глаукониту [7, 15, 17]. Лишь недавно для некоторых уровней появились методически более надежные данные. В предлагаемом ниже обзоре мы суммируем всю геохронометрическую информацию, относящуюся к обоснованию геохронологической шкалы рифей и венда СССР. Приводимые значения изотопного возраста рассчитаны с использованием констант распада, рекомендованных Международной подкомиссией по геохронологии в 1976 г. и Советской комиссией по изотопному возрасту в 1977 г.

Граница нижнего и верхнего протерозоя. В обосновании данной границы (и соответственно нижней границы рифей)

особое значение имеет комплекс кислых вулканоплутонических образований и тесно с ним связанных терригенных толщ, который маркирует заключительные стадии свекофенно-карельской кратонизации раннепротерозойской коры. На Балтийском щите этот комплекс включает вепсий Карелии, субиотний Швеции и граниты рапакиви. В решении Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия определено: граница нижнего и верхнего протерозоя "проводится по кровле вепских и коррелируемых с ними аkitканских, улканских, сублукских и других образований" ([33], с. 151). К сожалению, на территории СССР эти образования обычно пространственно разобщены от наиболее полных разрезов нижнего рифея. Лишь в одном из участков юго-восточной Сибири (Учуро-Майский район, Учурская впадина) позднекарельский вулканоплутонический комплекс приходит в соприкосновение с хорошо доказанным нижним рифеем [5, 31, 43], но изотопно-геохронологическая изученность этого района очень низкая. Поэтому при определении изотопного возраста границы нижнего и верхнего протерозоя (нижней границы рифея) возникают определенные трудности, которые усугубляются тем, что собственно вепские образования не имеют надежных изотопных датировок¹, а в южной части Балтийского щита выделяются по крайней мере две возрастные генерации гранитов рапакиви.

Представителем более древней из них является крупнейший (более 18 000 км²) Выборгский массив. Геохронологические исследования (U-Pb метод, цирконы, 17 проб) позволяют оценить его возраст в 1670 млн лет [48, 73]. Такое же значение имеется для рапакиви Аланского массива [73].

Подобные по величине Rb-Sr и U-Pb определения возраста получены для субиотния Южной Швеции: субиотнийские порфиры Дала имеют изохронные U-Pb и Rb-Sr возрасты соответственно 1673 и 1659 ± 15–1634 ± ± 30 млн лет [74, 75], тогда как комагматичные им интрузии датируются 1600–1700 млн лет [57]. Весьма показательно, что обширные тоналит-гранодиоритовые плутоны Юго-Западной Швеции, образующие главную массу нижнепротерозойской континентальной коры этой части Скандинавии, внедрились, судя по U-Pb измерениям в цирконах, примерно 1670 млн лет назад [76].

Более молодые изотопные датировки получены для двух мелких массивов гранитов Центральной Финляндии и обширного многофазного Салминского массива гранитов рапакиви Приладожья. Они равны для массивов Финляндии 1573 и 1590 млн лет (изохронный U-Pb метод, цирконы, [73]), а для Салминского — 1550 ± 30 млн лет [54]. Геологический смысл последнего значения, относящегося к Салминскому массиву, на наш взгляд, еще нуждается в уточнении. В этом убеждает методическая основа определений (термоионный Pb-Pb возраст цирконов, неравномерное распределение точек анализов вдоль Rb-Sr изохроны, отсутствие сведений о первичном отношении изотопов Sr, недостаточный минералогический контроль над отбором проб).

¹ В литературе известны попытки определения возраста вепсия по "аутигенному" урану его песчаников [48] и по "глаукониту" [7], содержащему нехарактерные для этого минерала очень низкие концентрации калия. K-Ar возраст габбро-диабазов, рвущих вепсий, определен по валовым пробам и колеблется в широких пределах [8].

Граниты рапакви южной части Балтийского щита перекрываются либо предположительно ниже-среднерифейскими отложениями (приозерская свита), либо вместе с субиотнием — средним рифеем (иотний, салминская свита) [1, 8, 42], а вепсий вообще не имеет стратиграфических контактов с более молодыми образованиями.

Иная ситуация наблюдается в уральском разрезе — стратотипе рифея. Здесь развита полная серия ниже-, средне- и верхнерифейских отложений, перекрытая вендом, но возрастных аналогов субиотния — вепсия и связанных с ними образований здесь нет. Нижнерифейская бурзянская серия уральского стратотипа залегает с угловым и метаморфическим несогласием на кристаллических породах тараташского комплекса. Для наиболее поздних жильных гранитов и пегматитов этого комплекса имеются K-Ar и модельные Rb-Sr датировки, лежащие в пределах 1654–1598 млн лет, тогда как K-Ar возраст прорывающих их габбро-диабазов — 1612–1588 млн лет [6, 12, 47]. Иногда эти определения привлекаются для обоснования максимального возрастного предела вышележащих рифейских толщ в их стратотипе. К сожалению, методическая основа определений делает подобное привлечение не корректным.

Имеющиеся U-Pb определения возраста гранитов и гнейсов тараташского комплекса резко дискордантны [49]. Большинство проанализированных зерен циркона отличаются четким зональным строением с сохранением геохимической индивидуальности ядер и оболочек в отношении распределения U, Th, Pb и Hf [25] и значимыми различиями U-Pb возраста [49]. Оболочки цирконов из гранитов имеют относительно более сходящиеся значения возраста: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — 1925 млн лет, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — 1782 млн лет, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — 1835 млн лет. Монацит из тех же гранитов показал соответственно 1965, 1277 и 1539 млн лет. Термоизохронные данные по тараташским гранитам неоднозначны и сложны для интерпретации. Вся сумма имеющейся информации позволяет думать, что синорогенные граниты, предшествовавшие рифею в его стратотипе, имеют возраст около 1950–1920 млн лет, а посторогенные граниты, пегматиты и габбро-диабазы внедрились не позднее 1560–1600 млн лет назад.

Вышележащая бурзянская серия (тип нижнего рифея) в базальной части своей нижней, айской, свиты содержит ряд покровов щелочных базальтоидов. Многократные попытки А.А.Краснобаева выделить цирконы из этих вулканитов лишь недавно увенчались успехом. По предварительным результатам изохронного U-Pb датирования, полученным Е.В.Бибиковой, их минимальный возраст равен 1530 млн лет; K-Ar возраст тех же вулканитов — 1540 ± 10 млн лет [47].

Аналоги бурзянской серии в скважинах Волго-Уральской области заключают глаукониты, K-Ar возраст которых достигает 1530–1490 млн лет. Вскрытые здесь эффузивы, по положению сопоставимые с айскими, тем же методом датируются в 1594 млн лет [6, 12, 47].

В Сибирских разрезах (в том числе в Учуро-Майском гипостратотипе) аналоги нижнерифейских отложений надежно выделяются по комплексу биостратиграфических (строматолиты, органостенные микрофоссилии, микрофитолиты) и геологических данных [31, 34, 43]. Вся изотопно-геохронологическая информация по этим отложениям получена K-Ar методом по глаукониту [10, 11, 17, 43]. Датировки, происходящие из

нижних и средних горизонтов сибирского нижнего рифея, достигают 1520–1430 млн лет, хотя различные по электромагнитной восприимчивости фракции могут показывать и меньшие значения [30].

Несогласно перекрытые учурской серией кислые вулканоплутонические и терригенные образования улканского комплекса, с формационной точки зрения являющиеся аналогом субиотния [37, 39], геохронологически изучены плохо. Улканские граниты K-Ar методом по биотиту из ранних фаз датируются 1565–1913 млн лет, а по рибекиту и биотиту из заключительной фазы – соответственно 1598 и 1550 млн лет. U-Pb датировки циркона из этих гранитов при высоких содержаниях обыкновенного свинца резко дискордантны [5, 51]. Это же относится и к датировкам циркона из Южно-Учурской габбро-гранофировой интрузии, считающейся комагматичной вулканитам улканского комплекса [5]. Привлечение косвенных данных по геохронологически лучше изученным более западным районам Алданского щита позволяет считать, что улканский комплекс не выходит за возрастные рамки 1820 ± 50 – 1650 ± 50 млн лет [31, 43].

Приведенные данные, исчерпывающие геохронологическую информацию об изотопном возрасте нижней границы рифея, позволяют датировать эту границу в 1600–1650 млн лет, как это в общем и было принято в предшествующих вариантах геохронологических шкал докембрия СССР.

Граница нижнего и среднего рифея в уральском стратотипе определяется как поверхность раздела между бурзянской и юрматинской сериями. Названные серии разделены существенным несогласием и перестройкой структурного плана и ясно различаются по присущим им комплексам строматолитов, органостенных микрофоссилий и микрофитолитов [46, 47].

С точки зрения изотопно-геохронологической изученности граница между нижним и средним рифеем не имеет себе равных во всей стратиграфической шкале докембрия СССР. Ее изотопный возраст определяется изохронными U-Pb и Rb-Sr датировками двух объектов – Бердяушского плутона гранитов рапакиви, прорывающих бурзянскую серию, и вулканитов машакской свиты, которые начинают собою разрез юрматинской серии, являющейся типом среднего рифея.

Бердяушский массив (около 30 км²) локализован в средней, саткинской свите бурзянской серии. Его слагают породы двух магматических серий: габбро-сиенит-диорит-гранитной, доминирующей в составе массива, и нефелин-сиенитовой, залегающей главным образом в виде жил различной мощности. Петрологические данные позволяют рассматривать обе магматические серии как дифференциаты единой первичной магмы габброидного состава [23, 29].

Долгое время для бердяушских гранитов имелись лишь K-Ar и модельные Rb-Sr датировки слюд, лежащие в пределах 1410–1250 млн лет [6, 12]. Полученные по тем же гранитам в начале 70-х годов U-Pb и изохронная Rb-Sr датировки оказались противоречивыми [37, 38, 49] и давали основание некоторым исследователям считать [37, 38], что массив внедрился не позднее 1550 млн лет назад.

Учитывая принципиальное значение датировок Бердяушского массива для обоснования геохронометрической шкалы рифея, были предприняты целенаправленные петрографические и минералогические исследования

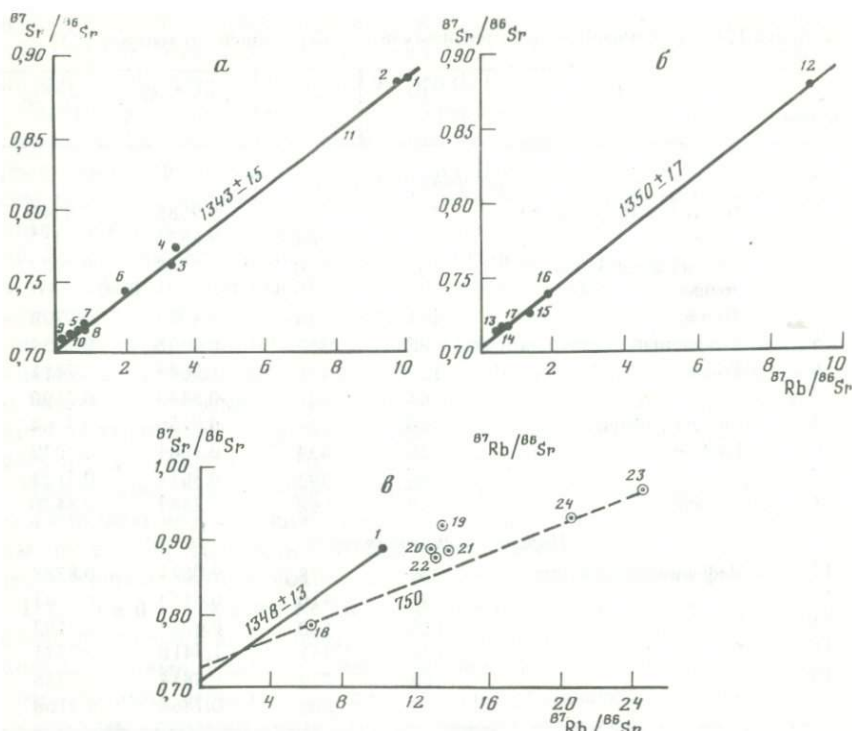
Таблица 1. Rb-Sr данные для неизмененных пород Бердяушского массива [23]

Номер пробы	Порода	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
<i>Габбро-гранитная серия</i>					
1	Биотитовый рапакиви	164	52	9,9686	0,8940
2	То же	213	64	9,6870	0,8912
3	Биотит-амфиболовый гранит	131	110	3,2588	0,7622
4	То же	151	126	3,4045	0,7729
5	Кварцевый сиенито-диорит	85	356	0,6568	0,7154
6	То же	122	180	1,9649	0,7411
7	"	64	220	0,8443	0,7190
8	Сиенито-диорит	70	286	0,8160	0,7164
9	Габбро	20	429	0,1884	0,7079
10	"	46	392	0,3675	0,7123
11	Автолит	160	68	7,2547	0,8420
<i>Нефелин-сиенитовая серия</i>					
12	Нефелиновый сиенит	227	78	9,0624	0,8788
13	То же	92	610	0,4433	0,7141
14	"	115	550	0,6253	0,7162
15	"	156	351	1,3410	0,7271
16	"	168	272	1,8854	0,7386
17	"	139	608	0,7868	0,7168

данного массива [21, 23, 29]. Они позволили отобрать для определения возраста минералы и породы, отвечающие нормальным магматическим дифференциатам и сохраняющие первичные минеральные парагенезы.

Результаты K-Ar измерений биотита, мусковита и амфибола, выделенных из пород обеих магматических серий, показали довольно значительный разброс — соответственно 1151 ± 78 – 1365 ± 12 млн лет (9 определений), 1139–1380 млн лет (4 определения) и 1245 ± 13 – 1403 млн лет (3 определения). Исключение из выборки измененных разностей, содержащих смешанослойные фазы, Mg-вермикулит и более 10% хлорита, сузило разброс датировок для слюд до 1318 ± 31 – 1334 млн лет. Это лишний раз показывает возможность получения по измененным слюдам как заниженных, так и завышенных значений K-Ar возраста. Труднее объяснить причины расхождения датировок амфиболов, так как проанализированные их разности, выделенные из пород нефелин-сиенитовой серии, не несут видимых следов изменений, хотя и содержат разное количество K. Среднее значение (1332 млн лет) совпадает с полученными по наименее измененным слюдам и с известной ранее датировкой амфиболов (1329 млн лет) из нефелиновых сиенитов [6, с. 120].

Для Rb-Sr датирования Бердяушского массива использовались основные разности пород (табл. 1), не несущие следов метасоматической калишпатизации, которая сопровождалась значительным привнесом Rb [23, рис. 3]. Как следует из рис. 1, породы обеих серий массива имеют одинаковый в пределах ошибки Rb-Sr возраст — 1343 ± 15 и 1350 ± 17 млн лет и совпа-



Р и с. 1. Эволюционные диаграммы для пород Бердяушского массива

а — габбро-гранитная серия, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7032 \pm 0,0010$; *б* — нефелин-сиенитовая серия, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7029 \pm 0,0009$; *в* — для всех пород (сплошная линия) и метасоматитов (пунктир); $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7034 \pm 0,0007$; номера проб соответствуют табл. 1

дающие первичные отношения изотопов Sr — соответственно $0,7032 \pm 0,0010$ и $0,7029 \pm 0,0009$. Линия регрессии, вычисленная для пород обеих серий, отвечает возрасту 1348 ± 13 млн лет при первичном отношении $0,7034 \pm 0,0007$ и соответствует III модели Мак-Интайра, допускающей незначительные вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в однообразных образцах. Точки анализов метасоматитов разбросаны на эволюционной диаграмме выше изохроны сравнения 750 млн лет (пунктир на рис. 1, в).

Для U-Pb датирования Бердяушского массива были отобраны цирконы из пород габбро-гранитной серии: габбро, кварцевых сиенито-диоритов и гранитов рапакиви. Оптическое и микрозондовое изучение цирконов показало, что их минералогическая и геохимическая гетерогенность уменьшается от габбро к гранитам. При определении возраста цирконы делились на фракции по размерам и электромагнитной восприимчивости и для трех проб сделаны независимые U-Pb датировки более крупной неэлектромагнитной и более мелкой электромагнитной фракции (табл. 2). Вычисленные значения возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для всех проб не выходят за пределы 1345–1370 млн лет. На диаграмме в координатах $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ точки анализов лежат на единой изохроне, верхнее пересечение

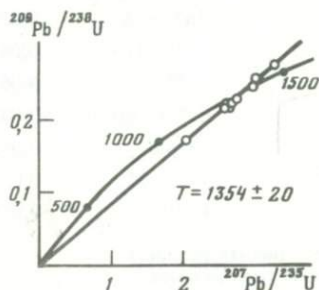
которой с конкордией отвечает возрасту 1354 ± 20 млн лет. Нижнее пересечение в пределах ошибки совпадает с началом координат (рис. 2).

Таким образом, на основании измерений тремя методами возраст Бердяшского массива надежно оценивается в 1350 ± 20 млн лет. Тем самым определяется минимальный возрастной предел нижнего рифея.

В основании типовых разрезов среднего рифея (юрматинской серии), как уже говорилось, залегают вулканогенно-осадочные образования. Они развиты в отдельных грабенообразных депрессиях и в различных участках

Р и с. 2. Изохронная диаграмма для цирконов из пород Бердяшского массива

$$y = (0,0851 \pm 0,0019)x - 0,0043$$



получили разные наименования: машакской или (хр. Шатак) шатакской свит в южной части Башкирского антиклинория и кувашкой — в северной.

Машакско-шатакские отложения залегают несогласно на бурзянской серии и согласно перекрываются зигальгинской свитой юрматинской серии [35, 36, 47]. В их составе преобладают различные обломочные породы и сланцеватые аргиллиты, которым подчинены вулканиты — базальты, отличающиеся хорошей сохранностью первичных структур, и кислые разности (дациты, липарито-дациты, липариты и др.), характеризующиеся значительным преобладанием K_2O над Na_2O . Частично такое соотношение щелочей связано с фельдшпатизацией и серицитизацией пород.

Попытки определения возраста машакских вулканитов на основании единичных, более или менее случайно выбранных образцов (K-Ar, Rb-Sr методы) не увенчались успехом: главная масса датировок оказалась в интервале 640–750 млн лет [6, 9, 47], что явно не отвечало геологическому возрасту. Лишь две K-Ar датировки вулканитов р. Кужи, сопоставимых с машакскими, достигали 1270 и 1290 млн лет [6, 47]. Только при систематическом опробовании и отборе более сотни проб и тщательном их петрографическом и химическом изучении удалось выбрать семь образцов, не несущих явных следов вторичных изменений — серицитизации, окварцевания, хлоритизации и сопутствующей селективной миграции щелочей, а иногда и выноса Sr [22, 24]. Упомянутые семь образцов (группа I в табл. 3) представляют липарито-дациты машакской свиты хр. Шатак, обладающие отчетливым натровым уклоном ($Na/K > 1$). Вычисленная для них линия регрессии (рис. 3) отвечает возрасту 1346 ± 41 млн лет при первичном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7098 \pm 0,0016$ (IV модель Мак-Интайра). Серицитизированные породы (группа II в табл. 3) в результате привноса Rb дали разброс точек правее изохроны, тогда как точки сильно измененных разностей кислых лав оказались лежащими на изохроне с воз-

Таблица 2. U-Pb возраст цирконов из пород Бердяшского массива [23]

Номер пробы	Фракция	Содержание, %		Изотопный состав Pb, %	
		U	Pb	204	206
2	2д*, +100	0,0823	0,0207	0,0203	78,249
2	2а**, - 75	0,0774	0,0192	0,0139	77,566
3	3д*, + 75	0,0550	0,0148	0,0187	78,337
4	4в*, + 100	0,0470	0,0135	0,0440	76,907
4	4а**, - 75	0,0686	0,0169	0,0202	77,000
6	6е*, + 100	0,0459	0,0161	0,0207	71,756
6	Смесь	0,0557	0,0147	0,0196	70,569
7	7д*, + 75	0,0345	0,0096	0,0385	68,789
10	10г*, + 75	0,0560	0,0119	0,0179	69,082

*Немагнитная разность.

**Магнитная разность.

Примечание. Номера проб соответствуют приведенным в табл. 1; размер фракций — меш.

Изотопный состав Pb, %		Возраст, млн лет		
207	208	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$
7,103	14,627	1363	1324	1339
6,943	15,477	1361	1298	1320
7,115	14,529	1370	1408	1394
7,378	15,670	1361	1460	1428
7,011	15,970	1369	1280	1312
6,482	21,742	1345	1560	1470
6,385	23,026	1350	1260	1293
6,556	24,160	1370	1284	1318
6,231	24,669	1350	1012	1125

растом 826 ± 54 млн лет. Высокое первичное отношение у пород этой группы ($0,735 \pm 0,009$) и их минералогические особенности позволяют относить датировку 826 ± 54 млн лет ко времени интенсивных вторичных преобразований. Интересно, что она совпадает с возрастной оценкой, полученной изохронным Rb-Sr методом для метапелитов бурзянской серии [9].

Попытки выделить цирконы из эффузивов машакской полосы развития раннеюрматинских вулканитов кончились неудачей: из 1500 кг пород было получено менее 40 мг циркона. Несколько больше его концентрация оказалась в породах шатакской и кувашской полос. Микрозондовое исследование выделенных цирконов обнаружило различное содержание элементов-примесей в различных зонах кристаллов и (в пробах из шатакской полосы) случаи нарушения первичного распределения U, Th, Pb и Y в ходе метасоматической перекристаллизации [22, 24].

Результаты определения возраста цирконов приведены в табл. 4 и на рис. 4. Четыре пробы отвечают условиям изохронной зависимости с возрастом 1350 ± 30 млн лет и современным выносом Pb. Относительное положение точек анализов на диаграмме (включая лежащую вне изохроны) согласуется с выявляемой микрозондовыми исследованиями степенью нарушения их изотопных систем. Это позволяет уверенно интерпретировать полученное значение как относящееся ко времени образования машакских вулканитов.

Таким образом, согласующиеся изохронные U-Pb и Rb-Sr датировки машакских (s. lato) вулканитов определяют их возраст в 1350 ± 50 млн лет и доказывают их геологическую одновозрастность с Бердяшским массивом. Однако заметные различия первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих

объектах (соответственно 0,7034 и 0,7098) заставляют с осторожностью относиться к предположениям об их комагматичности. Но вне зависимости от того или иного решения данного петрологического вопроса имеющиеся изотопные датировки бердяшских гранитов и машакских вулканитов строго определяют возраст границы нижнего и среднего рифея в ее типе в 1350 ± 30 млн лет.

Среднерифейские отложения уральского стратотипа не имеют надежных радиометрических данных. Датировка фосфатного цемента зигальгинских песчаников Pb-Pb методом из-за неопределенности генетической природы материала и аналитической неточности не может рассматриваться как имеющая конкретный геологический смысл, а K-Ar определение возраста глауконита из верхней, авзянской свиты юрматинской серии (1226 млн лет) единично и сделано без какого-либо минералогического контроля датированного материала. Минимальный возрастной предел среднего рифея в его стратотипе определяют датировки диабазов, прорывающих юрматинскую серию; они составляют 1011 и 1110 млн лет [6, 47]. Корреляционные трудности, усугубляемые существенными провинциальными различиями средневерхнерифейских строматолитов [41], ограничивают возможности использования сибирских данных для установления изотопного возраста среднего рифея. Все же можно отметить, что айчанская серия Учуро-Майского района, сопоставимая с той или иной частью юрматинской по составу строматолитов, и северо-сибирские аналоги айчанских отложений содержат глауконит, K-Ar возраст которого лежит в пределах 1260–1170 млн лет (библиографию и анализ см. в [43]).

Граница среднего и верхнего рифея в типовых разре-

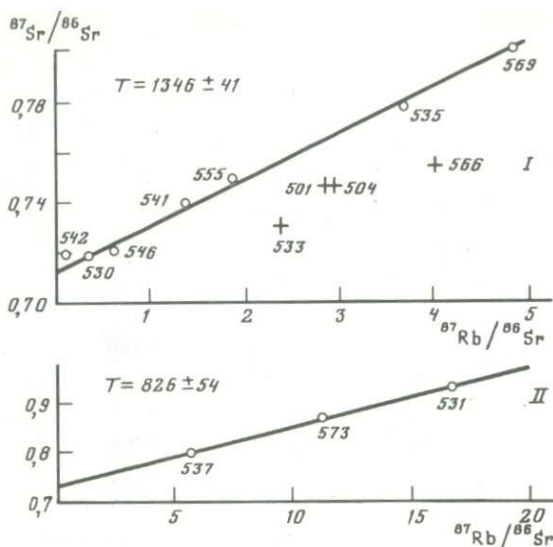


Рис. 3. Эволюционные диаграммы для минимально (I) и существенно (II) измененных эффузивов машакской свиты

○ 1 — $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7098 \pm 16$; II — $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,735 \pm 9$; номера проб соответствуют табл. 3

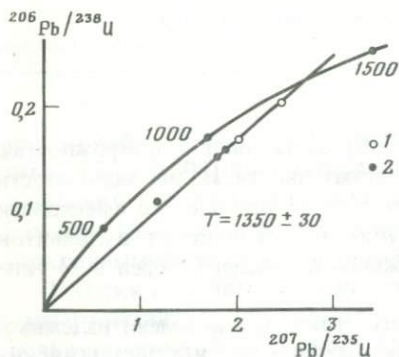


Рис. 4. Изохронная диаграмма для цирконов кувашской (1) и шатакской (2) полос развития машакской свиты

зах Урала проводится по несогласию между юрматинской и каратавской сериями и обычно рассматривается как важный историко-геологический рубеж, маркируемый внедрением габбро-диабазов, разрывом, а местами и угловым несогласием [47]. Составы строматолитов и органостенных микрофоссилий в названных сериях существенно различны, но палеонтологическая характеристика пограничных горизонтов серий отсутствует из-за состояния изученности микрофоссилий или развития неблагоприятных для строматолитов фаций [41, 46, 47]. Поэтому, строго говоря, палеонтологического обоснования границы среднего и верхнего рифея в уральском стратотипе пока нет.

Изотопно-геохронологические данные по рассматриваемой границе в стратотипе очень ограничены, а принятая ее датировка в 1000 ± 50 (или 1050 ± 50) млн лет весьма условна и нуждается в подкреплении. Сейчас она опирается на К-Аг определения валовых проб диабазов, α -Pb измерения обломочного циркона из базальных горизонтов каратавской серии и на ряд К-Аг датировок каратавских глауконитов, убывающий по значению вверх по разрезу.

Таблица 3. Rb-Sr датирование эффузивов машакской свиты [24]

Номер пробы	Группа пород	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
542	I	0,1282	0,7193
530	I	0,3166	0,7182
546	I	0,6233	0,7208
541	I	1,3958	0,7396
555	I	1,8922	0,7492
535	I	3,6771	0,7782
569	I	4,8216	0,8092
533	II	2,3937	0,7313
501	II	2,8752	0,7476
504	II	2,9229	0,7477
566	II	4,0281	0,7562

Примечание. Группы пород: I — наименее измененные, II — измененные.

Среди значительного количества датированных тел габбро-диабазов, имеющих K-Ar возраст около 1000–1100 млн лет, лишь два прорывают среднерифейские отложения, а прочие локализованы в более древних образованиях и не имеют контактов с верхним рифеем. Поэтому они, вопреки принятой практике [6, 47], не могут привлекаться к обоснованию возраста границы среднего и верхнего рифея. Два упомянутых тела имеют K-Ar возраст 1011 и 1110 млн лет [6, 47].

Для обломочных цирконов из зильмердакской свиты, начинающей собою каратавскую серию, получен довольно широкий спектр значений $\alpha\text{-Pb}$ возраста [20]. В настоящем контексте нас интересуют только минимальные из них. Они равны 1160 ± 120 , 1105 ± 135 и 1100 ± 100 млн лет.

В последовательном ряду глауконитов каратавской серии геологически наиболее древний глауконит указывается из верхней части зильмердакской свиты [7, 32], хотя его стратиграфическая привязка иногда [13] оспаривается. K-Ar возраст этого глауконита равен 972 млн лет, а неизменных разностей из вышележащих горизонтов каратавской серии — 938 (подинзерская свита), 896–853 (инзерская свита), 791–681 (нижнеминьярская подсвита) и 712–681 млн лет (верхнеминьярская подсвита) [7, 47].

В противоречие с приведенными данными о возрасте границы среднего и верхнего рифея приходят K-Ar датировки валовых проб габбро-диабазов, прорывающих в Волго-Уральской области чимшалинскую свиту и ее аналоги, которые по литостратиграфическим данным коррелируются с нижнекаратавскими отложениями [1, 42, 47]. Эти датировки лежат в пределах 1164–905 млн лет [6, 12, 47]. Таким образом, либо они, либо принятые корреляции нуждаются в уточнении.

Сибирские материалы, к сожалению, трудно привлечь к обоснованию изотопного возраста средне-верхнерифейской границы, так как у стратиграфов нет единого мнения о положении этой границы в Сибирских разрезах (анализ и библиографию см. в [14, 41–43]). Не вдаваясь в обсуждение существующих противоречий, отметим лишь два момента, имеющих прямое отношение к теме данной статьи: 1) предлагавшаяся в ряде публи-

Таблица 4. U-Pb возраст цирконов из пород машакской свиты (кувашская и шатакская полосы) [24]

Номер пробы	Содержание, %		Изотопный состав свинца, %		
	U	Pb	204	206	
<i>Кувашская зона</i>					
6	0,0191	0,0039	0,21	73,093	
7	0,0322	0,0081	0,108	72,310	
<i>Шатакская зона</i>					
8	0,0188	0,0034	0,055	76,057	
9	0,0199	0,0034	0,043	76,107	
9a	0,0264	0,0033	0,120	75,418	

Примечание. Поправка: $^{204}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb} = 1 : 16,45 : 15,50$.

каций датировка границы среднего и верхнего рифея в 950 ± 50 млн лет (например, [7, 39]), опирающаяся целиком на сибирские данные (сибирская модель границы [42]), относилась не к принятому ныне уровню ее проведения по разделу юрматинской и каратавской серий, а к заведомо более высокому уровню, определяемому сменой строматолитовых ассоциаций в верхней части лахандинской серии Учуро-Майского региона и ее аналогов в средне-сибирских разрезах; 2) в безусловно верхнерифейских отложениях Сибири имеется более двух десятков K-Ag определений возраста глауконита, значения которых для стратиграфически наиболее древних проб обычно не выходят за пределы 1010–890 млн лет (анализ и библиографию см. в [43]). Тем самым косвенно подтверждается принятая на основании уральских данных датировка границы среднего и верхнего рифея в 1000 ± 50 млн лет.

Следующая граница, предусмотренная стратиграфической шкалой докембрия СССР, разделяет верхний рифей и кудаш, понимаемые как подразделения равного ранга [16, 33]. В типовом уральском разрезе она проходит между миньярской и уксской свитами каратавской серии и определяется сменой строматолитовых ассоциаций.¹ Трудности межрегионального трассирования данной границы, масштаб определяющих ее изменений строматолитовых сообществ и малый стратиграфический объем кудаша объясняют то, что самостоятельность последнего нередко оспаривается и кудаш трактуют как верхнюю часть верхнего рифея [19, 40, 41, 43, 44, 52].

Надежных радиометрических данных о возрасте нижней границы кудаша не опубликовано. Известные в литературе K-Ag датировки глауконита из базальной части начинающей его типовой разрез уксской свиты лежат в пределах 658–606 млн лет и в какой-то мере омоложены, так как по значению смыкаются с полученными для стратиграфически более молодых толщ.

¹ Смена комплексов микрофолитов, привязывавшаяся ранее к нижней границе кудаша [33], как выяснилось, в типовом разрезе происходит несколько ниже по разрезу, в верхней части миньярской свиты [46].

Изотопный состав свинца, %		Возраст по отношениям, млн лет		
207	208	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$
<i>Кувашская зона</i>				
9,351	17,346	1344	1008	1118
7,728	19,853	1334	1210	1256
<i>Шатакская зона</i>				
7,365	16,523	1350	944	1070
7,289	16,561	1380	902	1050
7,778	16,683	1210	654	790

Поэтому в стратиграфической шкале докембрия СССР изотопный возраст рассматриваемой границы по решению пленума Межведомственного стратиграфического комитета СССР указан не был. Оценка этого возраста в 700 ± 25 млн лет [16, 33] или 690 ± 10 млн лет [65] опиралась на экстраполяцию данных, полученных K-Ag методом по глаукониту из вероятных стратиграфических аналогов криволукской серии, составляющей верхнюю часть типового разреза кудаша. К числу таких аналогов относятся устьчурочная свита Полодова кряжа и пачелмская свита Рязано-Саратовского прогиба [1]. Для устьчурочной свиты известные датировки глауконита лежат в пределах 648–674 млн лет, а для пачелмской серии (для ее базальной веденпинской свиты) – 635–747 млн лет [6, 7, 12, 47]. Вычисление среднеарифметического из этих значений для оценки изотопного возраста нижней границы кудаша [65] нельзя считать корректной процедурой.

Н и ж н я я г р а н и ц а в е н д а, определяющая собою верхнее ограничение рифея, проводится в основании нижнего горизонта тиллитов лапландского оледенения. Перспективы ее типизации на палеонтологической основе могут быть связаны, вероятно, лишь с микрофоссилиями, так как широко известная венд-эдиакарская ассоциация бесскелетных метазоа, определяющая собою лицо вендской биоты, появляется только в средней части венда [44, 45]. Стратотипической местностью для венда является западная часть Русской платформы, где и обосновывается его деление на нижний венд с тиллитами (вильчанская и волынская серии) и верхний венд с метазоа (валдайская серия).

Для стратотипических разрезов венда имеется весьма скромная радиометрическая информация. Но наличие в составе венда Русской платформы и обрамляющих ее прогибов хороших маркирующих уровней, а в верхней части и ряда местонахождений бесскелетных метазоа позволяют связать воедино все разрезы упомянутой территории [1, 3, 42, 53], расширив тем самым банк имеющихся данных, причастных к определению изотопного возраста рассматриваемого подразделения и его границ.

Главная часть изотопных датировок вендских отложений получена K-Ag

Таблица 5. Rb-Sr данные для пород Троицкого массива [28]

Номер пробы	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Номер пробы	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
342	0,9146	0,7108	394	1,7475	0,7180
399	0,9562	0,7113	351	1,8166	0,7190
366	1,1546	0,7130	362	1,8612	0,7192
376	1,4564	0,7154			

методом по глаукониту либо по валовым пробам осадочных и вулканогенных пород [7, 12, 47]. Долгое время именно эти определения и Rb-Sr изохронная датировка глинистых пород межтиллитовой толщи Северной Норвегии (формация Ниборг) служили основанием для оценки изотопного возраста границы рифея и венда примерно в 650 млн лет. Оставляя по методическим соображениям K-Ar данные по валовым пробам в стороне, отметим, что максимальные значения K-Ar возраста глауконитов из отложений, прямо налегающих на лапландские тиллиты, составляют 620–605 млн лет (623, 611, 607 млн лет из ильважской свиты Поллюдова кряжа, 609 ± 13 и 605 млн лет из бакеевской свиты Южного Урала [7, 47]). В то же время глауконит из толщ, непосредственно предшествующих названным тиллитам, имеет K-Ar возраст 647–606 млн лет (747–648 млн лет из устьчурочной свиты Поллюдова кряжа, 747–635 млн лет из веденяпинской свиты Рязано-Саратовского прогиба и 638–606 млн лет из укской свиты Южного Урала [6, 7, 12, 47]). Для глинистых пород формации Ниборг по валовым пробам получены две Rb-Sr изохроны – 666 ± 50 и 650 ± 25 млн лет (первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соответственно 0,7233 и 0,7200), обобщение которых приводит к возрасту 654 ± 23 млн лет [68]. Наличие двух изохрон свидетельствует о неполной изотопной гомогенизации Sr в датированном материале.

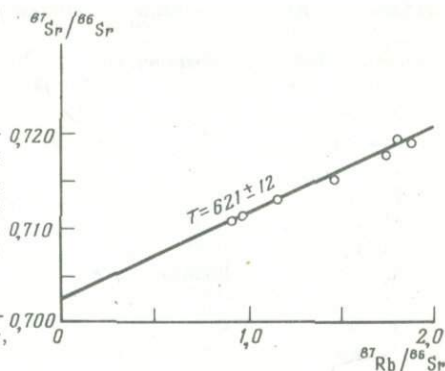
Более надежные радиометрические данные относятся к лежащим выше горизонтам венда. Это изохронные Rb-Sr датировки пород Троицкого массива Среднего Урала и глинистых минералов устьпинезской свиты Зимнего Берега Белого моря.

Троицкий массив прорывает отложения тиллитоносной серебрянской серии нижнего венда, локализуясь в двух ее нижних свитах; по некоторым петрологическим данным, он комагматичен вулканитам третьей (койвинской) свиты упомянутой серии [28]. Соотношения массива с сълвицкой серией верхнего венда, охарактеризованной отпечатками бесскелетных метазоа, не закартированы, но эта серия в своем основании содержит гальку щелочных гранитоидов, по петрографическим данным сопоставимым с троицкими. Последние представлены щелочными граносиенитами однородными по минеральному и химическому составу. На основании оптико-петрографических и петрохимических данных А.А. Краснобаевым и его соавторами [28] были отобраны наименее измененные разности граносиенитов для изохронного Rb-Sr датирования. Полученное значение 621 ± 12 млн лет (при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7026 \pm 0,0003$) может интерпретироваться как определяющее минимальный возрастной предел нижнего венда (табл. 5, рис. 5).

Устьпинезская свита Беломорья принадлежит валдайской серии (нижне-

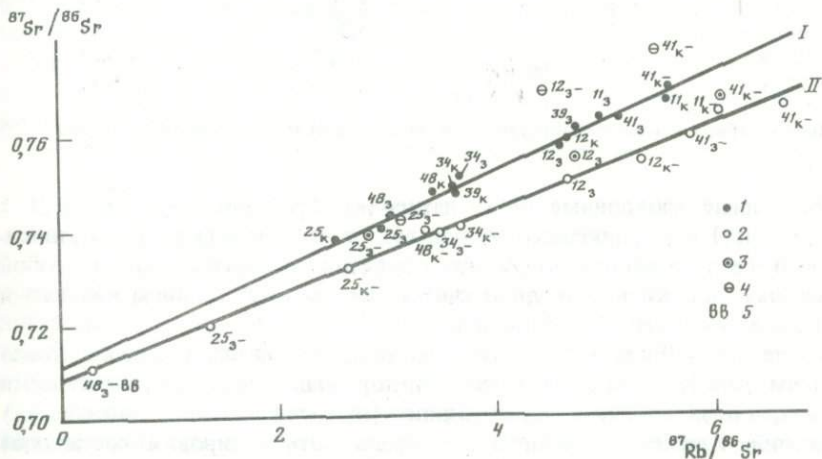
Р и с. 5. Эволюционная диаграмма для граносиенитов Троицкого массива

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7026 \pm 3$$



Р и с. 6. Эволюционная диаграмма глинистых минералов устьпинежской свиты

1 — валовые пробы красных (к) и зеленых (з) глин; 2—4 — размерные фракции глинистых минералов: 2 — менее 1 мкм, 3 — 1—10 мкм, 4 — более 10 мкм, 5 — водная вытяжка; I — по породе в целом: $T = 732 \pm 39$ млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7110 \pm 30$; II — по фракции $< 0,001$ мм и ВВ: $T = 627 \pm 15$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7091 \pm 9$



му редкинскому ее горизонту) и заключает богатейший комплекс бескелетных метазоа [45]. Для определения изохронного Rb-Sr возраста была отобрана фракция менее 1 мкм, которая по рентгенографическим данным представляет собою практически чистую хлорит-иллитовую ассоциацию [27]. Существенно, что соотношения К и Na, а также Rb и Sr сохраняют свою индивидуальность в соседствующих слоях разноокрашенных глин, свидетельствуя о сохранении общей картины распределения этих элементов от очень ранних этапов жизни осадка — породы. Изохрона, рассчитанная для фракции менее 1 мкм и водной вытяжки, отвечает возрасту 627 ± 15 млн лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7091 \pm 0,0009$ (табл. 6, рис. 6). Характерно, что точки анализов более крупных фракций (1—10 мкм, > 10 мкм) тех же образцов расположились нелинейно выше изохроны, демонстрируя наличие унаследованного радиогенного Sr, а точки валовых проб вытянулись вдоль линии смешивания [27]. Формальное вычисление угла наклона последней приводит к "возрасту" 732 ± 39 млн лет [26]. Минеральный состав фракции < 1 мкм, величина полученного первичного отношения и характер распределения точек на эволюционной диаграмме позволяют думать, что возраст 627 ± 15 млн лет отвечает очень раннему событию в жизни устьпинежских осадков (ранний диагенез).

Таблица 6. Rb-Sr датирование глинистой фракции пород валдайской серии [27]

Номер пробы*	Фракция, мкм	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
25-зел.	1-10	2,8244	0,7389
25-зел.	>10	3,0875	0,7426
12-зел.	1-10	4,7087	0,7562
12-зел.	≥10	4,4211	0,7699
41-кр.	1-10	6,0286	0,7685
41-кр.	>10	5,4419	0,7774
48-зел.	Водная вытяжка	0,3007	0,7122
48-кр.	<1	3,3579	0,7417
25-зел.	<1	1,3481	0,7203
25-кр.	<1	2,6303	0,7320
12-зел.	<1	4,6209	0,7562
12-кр.	<1	5,3213	0,7555
41-зел.	<1	5,7744	0,7603
41-кр.	<1	6,5125	0,7665
11-кр.	<1	6,0112	0,7651

*Пробы отбирались из соседствующих зеленых (зел.) и красных (кр.) слоев.

Полученные изохронные Rb-Sr датировки Троицкого массива (621 ± 12 млн лет) и устьпинежских пород (627 ± 15 млн лет) с учетом относительного геологического положения объектов согласуются между собой в пределах ошибки и позволяют считать, что возраст границы нижнего и верхнего венда равен 625 ± 51 млн лет.

Вместе с тем Rb-Sr возраст устьпинежских пород оказывается значительно большим, чем K-Ag датировки глауконитов, выделенных из геологически одновозрастных или чуть более древних (нижневалдайских, редкинских) отложений Русской платформы и Урала. Эти датировки составляют 584 млн лет в устьпинежской свите, 595–591 млн лет в редкинской свите скважины Калуга-3, 584 млн лет в капровской свите Волго-Уральской области, 582–569 млн лет в урюкской свите Южного Урала, 577 и 550 млн лет в ярышевской и нагорянской свитах Приднестровья [12, 47]. Для Сибирских эквивалентов венда, выделяемых под названием юдомского комплекса, или юдомия, имеющиеся K-Ag датировки глауконитов варьируют от 657–600 млн лет из нижних горизонтов до 600–575 млн лет из верхних. Все сказанное позволяет думать, что возраст нижней границы венда близок к 650 ± 20 млн лет, но для более уверенного его определения требуется привлечение большего количества методически надежных данных по нижневендским и верхнерифейским (кудашским) отложениям.

Верхнее ограничение венда — нижняя граница кембрия — определяется и типизируется на классическом палеозоологическом принципе. С этой точки зрения она не отличается от всех прочих границ фанерозойской стратиграфической шкалы. Относящиеся к ней разногласия био-стратиграфов касаются не принципов проведения и даже не палеонтологического ее обоснования — уже давно практически всеми специалистами принято, что данную границу следует проводить по появлению первого зонального комплекса скелетных ископаемых (по подошве полного томмотско-

го яруса). Эти разногласия относятся лишь к процедурным вопросам — выбору конкретного разреза (стратотипа) и определенного уровня в этом разрезе, который максимально соответствовал бы принятым критериям обоснования. Поэтому существующие сейчас резкие расхождения в оценке изотопного возраста нижней границы кембрия (615 ± 10 –530 млн лет) нельзя отнести за счет стратиграфических неточностей, ошибок в корреляции или диахронности первых раннетоммотских зональных комплексов фауны. Эти расхождения связаны с использованием очень пестрых в методическом отношении изотопных данных, а в ряде случаев — и с отсутствием палеонтологических сведений о точном стратиграфическом положении датированных объектов. Последнее в полной мере относится к интрузивным образованиям, изотопные датировки которых послужили основой для резкого “омоложения” границы докембрия и кембрия до 530 млн лет [66, 67]. Оставляя подробный анализ материала до специальной статьи, здесь отметим, что советские геохронометрические данные по пограничным отложениям венда и кембрия также весьма противоречивы. Без дополнительных тщательных исследований изотопный возраст границы докембрия и кембрия сколько-нибудь уверенно установить нельзя.

ВЫВОДЫ

Изложенное выше позволяет сделать следующие выводы.

1. Геохронологическая (геохронометрическая) шкала докембрия по принципам построения и по содержанию должна соответствовать геохронологической шкале фанерозоя. Роль изотопной геохронологии в создании такой шкалы сводится к определению возраста границ ранее созданной стратиграфической (хроностратиграфической) шкалы.

2. Каждая изотопная датировка, применяемая для построения шкалы, должна быть максимально корректной, основанной на тонком геологическом, минералогическом и химическом познании датируемого вещества и на прецизионных изотопных измерениях. Проблема создания надежной геохронологической шкалы решается не количеством полученных датировок, а их методическим уровнем.

3. Фактическая основа различных частей сегодняшней геохронологической шкалы верхнего протерозоя (рифей и венда) СССР очень неравноценна. По геолого-геохронологической обоснованности резко выделяется изотопная датировка границы нижнего и среднего рифей, которая является реперной. Современная оценка изотопного возраста нижней границы рифей (границы нижнего и верхнего протерозоя) опирается на интерполяцию между датировками территориально разобщенных и геохронологически очень неравноценно изученных образований и потому не может считаться окончательной. Существенные новые данные получены о возрасте границы нижнего и верхнего венда, но принятое значение еще нуждается в подкреплении, поскольку доверхневендское стратиграфическое положение Троицкого массива доказано не строго. Что же касается границ между средним и верхним рифеем и между верхним рифеем и вендом, то их изотопно-геохронологическое обоснование не отвечает современным требованиям как по надежности использованных для такого обоснования геохронометров, так и по изученности вещества последних.

4. Первоочередными задачами в уточнении и расширении фактической основы существующего сейчас варианта геохронологической шкалы рифея и венда СССР являются: углубленное изучение вещества используемых геохронометров, широкое применение Rb-Sr изохронного датирования глинистых минералов, поиск критериев надежности изотопных датировок глауконита, поиск магматических образований, приуроченных к границам верхнего рифея и доступных датированию комплексом методов, а также детальное геолого-геохронологическое изучение позднекарельских и раннерифейских образований в единых разрезах и прежде всего в уральском стратотипе и учуро-майском гипостратотипе рифея. Выполнить эти задачи можно только в результате совместных целенаправленных усилий геологов, стратиграфов, литологов и геохронологов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аksenov E.M., Keller B.M., Sokolov B.C. Общая схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978, № 12. С. 17–34.
2. Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Боровиков Л.И. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР с учетом зарубежных данных // Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С. 287–324.
3. Беккер Ю.Р. Основные проблемы стратиграфии докембрия Русской платформы и ее складчатого обрамления // Сов. геология, 1972. № 5. С. 13–23.
4. Боровиков Л.И., Спизарский Т.Н. Принципы расчленения и корреляции докембрия // Геология и геофизика. 1965. № 1. С. 18–25.
5. Гамалея Ю.Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 2. С. 35–40.
6. Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 260 с.
7. Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд) // Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. 455 с.
8. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. 192 с.
9. Горохов И.М., Баршавская Э.С., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н. Влияние слабого метаморфизма на Rb-Sr системы в осадочных и вулканогенных породах // Литология и полез. ископаемые, 1982. № 5. С. 81–91.
10. Казаков Г.А., Кнорре К.Г. Геохронология верхнего докембрия Учуро-Майского района Сибирской платформы // Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973. С. 192–205.
11. Казаков Г.А., Кнорре К.Г., Стриов В.П. Абсолютный возраст докембрийских осадочных толщ западного обрамления Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханское и Чадобекское поднятия) // Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М.: Наука, 1966. С. 125–130.
12. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами: Русская платформа (кристаллический фундамент и вулканогенно-осадочный покров). Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 398 с.
13. Келлер Б.М. Об одной геохронологической дате типового разреза рифея Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 9. С. 64–65.
14. Келлер Б.М. Рифей и его место в единой стратиграфической шкале докембрия // Сов. геология. 1973. № 6. С. 3–17.
15. Келлер Б.М., Красилова И.Н., Оноприенко В.И., Хильтова В.Я. Геохронологическая шкала и принципы ее построения // Итоги науки и техники. Т. 11. Общая геология. М.: ВИНТИ, 1980. 103 с.
16. Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. и др. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11. С. 16–21.

17. Келлер Б.М., Полевая Н.И., Семихатов М.А. Поздний докембрий // Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. Л.: Наука, 1973. С. 307–322.
18. Келлер Б.М., Семихатов М.А. Опорные разрезы рифея материков // Итоги науки: Стратиграфия, палеонтология. М.: ВИНТИ, 1968. С. 5–108.
19. Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Типовые разрезы верхней эратемы протерозоя // Геология докембрия. 27-й МКГ, Секция С.05: Докл. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 56–76.
20. Краснобаев А.А. Морфологические особенности и альфа-свинцовый возраст цирконов из различных геологических образований Урала // Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М.: Наука, 1966. С. 140–152.
21. Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Степанов А.И. и др. Геохронология Бердяшского массива // Изотопная геохронология докембрия: Тез. докл. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1979. С. 7–8.
22. Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Степанов А.И. и др. Возраст эффузивов машакской свиты и проблема радиологической границы нижний–средний рифей // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования: Тез. докл. Киев: Наук. думка, 1982. С. 35–36.
23. Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Степанов А.И., Ронкин Ю.Л. и др. Геохронология и генезис Бердяшского массива (Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 3. С. 3–23.
24. Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Степанов А.И. и др. Возраст эффузивов машакской свиты и проблема радиологической границы нижний-средний рифей // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985. С. 162–175.
25. Краснобаев А.А., Вилисов В.А., Трянова М.В. Гетерогенность аксессуарных цирконов в радиологических исследованиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 10. С. 118–124.
26. Краснобаев А.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Мезенцев В.И. Rb-Sr датирование вендских отложений // Изотопная геохронология докембрия: Тез. докл. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1979. С. 78–79.
27. Краснобаев А.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Рубидий-стронцевое датирование глинистых осадков // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 125–138.
28. Краснобаев А.А., Степанов А.И., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Возраст гранитоидов Троицкого массива и верхняя радиологическая граница докембрия Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 128–131.
29. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Степанов А.И. и др. Петрология и рубидий-стронциевая геохронология Бердяшского массива рапакиви (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 21–38.
30. Лебедев Ю.Н. О колебаниях содержания K_2O и ^{40}Ag во фракционированных глауконитах докембрия // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев: Наук. думка, 1982. С. 46–47.
31. Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978. 198 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 312).
32. Раабен М.Е. Еще раз об одной геохронологической дате уральского типового разреза рифея // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 1. С. 141–143.
33. Решение Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. С. 147–153.
34. Решение Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Верхний протерозой и нижний палеозой: (Объяснительная зап. к региональным стратиграф. схемам, утвержденным Межвед. стратигр. ком. СССР) Новосибирск, 1983. 215 с.
35. Ротарь А.Ф. Строение и рудоносность машакской свиты рифея на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 53–62.
36. Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Машакская свита рифея района хребта Большой Шатак // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 4. С. 119–124.
37. Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия: Периодизация докембрия материков Северного полушария и основные черты раннего этапа геологической эволюции. Л.: Недра, 1973. 310 с.

38. Салон Л.И., Мурина Г.А. Возраст Бердяшского плутона рапакиви и проблема геохронологических границ нижнего рифея//Сов. геология, 1970. № 6. С. 15–27.
39. Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 256).
40. Семихатов М.А. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР: анализ и уроки//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 11. С. 5–22.
41. Семихатов М.А. Строматолиты в стратиграфии докембрия: анализ'84//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 4. С. 3–24.
42. Семихатов М.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р. и др. Расчленение и корреляция рифея СССР//Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 6–42.
43. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 367).
44. Соколов Б.С. Венд: принципы обособления, границы и место в шкале//Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 43–61.
45. Соколов Б.С. Вендская система: положение в стратиграфической шкале//Стратиграфия: 27-й МКК. М.: Наука, 1984. С. 111–127.
46. Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. 176 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 368).
47. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).
48. Тугаринов А.И., Бибикина Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 132 с.
49. Тугаринов А.И., Бибикина Е.В., Краснобаев А.А., Макаров В.А. Геохронология Уральского докембрия//Геохимия. 1970. № 4. с. 501–509.
50. Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1966. 387 с.
51. Тугаринов А.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. К геохронологии юга Сибирской платформы//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 1. с. 21–36.
52. Хоментовский В.В. Состояние стратиграфической основы позднего докембрия Средней Сибири//Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СОАН СССР, 1980. С. 3–11.
53. Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений). М.: Наука, 1978, 202 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 308).
54. Шергина Ю.П., Ларин А.М., Чухонин А.П. и др. Возраст Салминского массива гранитов рапакиви и связанного оруденения//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 12. С. 64–76.
55. Dunn P.R., Plumb K.A., Roberts H.G. A proposal for time-stratigraphic classification of the Australian Precambrian//Geol. Soc. Austral. J. 1966. Vol. 13, N 2. P. 593–608.
56. Goldich S.S. Geochronology of the Lake Superior region//Canad. J. Earth Sci. 1968. Vol. 5, N 3. P. 715–724.
57. Gorbatshev R. The Precambrian development of Southern Sweden//Geol. fören. Stockholm förhandl. 1980. Bd. 102, N 2. S. 129–136.
58. Harland W.B. The two geological time scales//Nature. 1975. Vol. 253, N 5492. P. 505–507.
59. Harland W.B., Cox A.V., Llewellyn P.G. et al. A geologic time scale. Cambridge: Univ. press, 1982. 131 p.
60. Harrison J.E., Peterman Z.E. North American commission on stratigraphic nomenclature. Note 52 – A preliminary proposal for a chromometric time scale for the Precambrian of the United States and Mexico//Bull. Geol. Soc. Amer. 1980. Vol. 91, pt. 1. P. 377–380.
61. Harrison J.E., Peterman Z.E. North American commission on stratigraphic nomenclature. Rep. 9. Adoption of geochronometric units for division of Precambrian time//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66, N 6. P. 801–804.
62. Hedberg H.D. Basis for chronostratigraphic classification of the Precambrian//Precamb. Res. 1974. Vol. 1, N 3. P. 165–177.
63. James H.L. North American commission on stratigraphic nomenclature. Note 40. Subdivision of the Precambrian: An internal scheme to be used by the United States Geological Survey//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1972. Vol. 56. P. 1128–1133.

64. James H.L. Subdivision of the Precambrian — a brief review and a report on recent decisions by the Subcommission on Precambrian stratigraphy//Precamb. Res. 1978. Vol. 7, N 3. P. 193—204.
65. Keller B.M., Krasnobaev A.A. Late Precambrian geochronology of the European USSR//Geol. Mag. 1983. Vol. 120, N 4. P. 381—389.
66. Numerical dating in stratigraphy. Pt. I, II/Ed. G.S. Odin, Wiley, 1982. 104 p.
67. Odin G.S., Gale N.H., Auvray B. et al. Numerical dating of the Precambrian-Cambrian boundary//Nature. 1983. Vol. 301. P. 21—23.
68. Pringle J.R. Rb-Sr age determinations on shales associated with the Waranger ice age//Geol. Mag. 1973. Vol. 109, N 6, P. 465—472.
69. Sims P.K. Subdivision of the Proterozoic and Archean eons: recommendations and suggestions by the International subcommission on Precambrian stratigraphy//Geotimes. 1979. Vol. 24, N 12. P. 15.
70. Stockwell C.H. Structural provinces, orogenesis and time classification of rocks of the Canadian Shield//Geol. Surv. Canad. Pap. 1961. Pap. 61—17. P. 108—118.
71. Stockwell C.H. Proposal for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield. Pt. I. A time classification of Precambrian rocks and events//Jbid 1982. Pap. 80—12. P. 135—140.
72. Trendall A.F. Towards rationalism in Precambrian stratigraphy//Geol. Soc. Austral. J. 1966. Vol. 13. P. 517—552.
73. Vaasjoki M. Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland, their age and lead isotopic composition of certain associated galena mineralisations//Bull. Geol. Surv. Finl. 1977. Vol. 294. P. 64—68.
74. Welin E., Blomquist G., Parwell A. Rb-Sr whole rock age data on some Swedish Precambrian rocks//Geol. foren. Stockholm förhandl. 1966. Bd. 88, N 524. S. 19—28.
75. Welin E., Lundqvist T. New Rb-Sr age data from the Sub-Jotnian volcanics (Dala porphyries) in the Los-Hamra region, Central Sweden//Jbid 1970. Bd. 92, N 1 S. 35—39.
76. Welin E., Gorbatshev R., Kähr A.-M. Zircon dating of polymetamorphic rocks in Southwestern Sweden//Sver. geol. unders. C. 1982. N 797. S. 34—42.

УДК 551.7

И.В. НИКОЛАЕВА, И.А. ЗАГРУЗИНА, Г.А. МУРИНА

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ ФАНОРОЗОЯ

Со времени появления первой геохронологической шкалы А. Холмова проблема геохронометрии постоянно привлекает внимание исследователей, что находит отражение в нескольких десятках публикаций полных и частичных вариантов шкалы. Эти варианты возникли по мере накопления новых датировок, развития методов и совершенствования методик изотопного датирования, расширения перечня датируемых объектов, уточнения констант распада радиоактивных элементов, совершенствования интерпретации изотопных данных и корреляции различных геологических событий (этапов развития жизни, седиментации, вулканизма, интрузивной деятельности, изменений в ориентировке магнитных полюсов Земли и др.). В последние годы много усилий исследователей направлено на сравнительное изучение возможностей абсолютного и относительного датирования. Осадочные и вулканогенно-осадочные отложения для решения поставленной задачи можно считать уникальными. В самом деле, в осадочной оболочке Земли можно найти многочисленные примеры совместного нахождения объектов как для относительного (остатки однотипных животных и растительных организмов), так и абсолютного датирования (однотипные вмещающие породы и минералы). В современных геохронологических

Таблица 1. Геохронологическая шкала фанерозоя (без плиоцена)

Периоды (системы)	Эпохи (отделы)	Афанасьев, Зыков, 1975	Одэн, 1982	Харленд и др., 1985
<i>Нижняя граница, млн. лет</i>				
Неоген	Миоцен	26,0	23	24,6
Палеоген	Олигоцен	37,0	34	38,0
	Эоцен	58,0	53	54,9
	Палеоцен	66,0	65	65
Меловой	Позднемеловая	100	95	97,5
	Раннемеловая	132	130	144
Юрский	Позднеюрская	153	150	163
	Среднеюрская	168	178	188
	Раннеюрская	185	204	213
Триасовый	Позднетриасовая	210	229	231
	Среднетриасовая	220	239	243
	Раннетриасовая	235	243	248
Пермский	Позднепермская	255		258
	Раннепермская	280	290	286
Карбоновый	Позднекарбоновая	300	320	320
	Среднекарбоновая	320		
	Раннекарбоновая	345	360	360
Девонский	Позндевонский	360		374
	Среднедевонский	376		387
	Раннедевонский	400	400	408
Силурийский	Позднесилурийский	(415)		421
	Раннесилурийский	435	418	438
Ордовикский	Позднеордовикский	450		458
	Среднеордовикский	(475)		478
	Раннеордовикский	490	495	505
Кембрийский	Позднекембрийский	515		523
	Среднекембрийский	545		540
	Раннекембрийский	570	530	590

шкалах обосновывается датирование этапов развития организмов, соответствующих векам, т.е. в объеме биостратиграфических ярусов [3, 41, 48, 62]. Несмотря на обилие информации, единого мнения о геохронометрической оценке рубежей фанерозоя, как и о принципах обоснования реперных точек, в настоящее время не существует (табл. 1), поэтому проблема геохронологической шкалы не потеряла своей актуальности и в настоящее время. Следует отметить, что в последние 10 лет целенаправленная доработка шкалы интенсивно проводилась зарубежными исследователями в рамках международного проекта геологической корреляции (МПК-133). Основное внимание было уделено стратифицированным образованиям — осадочным (глауконит, иллит), вулканогенно-осадочным (туфы, туффиты, бентониты), а также вулканитам. Данные по интрузивным, метаморфическим и метасоматическим образованиям для обоснования геохронологической шкалы практически не используются как из-за недостаточной

ясности биостратиграфической позиции объектов, так и вследствие большого разброса их изотопных датировок. В отмеченном проекте, который предусматривал обширную программу работ по обоснованию геохронологической шкалы фанерозоя, наши отечественные лаборатории, насколько известно, не принимали участия. И после 1964 г. в нашей стране целенаправленных систематических работ по дальнейшему уточнению геохронологической шкалы фанерозоя [2] практически не велось. Можно отметить лишь ее небольшую доработку в процессе пересмотра. Так, А.И. Жамойда [8] провел тщательный анализ биостратиграфического обоснования точек геохронологической шкалы и выявил наиболее надежные из них, которые стали рассматриваться как реперные (или опорные). В дальнейшем датировки были пересчитаны Г.Д. Афанасьевым и С.И. Зыковым [3] на новые константы. Как дополнительные реперные датировки к шкале 1964 г. этими авторами были привлечены немногочисленные данные, полученные для глауконитов нижнего и верхнего мела Северного Кавказа [45]. Кроме того, были использованы данные, полученные для интрузивных комплексов в Центральном Казахстане, относимые к девону и ордовику. При уточнении шкалы практически не обсуждались данные, полученные во ВСЕГЕИ для большого количества разновозрастных глауконитов, опубликованные Н.И. Полевой с соавторами [33], для стратотипических и палеонтологических, хорошо охарактеризованных разрезов отложений от палеогена до кембрия на территории Русской платформы и Крыма. Для большинства глауконитов был проведен минералогический анализ (рентгеновский, химический, термический, оптический), но, к сожалению, эти данные совсем не использовались при интерпретации радиологических данных.

В нашей стране интенсивно развивались биостратиграфические исследования, завершившиеся разработкой и публикацией новых унифицированных биостратиграфических схем фанерозоя (и позднего докембрия) практически по всем регионам нашей страны и внесшие существенный вклад в разработку международной биостратиграфической схемы фанерозоя.

В ИГГГ СО АН СССР велось изучение минералогии и литологии глауконитоносных отложений и изотопного возраста глауконита группой И.В. Николаевой в рамках проблемы "Эволюция обстановок осадконакопления в истории Земли", руководимой академиком А.Л. Яншиным.

Все это дает авторам основание пересмотреть датировки рубежей фанерозоя на современном уровне. Задачей настоящей работы является комплексное обоснование опорных точек используемых для датирования биостратиграфических рубежей фанерозоя. Материал для датирования собирался в разное время, поэтому при подготовке рукописи при содействии А.И. Жамойды и К.О. Ростовцева был проведен пересмотр биостратиграфического положения датированных точек в соответствии с новыми унифицированными стратиграфическими схемами. В этой работе приняли участие ведущие специалисты-палеонтологи А.А. Атабекян, Т.Н. Богданова, З.И. Глезер, И.Т. Журавлева, В.А. Захаров, С.В. Лобачева, Л.Е. Попов. Всем названным товарищам авторы выражают глубокую признательность. Анализ датировок с геологических и минералого-петрографических позиций глауконита проведен авторами совместно по методикам, разработанным ранее И.В. Николаевой [20, 23, 26, 27]. Полнота обоснования

точек различна, что обусловлено как объективными возможностями геологических данных, так и тем, что исследователи не работали по единой программе. Рассматривая материал, авторы старались показать уже решенные задачи, выявить современные проблемы геохронологических рубежей фанерозоя и наметить пути дальнейшего их исследования.

ОСНОВНЫЕ ПРИЧИНЫ РАЗЛИЧИЙ ЧИСЛЕННЫХ ОЦЕНОК БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РУБЕЖЕЙ ПО ИЗОТОПНОМУ ВОЗРАСТУ ГЛАУКОНИТА

Анализ опубликованных изотопно-геохронологических шкал фанерозоя показывает, что в настоящее время основные противоречия в численной оценке биостратиграфических рубежей вызваны тремя причинами. Первая — широкий разброс, превышающий точность анализа в среднем на порядок, изотопных датировок отложений, отвечающих узкому биостратиграфическому подразделению, например ярусу или зоне. Результатом этого является частичное или полное совпадение цифровых пределов возраста двух, трех и более смежных биостратиграфических ярусов. Вторая причина разногласий — разные способы отбраковки данных, предлагаемых в качестве опорных точек для геохронологической шкалы. Третья причина — некоторая неоднозначность биостратиграфических границ и корреляций, проводимых на основании находок остатков бентосных организмов. Последняя может стать предметом отдельного рассмотрения и в данной работе практически не затрагивается.

Основное внимание при обсуждении изотопных данных будет уделено калий-аргоновой системе, поскольку рубидий-стронциевая система осадочных отложений изучена недостаточно.

Расхождение датировок отложений в пределах яруса, насколько известно в настоящее время, может быть обусловлено как аналитическими погрешностями, так и неоднородностью датируемого материала, например глауконита, неоднородностью природной или искусственной, ведущей к частичной потере радиогенного аргона. Последняя чаще всего связана с этапом выделения глауконита из пробы: кислотной и ультразвуковой обработкой, делением в тяжелых, содержащих калий жидкостях, термической обработкой при температуре, превышающей 160° С, истиранием в сухом виде и др. Аналитические погрешности могут быть обусловлены недостаточной десорбцией воздушного аргона, выбросом материала в результате быстрого повышения температуры в реакторе и др. Эти погрешности выявляются при повторных анализах и, таким образом, могут быть исключены. По мнению Одэна [62], некоторые лаборатории в шестидесятых годах давали результаты определений возраста с систематическими ошибками. Однако, поскольку выделение глауконита из пород для более поздних анализов, выполненных Одэном, было проведено с помощью ультразвуковой обработки, а в более ранних — без нее, постольку вопрос о несовпадении датировок по одним и тем же образцам не может быть решен однозначно. Известно, что потеря аргона и, следовательно, омоложение возраста при ультразвуковой обработке глауконита не исключается, что отмечается и в работе [62], поэтому ошибочными могут оказаться не более ранние, а более поздние определения возраста. Очевидно, что

в дальнейшем для получения сопоставимых данных методику выделения глауконита из породы необходимо стандартизировать. В настоящее время мы склонны принять, что аналитическая погрешность отвечает точности анализа как в более ранних, так и в современных работах, если глауконит не подвергался обработке, ведущей к потере радиогенного аргона. Такого же мнения придерживаются большинство исследователей [48, 41].

Проанализируем природу неоднородности глауконита, обуславливающую разброс датировок в пробах, полученных из практически разновозрастных осадочных отложений.

Опыт геохронологических исследований показывает, что удревнение датировок обусловлено присутствием глауконита, переотложенного из древних отложений, а также включениями терригенных калийсодержащих минералов, а омоложение возраста — потерей радиогенного аргона в результате гипергенных и катагенных преобразований глауконитсодержащих зерен. Чтобы уверенно отличать измененные и переотложенные разновидности зерен глауконита от зерен глауконита аутигенного неизмененного, необходимо сформулировать представления о происхождении глауконита.

Существуют два представления о генезисе глауконита: диагенетическом (синтетическом) и трансформационном. Зарубежные исследователи в последние 20 лет наиболее широко развивают представления о трансформации "гранулярного субстрата" (копролиты, терригенно-глинистый материал, карбонатные зерна) в монтмориллонит, а последнего — в смешанно-слоистые глауконит-монтмориллонитовые минералы и глауконит со структурой слюды 1 М [47, 60, 64 и др.]. Зерна смешаннослоистого минерала рассматриваются как "незрелый глауконит с открытой структурой", зерна собственно глауконита со структурой слюды считаются "зрелым глауконитом с закрытой структурой" [57, 64]. Незрелый глауконит может: а) содержать терригенный (нетрансформированный) материал с унаследованным аргоном и давать удревненный возраст; б) сорбировать калий на любой стадии преобразования осадка и пород, показывая омоложенный возраст. Выветривание глауконита ("окисление") эти авторы распознают визуально по побурению зерен глауконита и указывают, что выветрелые глаукониты могут давать как омоложенный, так и нормальный возраст. Переотложенные зерна распознаются по округлой форме, низкой (процент не указан) концентрации зерен в породе; длительно перемывавшиеся на месте своего образования зерна различаются по округлой форме. Отмечается, что при погружении глауконитсодержащих отложений на глубину 2000 м и более глауконит, особенно "незрелый", теряет радиогенный аргон и показывает омоложенный возраст.

Основываясь на этих теоретических представлениях, сторонники теории трансформации [62] предлагают следующие критерии оценки пригодности глауконита для изотопного датирования: высокие концентрации зерен глауконита в породе и высокое содержание в глауконите калия (K_2O 7–8%, иногда — 6–7%, последнее не поясняется); отсутствие выветрелых бурых зерен; глубина захоронения (погружения) не более 2000 м. Для контроля достоверности определения изотопного возраста рекомендуется использовать "зрелые" и "незрелые" типы зерен из одной пробы и, в случае совпадения датировок, брать цифру, полученную по глаукониту с более высоким содержанием калия. Ниже мы покажем, что от этих кри-

териев пригодности глауконита для изотопного датирования Одэн неоднократно отходит.

А теперь рассмотрим, насколько обоснованы теоретические представления Одэна в целом. Начнем с трансформации терригенно-глинистого субстрата. Для обоснования "трансформации" автор приводит рентгеновские данные о фазовом составе смеси глауконита с другими тонкодисперсными минералами и устанавливает, что глауконита тем больше, чем меньше других минералов. Однако этих данных недостаточно для доказательства трансформации, они необходимы и достаточны только для установления фазовой неоднородности вещества, состоящего из смеси минералов.

С позиций теории трансформации такой критерий достоверности возраста, как совпадение датировок, полученных по "зрелым" и "незрелым" глауконитам, не может рассматриваться однозначно, без дополнительного исследования. Поскольку "незрелый" глауконит может содержать примесь терригенного материала с унаследованным радиогенным аргоном, постольку совпадение датировок может свидетельствовать о каких-то нарушениях (или о переотложении) "зрелого" глауконита, приведших к удревнению его возраста. Предлагаемый критерий достоверности возраста по совпадению датировок разных фракций одной пробы может быть приемлем лишь в том случае, если эти фракции образуются однотипно и синхронно. Развивая теорию трансформации, Одэн неожиданно пишет, что глауконит, вероятно, образуется при росте кристаллов из ионов поровых растворов: "these are probably formed by crystal growth from ions from pore fluids" [62, с. 287]. Это уже диагенетический процесс в чистом виде. Однако дальше такого утверждения автор не идет и никаких выводов из этого не делает; не рассматривается им и механизм перехода "незрелого" глауконита в "зрелый". Таким образом, принимая теорию трансформации, Одэн фактически не опровергает, а принимает и диагностическое образование глауконита (диагенетическое в понимании нашей отечественной школы литологов, основы которого заложены в работах Н.М. Страхова).

Для датирования процесса седиментации необходимо выбирать аутигенный глауконит. Одэн [62, 66] считает, что аутигенный глауконит отличается от аллотигенного концентрациями зерен: высокой — в первом случае и низкой — во втором. Автор не поясняет, как он приходит к такому выводу с позиций развиваемой им теории трансформации. С позиций теории диагенетического происхождения терригенный глауконит распознается по тем же критериям — предельно низким (не более 1–2%) концентрациям [27], однако самые высокие концентрации (близкие 80–100%) отмечаются для реликтовых глауконитов, перемытых на месте своего образования [42, 20, 23, 27]. Обогащенные глауконитом породы — глауконититы — накапливались при перемыве осадков и перерывах в осадконакоплении локальных и региональных. Локальные перерывы в осадконакоплении приурочены к разрезам рецессионного типа [19]; региональные перерывы устанавливаются в кровле регрессивно наложенных или в основании трансгрессивно наложенных осадочных отложений. Обогащенные глауконитом породы характеризуются значительной неоднородностью минерального и химического состава глауконитсодержащих зерен, что подтверждено многочисленными данными [5, 23, 26, 43].

Высокие концентрации глауконита всегда привлекали внимание исследователей.

дователей, в том числе геохронологов, однако их природная неоднородность создает неопределенность в интерпретации минералогических и изотопно-геохимических данных. Неоднородность минерального и химического состава таких глауконитсодержащих зерен может быть связана как со смешением глауконитов разных типов в результате миграции фаций, так и с процессами изменения глауконита при конседиментационном перемыве. Необходим тщательный литологический анализ глауконитоносных отложений, чтобы определить, в каких осадках образовался глауконит и когда — до перерыва в осадконакоплении или после перерыва. Выяснение этого вопроса имеет важное значение еще и потому, что существует мнение многочисленных исследователей о большой длительности перерывов в осадконакоплении, нередко превышающей длительность самого процесса осадконакопления (применительно к современной геохронологической шкале фанерозоя — осадконакопления в пределах яруса). Такой анализ разрезов осадочных отложений этими авторами не проводился, поэтому у них остались нерешенными ряд вопросов в геологии глауконита: 1) аутигенность глауконита, связь его образования с осадками и роль перемыва в его концентрировании; 2) изменения зерен глауконита, произошедшие при перемыве осадков. Нерешенность авторами теории трансформации, вопроса о роли перерывов и перемывов осадков в процессах изменения глауконита не дает возможности решить и другой вопрос — о влиянии глубины погружения глауконита под толщу отложений на сохранность радиогенного аргона в структуре минерала. Все сказанное не позволяет нам принять рекомендуемый в теории трансформации признак — высокая концентрация зерен глауконита как критерий аутигенности.

Одэн [65] приводит интересный обзор геологических данных разных авторов о потере глауконитом радиогенного аргона при погружении вмещающих его отложений под толщу пород: на глубину 2000 м [65], 1750 м [63], 3700 м [51], 10500 м [53]. Следует отметить, что большинство этих данных резко расходится с экспериментальными данными исследователей, оценивающих критическую глубину статической нагрузки в 10 000 м, а стрессовой — в 5000 м [1]. Проанализируем эти данные. Рассмотрим результаты определений изотопного возраста глауконитов из формации Криенхаген [51] в Калифорнии, из меловых и третичных отложений в приальпийской зоне [54], по многим другим глауконитам [53]. Начнем с последней работы. Фолиноби с соавторами нанесли данные по изотопному возрасту глауконитов на шкалу фанерозоя Холмса (последнюю они изобразили прямой, соединяющей 0 и 600 млн. лет). Все глауконитовые даты легли ниже прямой, что, по мнению авторов, свидетельствует об омоложении, причину которого авторы видят в действительности статической нагрузки или орогенеза. Для кембрийских пород, датировки которых практически совпадают со временем каледонской складчатости, указывается глубина погружения 30 000 футов (около 10500 м); юрские глаукониты дают возраст меловой складчатости, а альбские — ларадийской. В платформенных условиях на территории нашей страны, где орогенный фактор был менее важным, также получены омоложенные датировки кембрийских, юрских и альбских глауконитов, которые отражают, очевидно, какие-то иные причины потерь радиогенного аргона, а не влияние орогенеза или большой статической нагрузки.

В формации Криенхаген датированы глаукониты, собранные в обнажении, а также в керне скважины до глубины 3800 м (см. табл. 1 в [51, 63, 64]). Снизу вверх по наслоению отложений их изотопный возраст удревняется, что свидетельствует о частичной потере глауконитами радиогенного аргона в нижней части отложений, и авторы объясняют это влиянием глубины захоронения. Такая интерпретация не может быть однозначной, поскольку не исключено влияние изменений глауконита при конседиментационном перемыве в основании трансгрессивно наслоенной серии. Дополнительным аргументом в пользу последнего предположения является тот факт, что омоложенный возраст показывает глауконит и на глубине 1750 м, значительно уступающей критической (по мнению большинства исследователей). Таким образом, локализация искаженных датировок в разрезе проявляется как бы циклически, что трудно объяснить влиянием статической нагрузки.

На территории развития меловых и третичных глауконитоносных отложений, примыкающей к зоне альпийской складчатости, устанавливается переход осадочных пород в метаморфогенные, при этом глауконит преобразуется в другие минералы (стильпномелан, биотит, рибекит), показывающие изотопный возраст метаморфизма [54]. Глауконит, сохранившийся в осадочных породах из зоны метаморфизма, показывает омоложенный изотопный возраст, что также объясняется влиянием метаморфизма. Чтобы согласиться с последним заключением авторов, необходимо знать: 1) положение глауконита в разрезе и на фациальном профиле, чтобы исключить изменения глауконита в связи с конседиментационным перемывом осадков, и 2) затронутость зерен глауконита дегидроксилизацией или перекристаллизацией, сопутствующими проявлению метаморфизма. Оба фактора могли привести к потере радиогенного аргона, однако такого анализа авторы не провели.

Таким образом, авторы располагали уникальными возможностями для решения вопроса о влиянии давления статической нагрузки и метаморфизма на сохранность радиогенного аргона в структуре глауконита. Эти возможности они, к сожалению, в полной мере не использовали.

Приведенный анализ критериев отбора проб глауконита для датирования (калий-аргоновым изотопным методом) с позиций теории трансформации приводит нас к выводу о том, что специалисты справедливо связывают вариации изотопных датировок как с переотложением зерен глауконита из древних отложений в молодые, так и с изменениями глауконита на месте образования, а получение правильных датировок — только с аутигенными неизменными разновидностями глауконита. Отсюда становится ясным, что достоверность признаков аутигенности и неизменности глауконита становится критерием достоверности самой геохронологической шкалы. Выше мы показали, что признаки аутигенности и неизменности глауконита, предлагаемые сторонниками теории трансформации, обоснованы недостаточно, и мы не можем ими воспользоваться (далее мы покажем, что теоретические разногласия приводят к разным оценкам достоверности изотопных датировок рубежей фанерозоя).

Теперь рассмотрим критерии выбора проб для изотопного датирования с позиций представлений о диагенетическом образовании минералов группы глауконита (МГГ) [20].

Наши представления о диагенетическом образовании МГГ базируются на следующих данных: глобулярной – микроконкреционной форме зерен и приуроченности их к редукционной зоне осадков, что отражается в практически постоянном отношении Fe^{2+}/Mg , близком к 1/3. Если принять во внимание, что содержание Mg в морской воде возрастает с ростом солености, которая, в свою очередь, ведет к увеличению pH, тогда постоянство отношения двухвалентного железа и магния можно объяснить с учетом физико-химического равновесия Fe^{3+}/Fe^{2+} на границе окислительной и восстановительной среды. Отражение в составе МГГ изменений параметров морской воды (соленость, температура [23]), с одной стороны, и влияния восстановительной среды с другой, свидетельствуют о том, что образование МГГ в осадке проходило при активном влиянии морской воды, что возможно в верхней зоне осадков – зоне раннего диагенеза и активного обмена придонной морской и иловой вод [36; 37]. При погружении под слой осадков в зону позднего диагенеза, а также при перемыве в морской воде (или тем более в континентальных условиях) МГГ попадает в среду с физико-химическими параметрами, отличными от параметров среды их образования, в связи с чем они подвергаются химическим изменениям, направленность которых достаточно разная; фактически любой минералообразующий элемент может при изменениях накапливаться либо выноситься, но не беспорядочно, а вполне закономерно [20, 23], что поясним ниже.

С позиций представлений о диагенетическом образовании в пользу аутигенной природы неизменных зерен МГГ могут свидетельствовать следующие признаки [22]: 1) ненарушенная первичная форма микроконкреций (округлая, овальная, почковидная, микроглобулярная); 2) приуроченность к определенному типу пород в разрезе и в связи с этим постоянная ассоциация аутигенных минералов; 3) выдержанные на значительной площади размеры, форма, цвет, химический и минеральный состав зерен в однотипных монофациальных одновозрастных породах; 4) близкий химический состав минералов в разных агрегатах в породах одного состава и возраста; 5) определенное положение МГГ на палеогеографическом профиле от берега в глубь моря: тамозит–МГГ–сметит; изменение формы, размера, минерального и химического состава, цвета и трещиноватости глауконитсодержащих зерен в связи с палеогеографической зональностью [20; 23]. Из сказанного очевидно, что полное обоснование аутигенности глауконита требует анализа закономерностей аутигенного осадконакопления в бассейне. По одному разрезу, и тем более по одной пробе в аутигенной природе глауконита нельзя быть уверенным. Закономерности вторичных изменений МГГ также устанавливаются при анализе состава и строения вмещающих отложений в разрезе и на площади седиментационного бассейна [4, 20, 21, 23].

В составе МГГ присутствуют две группы элементов разного происхождения: морского – Mg, Li, Cl и континентального – Al, Fe, Si, по которым устанавливаются разные типы зональности химического состава минералов. Содержания Al и Fe изменяются от берега в глубь моря [5, 6, 17, 20]; различается прямая зональность, когда у берега локализуются МГГ с повышенным содержанием алюминия, и обратная, когда прибрежные МГГ имеют повышенные содержания железа [23]. Для отложений от позднего

докембрия до палеогена в ряде случаев удалось установить, что с повышенно железистыми МГГ ассоциируют осадочные железные руды, а с повышенно алюминистыми — пояса и проявления бокситов [23]. Распределение таласофильных элементов (Mg, Li) может быть субширотным, субмеридиональным и концентрическим в соответствии с изменением палеотемпературы и солености морской воды [23, 24].

Установлена также эволюция первичного химического состава МГГ и повышенные содержания в них отдельных элементов (Al, Fe, Mg, Si) в интервалы времени, отвечающие соответствующим рудным эпохам в осадконакоплении: бокситов, железных руд, эвапоритов, кремнистых пород [21, 24].

Наибольшие изменения МГГ связаны с перерывами в осадконакоплении, на фоне которых происходит перемыв и выветривание осадков в морских и субазральных условиях [20, 23]. Вывод о подводном выветривании МГГ сделан на том основании, что измененные разновидности не нарушают фациальную зональность химического состава этих минералов [23]. Скорее можно говорить о том, что измененные МГГ создают особую контрастность в этой зональности (12, 13, 17–22, 24) и рис. 1 в [23]), поскольку проявляются локальные максимумы в содержании алюминия и железа, причем один — в прибрежной, другой — в относительно глубоководной зоне. Будет ли это максимум Al или Fe, зависит от того, располагается ли такой максимум в зоне повышенно алюминистых или повышенно железистых минералов. При максимальных для зоны содержаниях в МГГ алюминия или железа отмечается минимальное (для той же зоны) содержание двухвалентного железа и калия, что наряду с признаками перемыва указывает на подводное выветривание. Мощность глауконитовых отложений в таких местах сокращается в несколько раз, а иногда — на порядок: наряду с округлыми зернами — микроконкрециями — в породах отмечаются их остроугольные обломки.

Изменения нередко ведут к образованию пятен и "рубашек" гидроокислов, реже окислов, железа на поверхности зерен МГГ, происхождение которых в литературе объясняется окислением глауконита. На самом деле окисление двухвалентного железа в структуре МГГ, как правило, не приводит к выделению окислов или гидроокислов железа на поверхности зерен и практически не влечет за собой потерь радиогенного аргона. Изменение МГГ по типу алюминизации и ожелезнения приводит к образованию на поверхности зерен железистых "рубашек", сопровождающихся обычно потерей радиогенного аргона. Образование железистых "рубашек" и пятен может быть связано также с поверхностной сорбцией зернами МГГ гидроксидов железа из грунтовых вод.

Отмеченные закономерности проявления процессов изменения по типу алюминизации и ожелезнения выявляют еще одну особенность генезиса МГГ, а именно — решающую роль процессов выветривания в поставке минералообразующих элементов, в частности алюминия и железа, в морской бассейн. Процессы выветривания на прилегающей суше инициируют образование МГГ в мелководной морской зоне, и те же процессы выветривания ведут к разрушению МГГ [23].

Роль выветривания в образовании аутигенных морских силикатов и оолитовых железных руд признавалась и ранее [36, 11, 12, 14, 19]. Однако

временные интервалы эпох выветривания рассматривались чрезвычайно широко (например, верхний мел — палеогеновая, венд — кембрийская и др.). В последние годы установлены проявления кор выветривания, датированных в узком временном интервале, притом близком ко времени образования горизонтов с МГГ. Так, на территории Белоруссии и Латвии выявлены коры выветривания каолинового типа на ментоваском горизонте нижнего кембрия, перекрытые высококовским надгоризонтом нижнего кембрия [18]. На территории Белоруссии следы интенсивного выветривания отмечены для нижнеордовикских отложений, среди которых отмечаются скопления гидроокислов железа и гиббсита [7]. Перекрывающие их среднеордовикские отложения следов выветривания практически не несут. Эти данные свидетельствуют, что крупные эпохи выветривания подразделяются на этапы довольно узкого временного интервала. В литературе отмечается широкое развитие процессов замещения агрегатов аутигенных силикатов (тамозитовых солитов и глауконитовых ооидов) гидроокислами железа при перемыве осадков в мелководных морских, речных и озерных бассейнах [40, 36, 11, 19], что также связывается с выветриванием на прилегающей суше. Следовательно, глауконитоносные, шамозитоносные и железоносные (рудоносные) отложения фиксируют зону перехода от области выветривания на суше к морским, озерным или речным отложениям и сами затронуты процессами выветривания. Пригодные для изотопного датирования МГГ могут фиксировать не только время морского осадконакопления, но также этапы развития процессов выветривания на прилегающей суше.

Не рассматривая подробно химическую направленность процессов вторичного преобразования МГГ, описанную в [20, 23], хотелось бы подчеркнуть, что отмеченные особенности их проявления включают, очевидно, и те изменения, которые можно было бы назвать трансформацией. Зарубежные исследователи указывают конечные ее продукты — сметит, смешанослойные образования, глауконит, но не устанавливают признаки и механизм трансформации. Наблюдавшиеся нами изменения вполне определенно позволяют говорить о преобразовании глауконита в смешанослойные минералы; признаков процесса обратной направленности выявить не удалось.

Таким образом, необходимо различать первичные смешанослойные формы, отражающие первичную фациальную зональность аутигенного минералообразования в седиментационном бассейне, и вторичные смешанослойные образования, связанные с изменением первичных аутигенных МГГ.

Наиболее измененными являются обычно зерна из отложений с сокращенной мощностью, приуроченных к основаниям трансгрессивно и кровлям регрессивно наслоенных серий, а также к конседиментационным поднятиям. Такие отложения имеют обычно повышенные концентрации глауконита, чем и привлекали внимание всех, кто отбирал пробы на те или иные виды анализов, в том числе геохронологические. Глауконитосодержащие микроконкреции из таких отложений отличаются большей неоднородностью минералого-геохимических, в том числе изотопных, характеристик из-за скопления реликтовых зерен из разных (мигрирующих вследствие колебательных движений дна) генетических типов отложений при интенсив-

ном, но неравномерном (от зерна к зерну, от пробы к пробе) развитии вторичных процессов изменения.

В общем случае реперная точка для изотопного датирования этапов седиментации должна отвечать следующим требованиям: а) четкая стратиграфическая позиция и надежное палеонтологическое обоснование относительного возраста; б) аутигенность глауконита; в) сохранность его первичного состава и структуры. Последнее устанавливается по однородности химического состава и структуры минералов микроконкреций в пределах фациальной зоны бассейна, зональности этих параметров в связи с фациальной зональностью бассейна, а также четкой корреляции химического состава и физических свойств МГГ, для чего необходимы представительные коллекции.

Следует заметить, что в настоящее время зарубежными исследователями кристаллохимические особенности МГГ для выбора реперных проб практически не используются; предлагаемое деление на минералы со структурой слюды 1 М как пригодные для изотопного датирования и на смешанослойные образования как непригодные для датирования [62] нельзя считать достаточным, поскольку из всего опубликованного материала очевидно, что датировки как совпадающие, так и не совпадающие с геологическим возрастом дают обе разновидности глауконитосодержащих зерен [35, 19]. При этом МГГ со структурой слюды 1 М и содержанием K_2O выше 7,0%, имеющие повышенное количество произвольных дефектов в структуре, показывают омоложенный калий-аргоновый изотопный возраст, очевидно, вследствие потери радиогенного аргона. Кристаллохимические особенности смешанослойных минералов в настоящее время изучены недостаточно, поэтому для их отбраковки наиболее важным оказывается химический состав и его изменение в связи с мощностью вмещающих отложений, палеогеографическими особенностями бассейна.

Базой для такого анализа являются минералого-петрографические, литолого-стратиграфические и палеогеографические данные о глауконите и вмещающих отложениях.

Выбор реперных проб с позиций, изложенных выше, может быть осуществлен последовательно в несколько этапов, включающих подбор эталонного региона с наиболее полными по строению и палеонтологической характеристике разрезами глауконитоносных отложений и исключением разрезов с большим числом перерывов в осадконакоплении, перемывов осадков и за счет этого неполнотой строения разреза, выбор наиболее представительных эталонных разрезов и горизонтов в разрезах и самих эталонных проб. В эталонном горизонте МГГ должны с наибольшей вероятностью соответствовать аутигенным неизменным разновидностям.

Прежде чем приступить к геологической интерпретации изотопных датировок, рассмотрим еще одну причину различий в оценках изотопно-геохронологических рубежей — способы математической обработки изотопных данных.

В настоящее время известны три подхода к расчету рубежей по изотопно-геохронологическим данным. Геохронологи нашей страны [2, 3] выбирали датировки для опорных точек в строгом соответствии со стратиграфической последовательностью отложений; предпочтение отдавалось пробам, собранным непосредственно на датируемой границе; рубеж определялся

как среднее между датировками кровли подстилающего и подошвы перекрывающего ярусов. Выбор объектов для датирования соответствует модели нормального распределения с максимумом датировок вблизи рубежа, поэтому устанавливаемый рубеж может быть подтвержден на других выборках.

В монографии под редакцией Одэна [62] рассчитывались средние возрасты соседних ярусов, и тогда рубеж находился как среднее по двум полученным цифрам возраста. Выбор объектов в данном случае соответствует модели нормального распределения с максимумом в середине временного интервала яруса; в случае однородной выборки, но разной длительности соседних ярусов рубеж может сказаться смещенным в сторону яруса большей длительности.

Харленд с соавторами [41] использовали метод минимизации отклоняющихся значений, предложенный ранее Коксом и Далримплом [49]. Для расчета рубежей в этом методе принимаются датировки, лежащие ниже рубежа (удревненные) — для верхнего по наслоению яруса и выше рубежа (омоложенные) — для нижнего по наслоению яруса. Если датировки смежных ярусов не перекрываются, то рубеж не может быть оценен рассматриваемым методом. В отличие от авторов, предложивших этот метод, однородность выборки и пределы отклонений датировок не оговорены Харлендом с соавторами, а использование модели свободного распределения приводит к неопределенности возрастной границы и обуславливает малую вероятность воспроизводимости ее на другой выборке возрастных данных. С помощью такого приема в работе [41] установлены границы коньякского яруса в пределах 88,5 и 87,5 млн лет, рубежи туронского яруса — 91 и 88,5 млн лет, рубежи сантонского яруса — 87,5–83 млн лет, хотя интервалы разброса первичных датировок сантонского, коньякского и туронского ярусов (92–79, 95–83 и 95–83 млн лет соответственно) в пределах точности анализа практически совпадают, что свидетельствует о значительной неоднородности датируемого материала в отложениях каждого яруса. Поэтому рубежи коньякского яруса (88,5 и 87,5 млн лет), приведенные с точностью, превосходящей возможности изотопного анализа, не позволяют включить этот ярус в геохронологическую шкалу. Поскольку для расчета рубежей трех названных ярусов использованы датировки, отклоняющиеся от даты рубежа на величину, почти на порядок превышающую точность анализа, не исключается возможность изменений оценки рубежа после отбраковки однородной выборки. Наконец, для данного метода расчета важно, чтобы количество датировок, отклоняющихся от границы в обе стороны, было сопоставимым, в противном случае граница будет смещаться в сторону более многочисленных данных. Так как для глауконита датировки имеют основную тенденцию к омоложению, рубежи по "глауконитовым точкам" могут оказаться омоложенными. Таким образом, упомянутые оценки рубежей и длительности сантонского, коньякского и туронского ярусов не могут быть приняты без дополнительного анализа однородности датируемого материала и представительности выборок данных.

Приведенный анализ математических методов расчета изотопно-геохронологических рубежей показывает, что каждый из них приспособлен к определенному типу данных, различающихся по степени равномерности

распределения и однородности, поэтому оценки рубежей могут существенно различаться.

Помимо математических, существуют другие способы отбраковки реперных изотопных датировок: а) совпадающие результаты анализа одной пробы разными изотопными методами; б) совпадающие датировки трех разных минералов из одной пробы, полученные одним методом; в) соответствие датировок геологической последовательности событий; г) датировки, полученные для проб, закрытость изотопной системы которых доказана геологическими, минералого-петрографическими и геохимическими методами. Поскольку для пород и минералов осадочных отложений лучше изучена калий-аргоновая изотопная система, основное внимание следует уделять двум последним критериям.

Однако трудности интерпретации изотопных данных связаны с тем, что они не могут надежно сопоставляться с минералого-геохимическими данными, поскольку точность измерений в минералогии и геохимии, как правило, на порядок и более уступает точности изотопного анализа.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОПОРНЫХ ТОЧЕК

Палеоген. Палеогеновые отложения широко распространены в центральных и южных районах Русской платформы и прилегающих горных областях. Сокращенной мощностью, интенсивным перемывом осадков и изменением глауконита характеризуются глауконитоносные отложения в центральной части платформы; на других территориях развития палеогеновых глауконитоносных отложений изменения проявляются локально [23].

Глауконит 952 в стратотипическом для палеогена разрезе у г. Бахчисарая Крымской области взят из глинистого песчанистого известняка бодракского яруса, который соответствует верхнему лютету—нижнему бартониану западноевропейской стратиграфической шкалы и зонам P 15–19 стандартной шкалы по наннопланктону [34]. Содержание глауконита в породе около 5%, форма зерен биоморфная, сохранность довольно хорошая. Присутствует также пигментная форма распределения глауконита, которая свидетельствует о начальной стадии вторичных изменений; такой глауконит для изотопного анализа не использовался. Из химического состава, приведенного В.В. Шехоткиным, в крымских глауконитах устанавливаются вторичные изменения по типу ожелезнения [23]; структура большинства глауконитов соответствует слюде политипа 1 М. Возраст глауконита 45 ± 2 млн лет (табл. 2) подтверждает нижний рубеж бодракского яруса по [3]. Датировки рубежей бодракского яруса коррелируются с изотопными данными по рубежу лютетского и бартонианского ярусов шкалы Берггрена с соавторами [62].

Глауконит 679 в том же разрезе взят из глинистого песчаника в основании мергелей бахчисарайского яруса, залегающего с небольшим размывом на отложениях качинского яруса. Бахчисарайский ярус соответствует нижней части инрского яруса западноевропейской биостратиграфической шкалы и зонам NP 10–11 стандартной шкалы по наннопланктону [34]. Содержание глауконита в песчанике 20%. Форма нахождения — оолиты с довольно однородной текстурой, а также округло-угловатые зерна, свидетельствующие о прошедшем перемыве осадков. Внешних признаков

Таблица 2. Результаты определения возраста глауконитов калий-аргоновым методом

Номер образца	Место взятия	Вмещающая порода	Геологический возраст	Содержание К, %	Изотопный возраст, млн лет	Источник
1	2	3	4	5	6	7
<i>Палеоген</i>						
952	Крым, р-н Бахчисарая	Известняк глинистый	Верхний эоцен, бодракский ярус	6,65	45±2	[33]
679	То же	Песчаник глинистый	Нижний эоцен, бахчисарайский ярус	6,91	51±2	"
596	"	Мергель	Верхний палеоцен, качинский ярус	6,61	57±2	"
191	Пензенская обл., с. Волхонщина, (р-н Пензы)	Песок мелкозернистый глауконито-кварцевый	Палеоцен, верхне-сызранские слои	6,01	62±3	"
280	Львовская обл., г. Тростянец	Песок мелкозернистый глинистый	Верхний эоцен	6,57	40±2	"
50/270	Львовская обл., пос. Ширец	Песок мелкозернистый глинистый	Верхний эоцен	5,71	43±3	"
234	Тернопольская обл., г. Кременец	Песок алевролитовый глинистый	Верхний эоцен	5,21	46±2	"
597	г. Саратов, гора Лысая		Верхний палеоцен—нижний эоцен, нижне-саратовские слои	4,90	62±3	[33]
859	Волгоградская обл., бассейн р. Иловни, скв. 484, гл. 1047 м	Песчаник глауконито-кварцевый	То же	5,90	62±3	"
<i>Верхний мел</i>						
10	Дагестан, р. Уллу-Чай		Датский	4,62	69±4	[31]
6	Кара-Тургай		Средний эоцен	5,62	50±4	[33]
7	КМА			5,32	52±4	"
8	Тургай, Кызыл-Тал, скв. 410, гл. 102 м		Палеоцен			"
683	Оренбургская обл., р. Каин-Кабак, хут. Бака	Песок мелкозернистый	Маастрихт	4,90	72±3	"
682	То же, левый берег р. Каин-Кабак, ниже устья р. Баки	Песок мелкозернистый глауконитов	Нижний маастрихт	5,51	74±3	"
218	Район р. Пензы, пос. Волхонщина, скв. 25, гл. 145 м	Песчаник глинистый	Верхний маастрихт	5,32	70±5	"
105	Зап. Украина, с. Русяны, скв. Д-35, гл. 45 м	То же	Нижний сеноман	5,17	105±3	"
106	То же, с. Александрены, скв. Д-25, гл. 45 м	То же	Нижний сеноман	5,17	105±3	"
248	Черновицкая обл., с. Волошково		Нижний сеноман	6,02	103±3	"
47	Марусенское местор. Тамбовской обл., скв. 153, гл. 86–90 м	Песок мелкозернистый глинистый	Нижний сеноман	5,10	92±3	[33]
691	Среднее Приднестровье, с. Васильевцы	Органогенно-обломочный известняк	То же	6,23	96±3	"
203	Сызранская обл., р. Большой Тишерек, с. Чекалино, скв. 21, ин. 93–101	Мергель	Нижний турон	6,23	97±3	"
192	Пензенская обл., пос. Дмитриевка, скв. 21, ин. 198–200	Песок глауконито-кварцевый с глинистым цементом	Нижний сантон	6,72	77±2	"
54	Львовская обл., Жидачевский р-н, пос. Журавенко	То же	Нижний кампан	6,19	77±2	"
16	г. Саратов, гора Лысая		Нижний кампан—верхний сантан	6,02	77±4	"
11	БССР, Нижняя Ущица		Сеноман	5,98	88±5	[32]

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
<i>Нижний мел</i>						
12	Предкавказье, скв. Самарская		Альб	5,25	93±5	[32]
13	Кавказ, р. Большая Лаба		"	4,04	94±5	"
14	Кавказ, р. Белая		Апт	6,39	99±5	"
22	Кавказ, р. Баксан		"	5,00	104±5	[31]
24	Московская обл., Егорьевское местор.		Валанжин	4,02	122±5	[31]
462а	Правый берег р. Волги, ниже г. Ульяновска	Песчано-глинистая порода	Средний альб	3,90	115±3	[33]
543	Гурьевская обл., Таган, скв. К-21, гл. 87,7-93,7 м	Глина с линзами и гнездами кварц-глауконитового песка	То же	4,79	118±5	"
500	Актюбинск. обл., Северный Ақчин, скв. К-19, гл. 161-166 м	Песчаник	"	3,42	121±4	"
460	Правый берег р. Темир, купол Баркымбай, скв. 1, гл. 121-125 м	Глина алевроитовая	"	4,06	118±3	"
572	Волгоградская обл., бассейн р. Иловни, хут. Лебедево, скв. 3173, гл. 178 м	Песчаник алевроитовый глинистый	Граница альба и апта	4,60	119±3	"
97	Мордовская АССР, пос. Скрыбино, скв. 244, гл. 71-73,6 м	Глина алевроитовая	Апт	4,71	123±4	"
539	Гурьевская обл., Таган, скв. К-21, гл. 175 м		"	4,90	124±3	"
784	Ульяновская обл., пос. Сентилей		Нижний апт	3,19	123±3	"
468	Ульяновская обл., дер. Кременки, овраг Торново		"	3,87	120±3	"
50-1	Тамбовская обл., пос. Токаревка, скв. 119, гл. 100-98 м	Песок мелкозернистый	Готерив-баррем	4,10	136±3	[33]
505	Гурьевская обл., Унгар, скв. К-20, гл. 181-188,5 м	Песчаник крупнозернистый	Валанжин	6,81	134±3	"
101	Мордовская АССР, с. Скрыбино, скв. 244, гл. 182,5-187 м	Песчаник мелкозернистый	"	4,82	140±4	"
113	Мордовская АССР, р. Мокша, пос. Рыбкино	Песчаник крупнозернистый	"	4,27	137±3	"
212	Ульяновская обл., дер. Городище Ундеры	Песок мелкозернистый кварцевоглауконитовый	Граница валанжинского и волжского ярусов	4,32	131±3	"
505	Гурьевская обл., Унгир, скв. К-20 ин. 181-188		Валанжин	6,81	136	"
<i>Юра</i>						
25	Московская обл., Егорьевское местор.		Волжский	5,23	133±5	[31]
36	Москва, овраг близ Кунецовского городища	Песок алевролитовый	"	4,81	138±3	[33]
34	Там же	Песок мелкозернистый глинистый	"	4,68	148±3	"
38	Там же		"	3,82	138±4	"
32	Московская обл., Воскресенский р-н, Лопатинский рудник, карьер	Песок мелкозернистый глинистый	"	4,52	149±4	"
33	То же	То же	То же	4,58	143±	"
б/н (973)	Окрестности Москвы, с. Дьяково	"	"	4,67	150±5	"

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
<i>Юра</i>						
443	Сызранская обл., Ивановский р-н скв. 103, гл. 959 м	Песчаник глинистый	Келловой	6,40	151±4	[33] и др.
<i>Пермь</i>						
9	Архангельская обл., р. Ледь, скв. 641, гл. 59 м	Известняк	Казанский ярус	5,78	260	[33]
9	То же	"	То же	5,69	248	"
85	Кировская обл., р. Агрла, скв. 15, гл. 133,6 м	"	Нижеказанский подъярус	5,41	265±5	"
35	Северный Тиман, р. Индига	Песчаник	Нижняя пермь	4,62	268±8	[31]
<i>Нижний ордовик</i>						
б/н	ЭССР, местор. Маарду, штрек № 5	Песчаник	Арениг	6,65	457±10	[31]
б/н	Ленинградская обл., р. Тосно		То же	5,42	431±10	"
б/н	БССР, дер. Купа скв. 2		"	6,78	460±10	"
30	ЭССР, скв. Кийу, гл. 10,65–11,0 м		Арениг, волховский горизонт	6,94	425±6	[33]
33 (338)	То же, гл. 13,0–13,1 м	Мергель	То же, пятнистая пачка	6,91	429±9	"
326	ЭССР, скв. Тоолсе, гл. 22,1–22,8 м		То же, волховский горизонт	6,86	430±7	"
328	То же, гл. 23,5–25 м		То же	6,71	429±7	[33]
323	ЭССР, г. Норва, скв., гл. 11,2–12,1 м		То же, низы волховского горизонта	6,90	423±7	"
331	ЭССР, гл. 24,6–25,0 м		Арениг, лезтесский горизонт, позская пачка	6,96	468±7	"
332	То же гл. 25,6–26,0 м	Песчаник кварцево-глауконитовый	То же	7,01	442±10	"
340	ЭССР, скв. Кийу, гл. 13,2–14,3	То же	То же, калврская пачка	7,18	440±6	"
325	ЭССР, г. Норва, гл. 12,1–12,7 м		То же	6,94	434±5	"
20	ЭССР, рудник Маарду, карьер Химкомбината	Песок среднезернистый глауконитовый	"	6,62	464±6	"
333	ЭССР, скв. Тоолсе, гл. 25,65–26,70 м	Мергель песчанистый	Тремадок, варангуская пачка	6,67	427±5	"
334	То же, гл. 26,7–27,8	То же	То же	6,29	438±6	"
б/н	Ленинградская обл., пос. Бабино	Известняк	Арениг, волховский горизонт	6,65	512±5	д/р
3/4	ЭССР, водопад Кейла	То же	То же	6,52	506±5	"
б/н	Восточная Сибирь, р. Киренга, дер. Ключи	"	Хантайский надгоризонт	6,42	490±5	[25]
Я-47/2	р. Лена, обнажение у дер. Половинка	То же	Арениг	6,10	497±5	д/р
<i>Кембрий</i>						
X-20	Енисейский краж, р. Чапа	Доломит песчанистый	Лебяжинская свита	4,67	600±6	"
3728	р. Оленек, у устья р. Еркекет	Песчаник	Томмотский ярус, кесслосинская свита	К ₂ O 6,64	461±6	"
3729	То же	Тот же образец	То же	4,26	593	"
3730	То же	"	"	4,36	505±3	"
3127	Водораздел рек Гонам и Алгома	Карбонатная порода	Томмотский ярус, основание пестроцветной свиты	6,24	600±3	"
3856	То же	Тот же образец	То же	7,11	598±1	"
3118	Север Сибирской платформы, р. Хорбусуонка		Эркекетская свита	6,27	465	"

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
<i>Кембрий</i>						
4096	ЭССР, карьер Кунда	Глина	Лонговаский горизонт синие глины	4,99	554±9	"
4091	То же	То же	То же	5,80	588±1	"
4095	"	"	"	4,95	514±1	"
4093	"	"	"	5,55	581±10	"
4100	ЭССР, р. Пирита, с. Курмику	"	"	6,01	508±5	"
4107	ЭССР, карьер Кунда	Глауконит	Синие глины	7,08	536±2	"
4090	То же	"	То же	6,85	505±2	"

Примечание. Значения возраста рассчитаны с учетом констант, принятых в 1975 г.: $^{40}K/K = 1,167 \cdot 10^{-4}$; $\lambda_{\beta} = 4,962 \cdot 10^{10} \text{ лет}^{-1}$; $\lambda_{\alpha} = 0,581 \cdot 10^{10} \text{ лет}^{-1}$; д/р — данная работа, включая и результаты Л.В. Фирсова

изменений зерна глауконита не несут, однако положение их в разрезе и форма зерен не исключают начальную стадию выветривания. Возраст глауконита (см. табл. 2) составляет 51 ± 2 млн лет, что подтверждает возраст бахчисарайского яруса по [3]. Однако отмеченные признаки перемыва и возможные изменения глауконита не исключают омоложение изотопного возраста. Бахчисарайский ярус по геохронологическим данным хорошо коррелируется с ипрским ярусом западноевропейской шкалы. Точка представляет большой интерес для дальнейшего уточнения нижнего рубежа бахчисарайского яруса.

Образец глауконита 596 взят в разрезе у г. Бахчисарая из основания песчаного мергеля качинского яруса, залегающего с небольшим размывом на нижнепалеоценовых отложениях (инкерманский ярус). Глауконит выполняет полости раковин мелких гастропод и камеры фораминифер, образует мелкие угловатые зерна и пигментирует отдельные участки породы. Угловатые зерна свидетельствуют о перемыве на месте образования, а вместе с пигментным глауконитом — о начальной стадии химического изменения. Возраст глауконита (см. табл. 2) составляет 57 ± 2 млн лет и близок к верхнему рубежу качинского яруса, установленному в [3]. Несоответствие датировки геологическому положению в разрезе (вблизи нижней границы качинского яруса), а также отмеченные признаки вторичного изменения свидетельствуют в пользу небольшого искажения полученного возраста. Качинский ярус соответствует танетскому западноевропейской биостратиграфической схемы и зонам NP 3–9 стандартной шкалы по наннопланктону [34]. Полученная датировка подтверждает биостратиграфическую корреляцию этих ярусов [62].

Образец 191 относится к верхней части сызранской свиты верхнего палеоцена в районе г. Пензы (с. Вокхонщина). В нижнесызранской подсвите установлен комплекс диатомей и силикофлагеллат *Trinacria heibergiana* — *Nemiatules rossicus*, который, благодаря исследованиям А.П. Жузе [9] отложений на поднятии Лордхау в Тихом океане, сопоставляется с зоной NP-2, датским ярусом стандартной шкалы по наннопланктону. Верхнюю часть сызранской свиты можно сопоставить с качинским ярусом бахчисарайского разреза, а также с монтским и танешским ярусами по схеме [50] или танетским ярусом по схеме Харденбола и Берггрена [58]. Сызранская свита слагается мелкозернистым кварцевым песком с редкими мелкими зер-

нами глауконита болотного цвета. По форме и размеру зерен и гранулометрическому составу вмещающих песков можно сказать, что глауконит перемыт на месте образования и отличается от такового в подстилающих маастрихтских отложениях. Структура глауконита неупорядоченная 1Md, чем он также четко отличается от маастрихтского глауконита, что исключает его терригенное происхождение. Полученная дата 62 ± 2 млн лет (см. табл. 2) соответствует рубежу раннего и позднего палеоцена, сопоставимого с началом качинского века, монтского и (или) танетского. Необходимо доработка биостратиграфической корреляции палеоценовых отложений в целом.

Такой же изотопный возраст стабильно показывает глауконит из нижне-саратовских слоев, датируемых верхним палеоценом—нижним эоценом (обр. 597, г. Саратов, гора Лысая; обр. 859, Волгоградская область, бассейн р. Иловни, скв. 484, глубина 1047 м). Содержание глауконита в кварцевых песках около 20%, преобладают угловатые зерна, свидетельствующие о процессах местного перемива осадков и возможности небольшого изменения глауконита. Структура минерала — смешанослойная неупорядоченная.

В качестве опорной точки к геохронологической шкале кайнозоя Г.Д. Афанасьев и С.И. Зыков (табл. 1, точка 70 в [33]) предлагают глауконит из кварцевого песка киевской свиты на территории Белоруссии, Брестская область, деревня Микашевичи. Свита сопоставляется с верхней частью (3/4) бодракского — низами (1/3) альминского ярусов бахчисарайского разреза [28]; верхней частью лютета и нижней частью бартониана западно-европейской шкалы, которые, в свою очередь, соответствуют зонам NP 15—17 стандартной шкалы по наннопланктону. Судя по фациальной зональности химического состава, глауконит характеризуется довольно хорошей сохранностью. Полученная дата 49 ± 4 млн лет [12] соответствует нижнему рубежу бодракского и лютетского ярусов.

В литературе имеются многочисленные публикации датировок по другим "глауконитовым точкам" палеогена (см. обр. 280, 50, 234 в табл. 2 и др.), однако без характеристики минералогии глауконита и положения его в разрезе датировки не могут быть интерпретированы, несмотря на большую вероятность достоверности определений изотопного возраста. Эти исследования необходимо продолжить.

Рассмотренные палеогеновые датировки позволяют сказать о стабильной корреляции рубежа лютета—бартониана в 45 ± 2 млн лет по глауконитам с бодракским ярусом и киевской свитой, верхов ипрского яруса в 51 ± 2 млн лет по глауконитам с бахчисарайским ярусом и нижнего рубежа танетского яруса в 62 ± 2 млн лет с верхнесызранской подсвитой. Необходимы дальнейшие уточнения биостратиграфической корреляции древнейших отложений палеогена на территории Поволжья, а также палеогеновых отложений в других регионах (Закавказье, Средняя Азия, Западная Сибирь, Дальний Восток) со стандартной шкалой по наннопланктону. Очень важно получить материал для прямого датирования рубежей ярусов изотопными методами по пробам из отложений вблизи верхней и нижней границ яруса. Наконец, стабильный изотопный возраст глауконитов из верхнесызранских и саратовских отложений, равный 62 ± 2 млн лет, не позволяет принять верхний рубеж палеоцена моложе этой даты. Вместе с этим возникает со-

мнение и в целесообразности омолаживания до 65 млн лет нижнего рубежа дания, палеоцена и палеогена в целом, к тому же авторы [50] не располагают прямыми данными измерений изотопного возраста. Представляется целесообразным сохранить оценку этого рубежа не моложе 67–68 млн лет, как предлагали ранее другие исследователи [3; 55; 58], и продолжить работу по обоснованию изотопного датирования рубежей, особенно палеоценового периода и его веков (ярусов). Вероятность омоложенных датировок верхнего рубежа маастрихта очень велика, поскольку во многих районах к маастрихт-датской границе приурочены перерывы в осадконакоплении, проявляющиеся в неполноте строения как датских, так и маастрихтских отложений.

Мезозойские реперные точки. Изучение изотопного возраста мезозойских глауконитов проводилось на территории Русской платформы, где триасовые глауконитоносные отложения практически не встречаются, а юрские и меловые отложения отличаются многочисленными перерывами в осадконакоплении и перемычками осадков. Наиболее сильные изменения глауконита установлены в апт-альбских и сеноманских отложениях центральных районов платформы [23]. В Поволжье, Предкавказье и Дагестане изменения глауконитов проявились слабее.

Рассмотрим конкретные датировки. Образец 16 из разреза в г. Саратове на Лысой горе: глауконит взят из песка на границе кампанских отложений (зона *Belemnitella mucronata* Schloth) с верхнесантонскими (зона *Actinopsamach verus* Miller var *fragiles* Arkh). Точка приведена как опорная для шкалы (табл. 6, точка 8 в [3]). Верхний сантон на горе Лысой представлен известковистыми глинами с глауконитом вблизи их кровли. Перекрывающие отложения кампана начинаются глауконито-кварцевым песком, сверху сменяющимся опоками, а затем известковистыми глинами. На границе сантонских и кампанских отложений отмечаются признаки небольшого размыва, поэтому без дополнительных исследований нельзя быть уверенным в том, когда и в каких отложениях образовался глауконит – в известково-глинистых осадках сентона, из которых при перемычке мог попасть в пески кампана, или в самих песках кампана. В обоих случаях нельзя исключить перемычки глауконита и небольшого изменения. Полученная дата 77 ± 4 млн лет [29, 30], соответствующая кампану, может быть несколько омоложенной. Точка представляет интерес для датирования сантон-кампанского рубежа; необходимо дополнительное исследование глауконита и вмещающих отложений сантонского и кампанского возраста. Близкие даты получены Н.И. Полевой для столь же надежно охарактеризованных палеонтологически нижнекампанских глауконитов из песков на территории Львовской области (отложения с *Inoceramus balticus* Bohm., *Comoteuthis quadrate* Blw.), что подчеркивает перспективность нижнекампанских отложений южной половины Русской платформы и сопредельных территорий для геохронометрического определения нижнего рубежа кампана.

В Пензенской области, в пос. Дмитриевка (в районе г. Пензы, скв. 21, интервал 198–200 м) взят обр. 192 нижнесантонского глауконита из крупнозернистого глауконито-кварцевого песка с глинистым цементом в типичном для Пензенско-Муромского прогиба разрезе [33]. Здесь на размытой поверхности альба залегают (снизу вверх):

- 1) песок крупнозернистый глауконитово-кварцевый (обр. 192) с кон-

крециями фосфоритов и остатками фосфотизированных губок: *Ventriculites padester* Eichw., *V. Plicatopunctatus* Sinz., *Macangrophygium goldfussi* Sinz., *Coelphygium jasicowi* Eesch; мощность слоя 1,8 м;

2) опоки с глауконитом серые с редкими прослоями глин с остатками: *Inoceramus cardisoides* Coldf, *Actinocamax propinguus*. Act. werus Mill var *fragillius* Arkh, *Belemnitella praecursor* Stoll. Мощность слоя 54 м.

Содержание глауконита в песке 4–8%; он образует крупные округлые глобулы с однородной микроагрегатной текстурой и датирован 77 ± 2 млн. лет (см. табл. 2). Видимых изменений глауконит не несет, однако положение его в основании трансгрессивно наложенной серии не исключает изменения и некоторого омоложения возраста. Очевидно, последнее и является причиной совпадения датировок нижних рубежей кампанского и сантонского ярусов. Коньякские глаукониты нам датировать не удалось. Довольно многочисленные датировки глауконитов раннего кампана получены на территории ФРГ [52], которые показали возраст $83,4 \pm 2,4$ млн лет при содержании калия 5,3%. Для минералов с более высоким содержанием калия получены даты 74,9 и 73,5 млн лет для рубежа раннего и позднего кампана [61]. Эта граница должна быть более достоверна, чем первая, если принять во внимание критерий Одэна. При использовании предлагаемых в [62] оценок рубежей кампана 72 и 83 млн лет получим длительность первой половины кампана 8–10 млн лет, а второй (верхней) его половины – 1 млн лет, что представляется маловероятным, как и критерий достоверности возраста. Скорее всего, оценки рубежа раннего и позднего кампана и рубежи кампана–маастрихта несколько завышены (в сторону омоложения), и граница кампана–маастрихта должна быть смещена вниз, в сторону удревнения до 73–74 млн лет. Учитывая совпадающие датировки возрастов по лавам в основании кампанского яруса и глауконитам, оценку нижнего рубежа кампана 82 млн лет можно считать хорошо обоснованной [3], как и оценку нижнего рубежа коньякского яруса, соответственно – 88 млн лет [3, 61].

Н.И. Полевой с соавторами [33] получены пять датировок нижнесенманских глауконитов (обр. 609, 610, 275, 691, 46, см. табл. 2). Основная часть проб происходит из разрезов отложений Вольно-Подольской плиты.

В разрезе скважин у с. Русяны (Западная Украина) глауконит (обр. 609) взят из песчаника глинистого известковистого, залегающего на глинистых опоках и перекрытого окремненными известняками. Зерна глауконита мелкие округлые, иногда лопастные, а также угловато-обломочные; последние свидетельствуют о перемыве осадков. Цвет зерен однородный оливково-зеленый, внешние признаки химических изменений зерен отсутствуют, очевидно, перемыв зерен происходил кратковременно на месте их образования. Возраст глауконита составляет 102 ± 2 млн лет.

В обнажении у с. Волошково Черновицкой области глауконит взят из нижнесенманских мелкозернистых песков (обр. 275) с прослоями песчаников, залегающих на опоках и перекрывающихся окремненными известняками. Зерна глауконита угловатые микроагрегатные, а также пластинчато-спайные. Цвет зерен оливково-зеленый. Структура слюды 1 М с небольшим количеством (10%) разбухающих слоев. Отмечаются признаки небольшого изменения зерен. Дата, полученная калий-аргоновым методом, составляет 105 ± 2 млн лет.

Близкое значение — 107 ± 2 млн лет — получено для раннесеноманского глауконита (обр. 610) в разрезе у с. Александрены, взятого из толщи глинистых опок.

В обнажении у с. Васильевцы (Среднее Приднестровье) глауконит (обр. 691) выполняет полости раковин, местами пигментирует породу в органогенно-обломочном (иноцерамовом) известняке. Цвет его светлый салатно-зеленый. Структура слюды упорядоченная, 1 М. Внешних признаков изменений зерна глауконита не несут, однако наличие пигментного глауконита свидетельствует о прошедшей пептизации зерен, которая в большинстве случаев сопровождается вторичным изменением глауконита. Возраст составляет 96 ± 2 млн лет.

В скважине на Марусенском месторождении Тамбовской области взят раннесеноманский глауконит (обр. 47) из мелкозернистого глинистого песка с остатками *Actinovamaxprimus* Arkh и *Ostrea semiplana* Sow (определения А.Д. Гуровой и П.П. Дрожжевой). Зерна угловатые и округло-угловатые с небольшой примесью глобулярных, угловатая форма свидетельствует о перемыве зерен. Цвет зерна яркий оливково-зеленый. Структура неупорядоченная 1 М с 25% разбухающих слоев. Внешних признаков изменений зерен не отмечается. Однако дата 93 ± 2 млн лет свидетельствует о возможности омоложения.

Средняя по определениям датировка раннесеноманского глауконита Вольно-Подольской плиты и Тамбовской области составляет 102 ± 2 млн лет и подтверждает нижний рубеж сеномана.

Рассмотренные разрезы раннесеноманских отложений отличаются значительно большей полнотой, нежели разрезы, предложенные Одэном [67]. Выше приведенные датировки подтверждают альб-сеноманский рубеж 100 млн лет, но не согласуются с датировкой этого рубежа 95 млн лет в [67].

Для надежно палеонтологически определяемых ранне- и средне-альбских глауконитов Среднего Поволжья и Западного Казахстана (зоны *Noplites dentatus* Sow и *Leumeriella tardefureata* Leym) в работе [33] получены 10 изотопных датировок, варьирующих в пределах 100–122 млн лет (см. табл. 2). Вероятными причинами таких колебаний датировок можно считать: а) перемыв глауконита из более древних отложений, тогда нижняя датировка яруса будет удревнена; б) сильное изменение первично аутигенных глауконитов в верхней части яруса, тогда нижнюю его границу необходимо датировать в 120 млн лет. На более древние датировки глауконитов получены из альбских отложений, с размывом перекрывающих аптские отложения и залегающих в кровле регрессивно наложенных аптских отложений. Разрезы регрессионного типа широко распространены в Поволжье, в Тамбовской области и Западном Казахстане (Актюбинская и Гурьевская области). В кровле таких разрезов могут присутствовать реликтовые (перемытые) аптские глаукониты, смешанные с палеонтологическими остатками альбского века. Такие аптские глаукониты стали причиной удревнения датировок вблизи основания отложений альбского яруса. Ранее при анализе фациальной зональности химического состава было установлено, что альбские глаукониты сильно затронуты процессами древнего выветривания в широкой полосе, простирающейся от центральной части Русской платформы к среднему Поволжью, Прикаспию и далее к Северному Казах-

стану [23]. Лучшей сохранностью отличаются альбские глаукониты на Северо-Западном Кавказе, в Крыму, Болгарии, ФРГ, Парижском бассейне. Для глауконитов из этих территорий получены даты 98,5; 102,8; 103,5; 106,7 млн лет [3; 33], что подтверждает оценки верхнего и нижнего рубежей альбского яруса в 100 и 105 млн лет соответственно. Особого внимания заслуживают верхнеальбские глаукониты из зоны *Aucellina gryphasoides* Sow, по которым можно датировать верхний рубеж альба и, следовательно, рубеж нижнего и верхнего мела.

Датировки глауконита раннего—среднего альба из Западной Европы составляют 98,6 млн лет, для нижней части верхнего альба — 98,1 и 98,4 млн лет и верхней части верхнего альба — 99,1; 99,4; 99,5; 99,6 млн лет. Причиной несоответствия датировок стратиграфической последовательности слоев для трансгрессивно наложенных серий является изменение перемытых зерен глауконита, приуроченных к основанию серий. Поэтому наиболее корректными могут оказаться пробы самой верхней части альбских отложений со средней датировкой $99 \pm 1,2$ млн лет. Датировки для раннесеноманских глауконитов (91,6–97,4 млн лет) со средним 93,5 млн лет из-за сокращенной мощности вмещающих отложений, интенсивной механической и, по-видимому, химической переработки глауконита являются непригодными для обоснования альб-сеноманского рубежа.

Итак, для оценки альб-сеноманского рубежа отложений на территории нашей страны и Западной Европы могут быть приняты датировки верхнего рубежа альба западноевропейского бассейна — $99 \pm 1,2$ млн лет, восточноевропейского бассейна — 100 ± 2 млн лет и датировка нижнего рубежа сеномана — 102 ± 3 млн лет.

Рассмотренный пример обоснования изотопно-геохронологических рубежей показывает, что существенное увеличение кажущейся длительности альбского яруса обусловлено датировками измененного глауконита в перекрывающих сеноманских отложениях, частично потерявшего радиогенный аргон, за счет чего была искусственно завышена альб-сеноманская граница (омоложена). Цифры возраста измененных глауконитов в основании толщи могут оказаться меньшими по сравнению с таковыми в кровле (табл. 3), тогда кажущаяся длительность яруса будет вычислена в отрицательной области, что бессмысленно с позиций хронологии геологических событий.

Юрские глаукониты (см. табл. 2) детально датированы на территории Московской области, где они приурочены к отложениям волжского яруса — аналога титона западноевропейской стратиграфической схемы. Разрез представлен мелкозернистыми кварцевыми песками алевритистыми и глинистыми с зернами глауконита и фосфорита.

Глауконит (обр. 36) близ Кунцевского городища из волжских отложений (зона *Epivirgatites nikitini*) взят из песка алевритового с зернами фосфорита. Зерна глауконита угловатые и округлые светло-зеленые, иногда с бурными пятнами, т.е. с явными признаками интенсивного перецвета и изменения. Структура минерала — смешанослойная (40% разбухающих слоев), отмечается примесь монтмориллонита. Изотопный возраст 138 млн лет. Такая же дата (обр. 38, см. табл. 2) получена для глауконита из песков зоны *Craspedites nodiger* (Eichw); характеристики глауконитовых зерен в тех и других отложениях близки.

Таблица 3. Результаты определения абсолютного возраста глауконитов устькутской свиты у дер. Кова, р. Ангара

Номер образца	Содержание калия, %	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}}$	Возраст, млн лет
1/20	6,06	0,0247	391
20/20	5,71	0,0274	428
4/20	6,03	0,0264	414
29/20	5,18	0,0280	436
28/20	6,59	0,0289	448
35/20	6,08	0,0281	276
4а/20	6,18	0,0282	439
45/20	6,69	0,0209	335
48/20	6,64	0,0240	379

Примечание. Анализы выполнены В.М. Кляровским, ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск; образцы взяты сверху вниз по наслоению, обр. 48/20 расположен в основании разреза.

В с. Дьяково на южной окраине г. Москвы взят глауконит (обр. 973) из песчаника слабо глинистого мелкозернистого той же зоны *Kachpurites fulgens*. Содержание глауконита в породе около 48%, зерна темно-зеленые и буровато-зеленые, явно измененные, ожелезненные. Содержание калия — 4,67%, изотопный возраст 150 млн лет.

В Кунцевском парке г. Москвы взят глауконит (обр. 34) из верхневолжских отложений зоны *Kachpurites fulgens*. Вмещающие породы — мелкозернистые слабоглинистые пески с редкими конкрециями песчаного фосфорита. Зерна глауконита зеленые округлые и лопастные и угловатые темно-зеленые до черных (очевидно, ожелезненных), 0,10–0,25 мм в диаметре. Зерна представлены смешанослойным неупорядоченным минералом с примесью монтмориллонита. Изотопный возраст глауконита равен 148 млн лет.

В карьере Лопатинского рудника Воскресенского района Московской области глауконит (обр. 33, см. табл. 2) взят из кварцевых мелкозернистых глинистых песков верхневолжского подъяруса той же зоны *Kachpurites fulgens*. Зерна глауконита серовато-зеленые округлые и угловатые, меньше темно-зеленые, представляющие собою смесь зерен двух генераций, притом зерна одной генерации заметно изменены. Структура минерала смешанослойная неупорядоченная с 30–40% разбухающих слоев и примесью монтмориллонита. Изотопный возраст 143 млн лет (см. табл. 2).

На том же разрезе в карьере Лопатинского рудника взят глауконит (обр. 32) из мелкозернистых кварцевых глинистых песков зоны *Vingatites virgatus*. Содержание глауконита в породе составляет 10–12%. Внутренняя текстура зерен — оолитоподобная и ооидная, цвет буровато-зеленый, в зернах отмечаются включения пирита и фосфатные оболочки. Структура минерала смешанослойная неупорядоченная с 20–30% разбухающих слоев и примесью монтмориллонита. Возраст глауконита 149 ± 4 млн лет.

Большая неоднородность верхневолжских глауконитов Подмосковья была установлена еще в пятидесятых годах [5], при этом была отмечена мине-

ралогическая зональность состава зерен на профиле от берега в глубь моря. Кроме того, большое разнообразие минерального состава отмечалось и локально, в каждой пробе. Датирование таких неоднородных проб следует проводить после разделения их на разновидности по удельному весу, как было ранее предложено Л.И. Горбуновой [5], О.К. Кропачевой с соавторами [16], В.Д. Шутовым с соавторами [43], или по электромагнитным свойствам зерен.

На современных геохронологических схемах датировки рубежей волжского яруса и его аналогов (титона, потлонда) варьируют в пределах, существенно превышающих длительность этого яруса: 130–135 млн лет [61], 132 и 140 млн лет [3], 144–150 млн лет [41]. Можно предположить неоднородность датируемых глауконитов вследствие процессов перемыва и вторичного изменения. И действительно, во многих регионах мира, включая СССР, граница юры и мела помечена многочисленными признаками перерывов в осадконакоплении и проявлений выветривания. Поэтому ни одна из предлагаемых датировок рубежа юры и мела в настоящее время не может быть принята окончательно; наименее вероятной (омоложенной) представляется нам дата 130 млн лет. Вопрос требует дополнительной проработки.

Имеются две датировки глауконитов из келловейских отложений, залегающих согласно на песчаниках средней юры (батский ярус), представленных внизу глинистым песчаником с глауконитом, сверху сменяющимся мергелем. Глауконит (обр. 443) из глинистого песчаника сызранской области (Ивашевский район, скв. 103, гл. 959,5 м) — двух генераций, глобули и угловатые зерна, нередко с корродированной поверхностью. Структура минерала слюдяная 1 М с небольшим содержанием (10–15%) разбухающих слоев. Концентрация калия — 6,40%, изотопный возраст — 155 ± 4 млн лет. Вторая проба келловейского глауконита (обр. 145/98) взята в районе г. Саранска (правый берег р. Инсар, скв. 223, гл. 68 м) из кварцевого песчаника алевролитового с глауконитом. Келловейские отложения залегают на батских с размывом и имеют ритмичное строение. Нижний ритм начинается базальным песчаником, сверху сменяющимся глинами. Верхний ритм начинается кварцевым алевритовым глинистым песчаником с глауконитом в верхней половине (из него и взята проба 145/98), он перекрывается глинами, затем — известковистыми глинами. Зерна глауконита зеленые округлые, меньше — пятнистые угловатые. Содержание калия 3,59%, изотопный возраст 151 ± 4 млн лет (см. табл. 2).

Глауконит обеих проб несет следы изменения, поэтому можно было бы ожидать, что обе даты будут несколько омоложенными. Однако близость датировок при существенном различии в содержании калия можно рассматривать как критерий надежности определения. Среднее из двух определений составляет 153 ± 2 млн лет, что подтверждает возраст келловей по данным [3]; не исключено, что он близок к рубежу средней и верхней юры.

Пермь. В Кировской области (р. Агрда, обр. 85а, см. табл. 2) глауконит из известняка мелкокристаллического с тонкими прослоями известняка органогенно-обломочного с фауной *Licharevia rugulate* Kut, *cleiothyridina pictinifera* Sow, свидетельствующей о нижнеказанском возрасте, выполняет полости раковин и местами пигментирует породу. Структура минерала

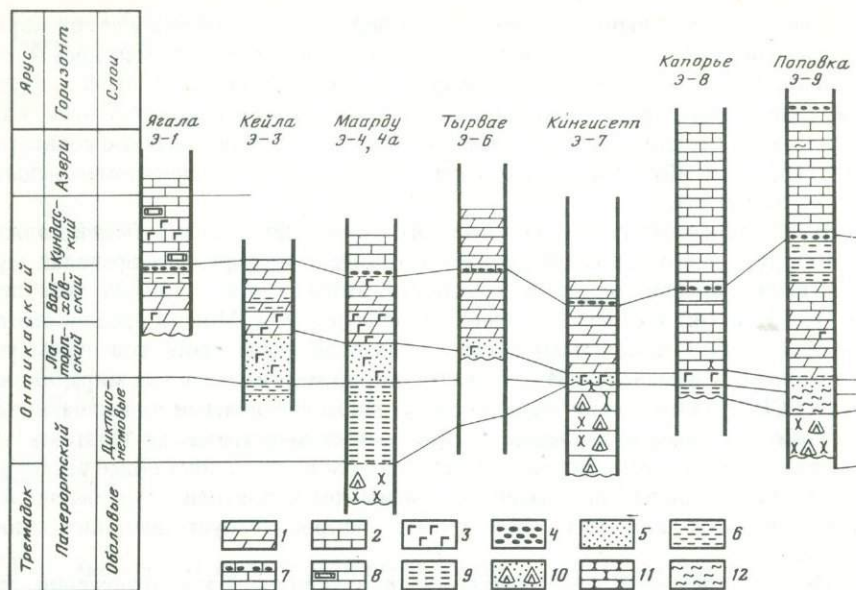


Рис. 1. Строение разрезов нижнеордовикских отложений Северо-Запада Русской платформы

1 — доломит; 2 — известняк; 3 — глауконит; 4 — "чечеви́чная" железная руда; 5 — глауконитовый песчаник; 6 — глина; 7 — "чечеви́чники" в слое известняков; 8 — фауна в известняке; 9 — диктионемовый сланец; 10 — песок оболочный; 11 — песок; 12 — алевролит

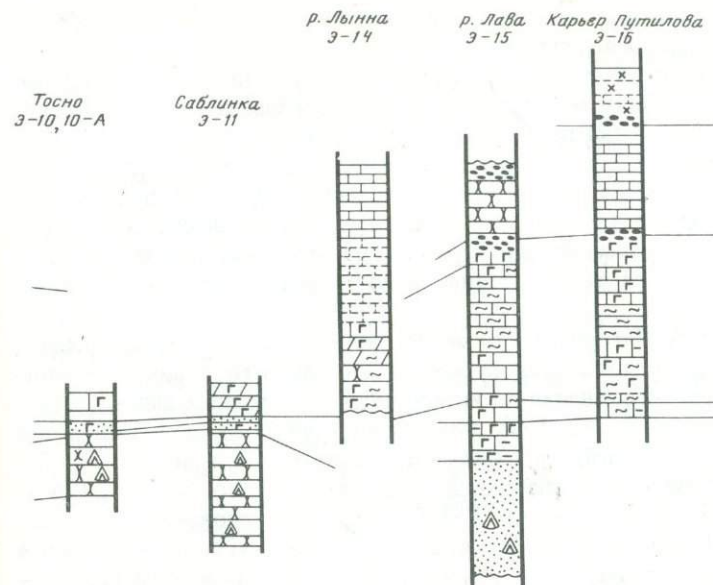
неупорядоченная 1 М смешанослойная, с 30% разбухающих слоев. Изотопный возраст 265 ± 6 млн лет.

Датировка казанского яруса верхней перми получена по пробе (обр. 9) из Архангельской области (р. Ледь). Вмещающая порода — глинистый известняк с мелкими линзами и прослоями органогенно-обломочного известняка с глауконитом и богатой фауной, характерной для казанского яруса. Глауконит выполняет полости раковин и слагает мелкие округло-угловатые и угловатые зерна. Структура минерала слюдяная упорядоченная 1 М. Изотопный возраст 266 млн лет.

Стабильность изотопного возраста при вариациях содержаний калия и структуры минералов в глауконитсодержащих зернах свидетельствует о надежности датировок.

Приведенные нами датировки являются более древними по сравнению с литературными, но они представляют нам более обоснованными. Датирование пермских отложений необходимо продолжать.

Ранний ордовик. Отложения детально фаунистически датированы на территории Прибалтики и Ленинградской области, где они относятся к тремaddockскому и аренгскому ярусам. Разрез имеет трансгрессивное строение. На диктионемовых глинистых слоях залегают глаукониты глинистые, варангуской пачки (тремадок), затем песчанистые пачки лээтсе-



ского (латорпского) горизонта, который перекрывается известняком волховского горизонта, относимого к аренгскому ярусу (рис. 1). Мощность глауконитовых отложений лээтсекого горизонта минимальная (0,3 м) в центральной части Ленинградской области (Кингисепп, Тосно, Саблинка) и увеличивается к западу и востоку от этой территории, по мере чего зерна угловатой и остроугольной формы сменяются округлыми микроконкрециями, что позволяет нам фиксировать зону древнего перемыва и изменения глауконитсодержащих зерен по типу алюминизации. Вмещающие отложения также несут многочисленные признаки изменений [23]. Датировки глауконитов варангуской пачки тремaddockа, а также лээтсекого горизонта (464–360 млн лет) аренгга практически все омоложены, однако степень омоложения увеличивается по мере приближения к зоне минимальных мощностей отложений и наиболее интенсивного изменения глауконита, что установлено систематизацией многочисленных данных различных исследователей [31, 35]. Только в основании волховского горизонта на западном (водопад Кейла) и восточном (Бабино) концах профиля получены датировки глауконита 506 и 512 млн лет (см. табл. 2). Близкие датировки, 479–495 млн лет, получены по ордовикским (аренгским) глауконитам из отложений на Сибирской платформе для наименее измененных из разновидностей [23]. Важно подчеркнуть, что все глаукониты, неизменные и измененные, имеют структуру слюды политипа 1 М с низким содержанием разбухающих слоев (менее 10%). С изменением глауконита связано увеличение количества разбухающих слоев и уменьшение калия, однако содержание калия остается еще достаточно высоким ($K_2O - 7-8\%$), что не позволяет объяснить омоложение возраста "незрелостью" структуры минерала

и глубиной захоронения (она по всему профилю одинакова и никогда не достигала критических величин).

Среднее значение по датировкам глауконитов для нижнего рубежа аре-нигского яруса — 495 ± 6 млн лет. Эта оценка в пределах точности определений совпадает с оценками других авторов — 488 ± 6 млн лет [42, 56]; однако в отличие от последней она соответствует нижнему (древнему) пределу оценки рубежа и, как следствие, меньшей продолжительности тремадокского яруса (10 вместо 17 млн лет, определяемой Харлендом с соавторами). Завышенные данные о длительности тремадокского яруса объясняются, с нашей точки зрения, значительной долей омоложенных датировок.

Ранний кембрий. Датировки отложений раннего кембрия имеют решающее значение для установления рубежа и длительности палеозоя и фанерозоя, однако, единого мнения по интерпретации изотопных данных в настоящее время нет. Холмс [59] предложил оценку рубежа фанерозоя 600 млн лет, в дальнейшем появились оценки 570 млн лет [2, 3], 585 млн лет (Проект международной геохронологической шкалы, 1966). Наконец, появилось предложение Гэйла датировать основание фанерозоя цифрой 540 ± 10 млн лет [56]. В основу последней даты положены данные по измеренному возрасту трех объектов. Так, по датировкам гранитов Vire-Carolles 540 ± 10 млн лет устанавливается верхний предел возраста отложений, коррелируемых с томмотским ярусом, хотя такая корреляция, как считает Гэйл, отличается некоторой неопределенностью как в плане стратиграфического положения, так и в плане интерпретации изотопных данных. Возраст интрузий и экструзий 534 ± 10 млн лет в Марокко определяется по положению между фаунистически охарактеризованными нижним и верхним кембрием, что, по мнению Гэйла, определяет верхний возрастной предел раннего кембрия. Третья дата получена по гранофирам и сланцам на юге Британии (533 ± 13 и 536 ± 8 млн лет) и определяет максимальный возраст раннего кембрия в этом районе. Без подтверждения приведенные данные не могут считаться корректно интерпретированными, поскольку известно немало расходящихся датировок для глинистых сланцев и глин [38, 44].

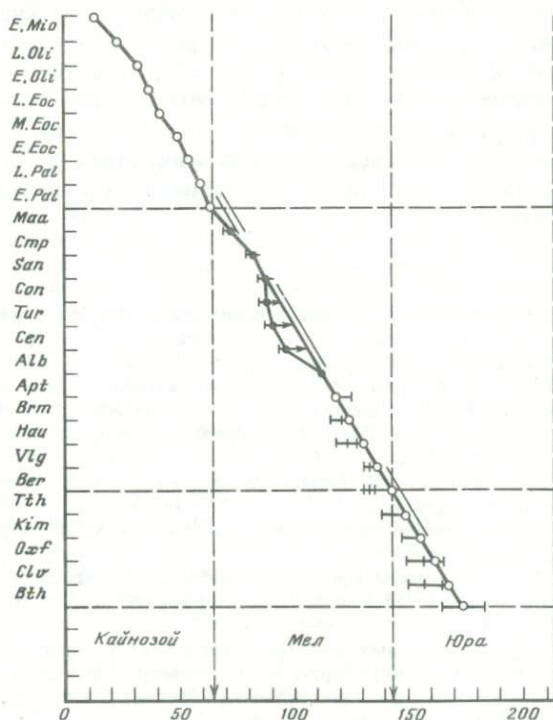
Глаукониты томмотского яруса на Сибирской платформе [39] были разделены на фракции, различающиеся по химическому составу и изотопному возрасту; были рассчитаны крайние составы глауконитов и их возраст в пределах 400 и 600 млн лет, важный для определения начала кембрия и фанерозоя. Вполне закономерной представляется нам оценка этой границы 590—595 млн лет [15].

Ранее были отмечены широкие вариации датировок нижнепалеозойских глауконитов вообще и нижнекембрийских в частности [35, 20]. Мы склонны связывать причину омоложения возраста с вторичными изменениями, сопровождавшими перерывы в осадконакоплении и перемывы осадков. Масштаб (длительность) диастемы на рубеже фанерозоя и докембрия недостаточно ясен, однако широкое распространение признаков этого явления хорошо известно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заканчивая обсуждение вопроса об изотопно-геохронологических рубежах фанерозоя, мы еще раз констатируем факт, что точность интерпретации изотопных данных значительно уступает точности изотопного анализа: если последняя определяется первыми миллионами лет, то в интерпретации расхождения составляют десятки миллионов лет, как, например, для рубежа фанерозоя и докембрия. Это однозначно говорит о неопределенности расшифровки изотопных данных. Корни этого, как нам представляется, кроются в том, что нередко интерпретируются изотопные характеристики объектов, а не процессов, так или иначе влиявших на геологический объект, время становления которого может быть как меньше, так и больше измеренного (рис. 2).

Рассмотрев обоснование ряда изотопно-геохронологических рубежей фанерозоя, мы приходим к выводу, что эта работа только начинается. Однако уже сейчас выясняется, что численная калибровка биостратиграфических подразделений должна вестись с учетом явлений по меньшей мере двух типов: первого — осадконакопления, второго — перерывов в осадконакоплении и связанных с ними преобразований осадков. Изучение



Р и с. 2. Хронограмма по данным У.Б. Харленда и др., с добавлениями авторов

Стрелками показано положение рубежей по данным авторов статьи; линиями отмечено положение диастем

перерывов ведется разными методами: литологическим, минералогическим, петрографическим, геохимическим, палеонтологическим. Признаки перерывов в осадконакоплении прослеживаются от современных до самых древних осадочных отложений. Задача геохронологов — научиться оценивать длительность перерывов изотопными методами. Перерывы в осадконакоплении и связанные с ними преобразования осадков (в том числе и глауконита) являются одной из главных причин получения для сопоставимых оценок их длительности, различающейся на порядков и более. Поэтому без выяснения взаимодействия разнонаправленных процессов осадконакопления и перерывов вопрос об оценках рубежей и длительности биостратиграфических подразделений не может быть решен окончательно. Наконец, нельзя не принимать во внимание влияние на сохранность структуры минералов и продуктов радиоактивного распада в них тектонического фактора; в этом направлении работа также еще предстоит. Не лучше обстоит дело и с оценкой длительности формирования геологических объектов иного генезиса, например гранитоидов [10], кажущийся изотопный возраст которых значительно превышает время их становления. Поэтому задача изучения геологических объектов изотопными методами сводится к общей задаче — изучению геологических процессов и последовательности их проявления. Задача генетическая, сложная и не всегда однозначно решается.

Поскольку датирование этапов осадконакопления должно решаться с учетом перерывов в осадконакоплении, то резко возрастает роль региональных геохронологических исследований, ибо, насколько нам известно, нет ни одного временного уровня, на котором перерыв в осадконакоплении был бы глобальным, в прямом смысле — повсеместным.

В заключение хотим поблагодарить многочисленных авторов публикаций, чьи материалы так или иначе нами учтены, хотя в списке литературы работы не указаны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анохина Л.К. Физические методы исследования влияния температуры и давления на сохранность радиогенного аргона в глауконитах: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Махачкала, 1969. 39 с.
2. Афанасьев Г.Д. и др. Геохронологическая школа в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом международных данных // Междунар. геол. конгр. XXII сес. Докл. сов. геологов. Геохимия. Минералогия. М.: Наука, 1964.
3. Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Геохронологическая школа фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М.: Наука, 1975. 98 с.
4. Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М.: Наука, 1971. 200 с.
5. Горбунова Л.И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 103 с. (Тр. ИГиГ АН СССР; Вып. 114).
6. Гурова Т.И. О глауконитовых формациях третичных и верхнемеловых отложений юго-восточной части Западно-Сибирской низменности // Материалы по геологии, гидрологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Л.: Гостехиздат, 1959. 71 с. (Тр. СНИИГГимо; Вып. 1).
7. Дмитриев Ф.Л., Никитин Е.А. О древней коре выветривания на породах нижнего ордовика Прибалтийской моноклинали // Поведение рудных элементов в опорных профилях выветривания. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 135–138.

8. *Жамойда А.И.* Состояние и основные задачи стратиграфических исследований в СССР // Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1968. Т.1: Стратиграфия. С. 650–663.
9. *Жузе А.П.* Стратиграфия позднемиоценовых и кайнозойских отложений океанов по планктонным диатомеям и силикофлагеллатам // Геология океана. М.: Наука, 1980. С. 148–149.
10. *Загружина И.А.* О продолжительности формирования мезозойских гранитоидных комплексов в Тихоокеанском обрамлении // Геология и геофизика. 1975. № 10. С. 60–64.
11. *Казанский Ю.П.* Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 354 с.
12. *Казанский Ю.П.* Выветривание и его роль в осадконакоплении. М.: Наука, 1969. 126 с.
13. *Казаринов В.П.* Мезозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958. 324 с.
14. *Казаринов В.П.* Циклы докембрия // Литология и осадочные полезные ископаемые Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. С. 4–15.
15. *Келлер Б., Краснобаев А.А.* Геохронология венда СССР // Тез. докл. Всесоюз. совещ. по пробл. изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев: Наук. думка, 1982. С. 34.
16. *Кропачева С.К., Власов В.В., Давидич С.П.* О некоторых минералогических разновидностях глауконита // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 5. С. 21–29.
17. *Махнин В.А.* К минералогии глауконитов олигоценых отложений Украинского кристаллического массива. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1951. № 5. С. 219–226.
18. *Махнач А.С., Левых Н.Н., Абраменко Б.И.* Нижнекембрийские коры выветривания осадочных пород Белоруссии и Восточной Латвии // Поведение рудных элементов в опорных профилях выветривания. Новосибирск: МГИГ СО АН СССР, 1982. С. 129–134.
19. *Николаева И.В.* Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск: Наука, 1967. 130 с.
20. *Николаева И.В.* Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 324 с.
21. *Николаева И.В.* Глауконит в схеме морского аутигенного минералообразования // Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977. С. 83–89.
22. *Николаева И.В.* Глауконит как индикатор условий образования древних морских отложений (новый методологический подход) // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океанов. Л.: Недра, 1980. С. 73–79.
23. *Николаева И.В.* Фашиальная зональность химического состава минералов группы глауконита и определяющие их факторы // Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981. С. 41–47.
24. *Николаева И.В.* Эволюция обстановок образования минералов группы глауконита // Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981. С. 133–145.
25. *Николаева И.В., Бородаевская Э.В., Сухаренко А.В.* и др. Минералы группы глауконита в ордовикских отложениях юга Сибирской и Северо-Запада Русской платформы // Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М.: Наука, 1971. С. 52–80.
26. *Николаева И.В., Гусев Г.М., Юсупов Т.С.* и др. Проблема неизменных и измененных минералов группы глауконита // Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981. С. 55–69.
27. *Николаева И.В., Матюгина Н.С.* Сравнительный гранулометрический анализ зерен глауконита и вмещающих пород // Литология и полез. ископаемые, 1981. № 4. С. 114–123.
28. *Пасечный Г.В.* Корреляция пограничных палеоген-неогеновых отложений юго-востока Украины // Стратиграфия кайнозоя северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетров. ун-та, 1982. С. 50–62.
29. *Полевая Н.И., Мурина Г.А., Казаков Г.А.* Определение абсолютного возраста осадочных пород по глауконитам // Сов. геология. 1960. № 7. С. 103–115.
30. *Полевая Н.И., Мурина Г.А., Спринцзон В.Д., Казаков Г.А.* Определение абсо-

лотного возраста осадочных и вулканогенных формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 32–54.

31. Полевая Н.И. Материалы для составления последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 173–215.

32. Полевая Н.И., Мурина Г.А., Спрингсон В.Д. Новые данные для уточнения последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии // Тр. X сес. Комис. по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 134–145.

33. Полевая Н.И., Страсюкевич Т.В., Искандерова А.Д., Яковлева Д.В. К проблеме уточнения геохронологической шкалы // Вопросы геохронологии и изотопной геологии. Л.: ВСЕГЕИ, 1976. С. 5–15.

34. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. Вып. 21. С. 42.

35. Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси: Мецниереба, 1967. 239 с.

36. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза: В 2 т. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т.1, 212 с.; Т.2, 576 с.

37. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.

38. Фирсов Л.В., Николаева И.В., Лебедев Ю.Н., Солнцева С.М. Состав, происхождение и абсолютный возраст слюдистых минералов синих глин нижнего кембрия Прибалтики // Глаукоцит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М.: Наука, 1971. С. 165–192.

39. Фирсов Л.В. Примеры неоднозначного датирования глаукоцита из нижнего кембрия // Геология и геофизика. 1978. № 4. С. 24–29.

40. Формозова Л.Н. Железные руды северного Приаралья. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 300 с. (Тр. ИГН; Вып. 20).

41. Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.

42. Шемрай И.А. Аллохотонные типы прибрежного намыва, залежей глаукоцитов в районе Сталинграда // Учен. зап. Ростов. ун-та. 1955. Т. 23. Вып. 6. С. 29–40.

43. Шутов В.Д., Кац М.Я., Дриц В.А. и др. Кристаллохимия глаукоцита как индикатора фациальных условий его образования и постседиментационного изменения // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 74–80.

44. Ярусное расчленение кембрия на Сибирской платформе. Стратиграфия. М.: Наука, 1984. 214 с.

45. Arakelyants M.M., Afanasyev G.D., Nachev J. New K/Ar data for Mesozoic part of the Geochronological Time-Scale // Terms of absolute dating. Brussel, 1971. P. 97–109.

46. Berggren W.A., Van Cawering J.A. Biochronology // Contributions to the geological time scale / Ed. G.K. Cohee et al. 1978. P. 39–55. (Stud. Geol. N 6).

47. Burst J.E. Mineral heterogeneity in "glauconite" pellets // Amer. Miner. 1958. Vol. 43, N 5/6. P. 481–497.

48. Contributions to the geological time scale / Ed. G.K. Cohee et al. 1978. 388 p. (Stud. Geol. N 6).

49. Cox A.V., Dalrymple G.B. Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating // J. Geophys. Res. 1967. Vol. 72, N 10. P. 2603–2614.

50. Curry D., Odín G.S. Dating of Palaeogene // Numerical dating in stratigraphy. Pt. 1 / Ed. G.S. Odín. Chichester etc.: Wiley, 1982. P. 607–630.

51. Everden J.F., Curtis G.H., Kistlen R., Obradovich O.H. Argon diffusion in glauconite, microcline, sanidine, leucite and phlogopite // Amer. Sci. 1960. Vol. 258, N 8. P. 589–604.

52. Everden J.F., Curtis G.H., Obradovich J., Ristler R. On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method // Geochim. et cosmochim. acta. 1961. Vol. 23, N 1/2. P. 78–99.

53. Folinsbee R.E. et al. Pre-Quaternary absolute age determination // Intern. Geol. Congr. Norden. 1960. Vol. 3. P. 7–17.

54. Frey M., Hunziker J.C., Roggwiler P., Schindler C. Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonit führender Horizonte in den helvetischen Alpen der Istschweiz // Contribs Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 39, N 3. P. 185–218.

55. *Funnel B.M.* The Tertiary period // Quart. J. Geol. Soc. London. 1964. Vol. 120. P. 179–191.
56. *Gale N.H.* Numerical dating of Caledonian times (Cambrian to Silurian) // Numerical dating in stratigraphy. Pt. 1 / Ed. G.S.Odin. Chichester etc.: Wiley, 1982. P. 467–486.
57. *Gillesse P.* et al. Analysis of vertical movements deduced from a geochronological study of marine Pleistocene deposits // Oceanol. acta. 1980. N 3: P. 251–260.
58. *Hardenbol J., Berggren W.A.* A new Paleogene numerical time scale // Stud. Geol. 1978, N 6, P. 213–234.
59. *Holmes A.* A revised geological time-scale / Trms. Edinburg Geol. Soc. 1959. Vol. 17. P. 3.
60. *Hower J.* Some factors concerning the nature and origin of glauconite // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 3/4. P. 313–334.
61. *Kennedy W.J., Odin G.S.* The Jurassic and Cretaceous time scale in 1981 // Numerical dating in stratigraphy. Pt. 1 / Ed. G.S.Odin. Chichester etc.: Wiley, 1982. P. 571–592.
62. Numerical dating in stratigraphy. Pt 1, 2 / Ed. G.S.Odin. Chichester etc.: Wiley, 1982. 1040 p.
63. *Obradovich I.D., Cobban W.A.* A time-scale for the Late Cretaceous of the Western Interior of North America // Geol. Assoc. Canad. Spec. Pap. 1975. N 13. P. 31–54.
64. *Odin G.S.* How to measure glaucony ages // Numerical dating in stratigraphy. Pt. 1 / Ed. G.S.Odin. Chichester etc.: Wiley, 1982. P. 387–403.
65. *Odin G.S.* Effect of pressure and temperature on clay mineral potassium-argon ages // Ibid. P. 307–320.
66. *Odin G.S., Gale N.H.* Numerical dating of Hercynian times (Devonian and Permian) // Ibid. P. 487–500.
67. *Odin G.S., Hunziker J.S.* Radiometric dating of the Albian-Cenomanian boundary // Ibid. P. 537–556.

УДК 550.93:555.1

В.В.КИСЕЛЕВ, Ф.Х.АПАЯРОВ, В.Т.КОМАРЕВЦЕВ,
Э.Н.ЦЫГАНОК

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО УРАН-СВИНЦОВОМУ ВОЗРАСТУ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ

Для стратифицированных образований Тянь-Шаня до самого недавнего времени отсутствовали прямые сведения об их радиологических возрастах. В целом немногочисленные калий-аргоновые датировки интрузий, имеющих ясные взаимоотношения с вмещающими осадочными толщами, плохо увязывались с биостратиграфическими и другими геологическими данными или в связи с неопределенностью интерпретации не принимались во внимание. Явно абсурдные или сильно искаженные результаты получались и при попытках калий-аргонового датирования древних метаморфических комплексов.

Первые обнадеживающие результаты дали прикидочные альфа-свинцовые определения возраста обломочных цирконов из рифейских и нижнепротерозойских кварцитов, а затем ряда других метатолщ Северного Тянь-Шаня, выполненные А.А.Краснобаевым [1, 5, 4]. Нельзя не отметить и первую уран-свинцовую (по цирконам) датировку толщ киргизской серии Макбальского антиклинория, доказавшую ее дорифейский возраст [10].

Ниже обсуждаются результаты новых радиологических определений, проведенных в лаборатории изотопной геологии и геохронологии Института

Таблица. 1. Средние значения контрольных измерений стандарта "Галенит-70"

Прибор	Измерения		
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
МИ-1309	15,747	15,299	35,543
МИ-1201	15,770	15,388	35,575
МИ-1320	15,772	15,411	35,641
Среднее значение лабораторий СССР	15,740	15,365	35,564

геологии АН Киргизской ССР по цирконам из комплексов интрузивных, эффузивных и метаморфических пород, имеющих бесспорную геологическую "привязку" и выполняющих роль "реперов" при стратиграфических построениях.

Измерения изотопного состава свинца и урана произведены на масс-спектрометрах МИ-1309, МИ-1320 и МИ-1201, состояние аналитических возможностей которых периодически проверялось по лабораторному эталону и стандарту "Галенит-70" (табл. 1). Все количественные определения проведены методом изотопного разбавления. При выделении свинца и урана из мономинеральных навесок (0,3–0,5 г) циркона использовался гидротермальный способ разложения в автоклавах с чисткой на ионно-обменной колонке со смолой ЭДЭ-10П. Для работы применялись дополнительно перегнанные кислоты квалификации "ос.ч", привнос свинца с которыми оценивался холостыми опытами. По нашим оценкам, засорение фоновыми примесями составляло 0,018–0,022 мкг на опыт, т.е. не более 0,2% от исследуемых количеств свинца. Навески циркона перед разложением обрабатывались в горячих азотной и соляной кислотах, обеспечивая очистку кристаллов от поверхностных и микротрещинных загрязнений. Для ионизации свинца использовались одноленточные источники с алюмосиликатным эмиттером. Воспроизводимость свинцово-изотопных определений можно видеть на примере повторных анализов (табл. 2, обр. 210), а сравнимость результатов – по анализам одной навески циркона, проведенных нами независимо в лаборатории геохимии изотопов КазИМС (обр. 1–81).

При вычислении возрастов использовались стандартные константы, рекомендованные Научным советом по аналитическим методам при ВИМС [9]. Поправки на обыкновенный свинец вводились по полевым шпатам и по рассчитанной для региона (на основе многочисленных замеров изотопных отношений свинца в галенитах и полевых шпатах гранитоидов) кривой эволюции с точкой современного свинца: 18,92 : 15,48, оказавшейся близкой к принятой Б.М. Найденовым для Южного Казахстана и определенной для свинца современных металлоносных растворов п-ова Челекен [8].

Наиболее сложными для интерпретации оказались результаты радиологических определений возраста цирконов глубоко метаморфизованных толщ раннего докембрия, из которых мы приводим лишь одно, давшее максимальное значение, приближающееся к альфа-свинцовым дати-

ровкам цирконов актюзской серии Заильского Алатау [1], и интересное как показатель принципиальной возможности датирования древних метаморфических комплексов в условиях полициклически развивавшихся складчатых систем Тянь-Таня. Оно получено (см. табл. 2, обр. 3453) по цирконам из пробы биотит-амфиболовых кристаллических сланцев толщи Куйлю герцинит Среднего Тянь-Шаня, отобранной В.А. Севериновым. Высокая радиогенность свинца в цирконах этой пробы и превышающие двухмиллиардный рубеж значения уран-свинцовых возрастов позволяют думать о свинец-свинцовом значении (2570 млн. лет) как о приближающемся к истинному. Судя по прекрасной огранке кристаллов циркона, отсутствию в них четкой зональности и признаков окатанности или оплавления, они обязаны своим происхождением субмагматическому процессу, потому время их кристаллизации должно отразить не возраст субстрата свиты, а один из этапов ее метаморфической переработки.

Необходимо отметить, что большая часть из имеющихся к настоящему времени уран-свинцовых датировок цирконов метаморфических комплексов Северного Тянь-Шаня и смежных регионов Казахстана характеризует [10], как правило, рифейские метаморфические накладки, особенно мощные на интервалах в 1–1,2 и 0,6–0,8 млрд лет, и их достоверная интерпретация, по-видимому, станет возможной лишь после накопления достаточного материала. Об этом определенно свидетельствуют геологически более молодые интрузии, приуроченные именно к этим рубежам.

Примером магматических проявлений первого уровня стал Караджилгинский массив Киргизского хребта, для которого в семидесятых годах альфа-свинцовым методом были получены рифейские (1–1,3 млрд лет) значения возраста акцессорного циркона [4]. Одновременно те же даты были определены для обломочных цирконов из кварцитовидных песчаников джельдысуйской свиты. Они, несмотря на 10% величину возможной ошибки и значительный интервал разброса, подтвердили стратиграфическое значение строматолитов для расчленения "немых" образований Северного Тянь-Шаня и выдвинули интрузию в число реперов, контролирующих стратиграфические построения.

Караджилгинский и тесно связанные с ним Кызылташский, Береговой и Тавалыкский массивы прорывают карбонатно-терригенные толщи караджилгинской и ортогауской серий, содержащие среднерифейский комплекс строматолитов, а кварцитовидные песчаники джельдысуйской свиты, прослеживающиеся в докембрийских разрезах Тянь-Шаня в качестве регионального корреляционного уровня [12], содержат продукты их размыва.

Минералогический анализ цирконов из ряда отобранных проб (508; 1–70; 77–100; 3–70; 77–82; 2–70; 77–96) показал их однообразие, хорошую сохранность и все признаки магматического происхождения.

Радиологические определения (см. табл. 2) подтвердили предположения о генетическом родстве и одновозрастности всех рассматриваемых массивов, составляющих, по существу, единую, но неравномерно вскрытую интрузию. Графические построения в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ указывают (см. рис. 1) на близкое соответствие изотопного состава первично захваченного свинца в цирконах таковому в плагиоклазах и изохронный свинец-свинцовый возраст цирконов всех проб: $1105 \pm \pm 25$ млн лет. В пределах указанной ошибки заключены и частные свинец-

Таблица 2. Результаты уран-свинцового изотопного исследования цирконов из магматических и метаморфических пород Северного и Среднего Тянь-Шаня

Номер пробы	Анализируемый минерал	Место отбора пробы, комплекс, породы	Содержание г/г	
			Уран 10^{-4}	Свинец 10^{-5}
1	2	3	4	5
1-70	Циркон	Хребет Караджилга, Караджилгинский массив, гранодиориты	—	—
77-82	Полевой шпат	То же	—	—
77-82	Циркон, 80% очистки	”	—	—
77-82	Циркон	”	—	—
77-82	Циркон, полевой шпат	”	—	—
77-100	Циркон	Хребет Кунгей, Береговской массив, гранодиориты	7,82	17,00
3-70	Циркон, полевой шпат	То же	—	—
2-70	Циркон	Хребет Кызылташ, Кызылташский массив, гранодиориты	—	—
77-96	Полевой шпат	То же	—	—
508	Циркон	Таласский хребет, северный склон, р. Чон-Чичкан, Табалькский массив, гранодиориты	7,39	14,26
508	Полевой шпат	То же	—	—
1-81	Циркон	Большой Каратау, р. Ранг, Кумыстинский массив, монзониты	2,28	2,92
1-81	То же	То же	—	—
2-81	”	”	—	—
8	Циркон	Таласский хребет, Кумыштагская интрузия, северная часть, граниты	13,2	8,88
2	Циркон	Кумыштагская интрузия, центральная часть, граниты	8,38	5,36
2Б	То же	То же	14,9	5,45
210	Циркон	Хребет Джетымтау, р. Чирпыкты, туфы липаритов	4,76	6,53
210	То же	То же	5,8	6,53
210	Полевые шпаты	”	—	—
9-81	Циркон	Хребет Джетымтау, р. Курменты, серия Б. Нарына, литокристаллокластические туфы	3,63	5,88
9-81	То же	То же	—	—
1246	Циркон	Киргизский хребет, р. Караарча, Алмалинский массив, гранодиориты	5,25	4,35
1246	Ортит	То же	—	—

Изотопный состав свинца, %				Возраст, млн лет		
204	206	207	208	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$
6	7	8	9	10	11	12
0,310	69,16	9,64	20,89	1080	—	—
1,40	24,39	21,80	52,41	—	—	—
0,365	68,085	10,35	21,20	1084	—	—
0,267	71,61	9,30	18,83	1118	—	—
0,487	61,49	11,61	26,41	1094	—	—
0,278	70,36	9,31	20,05	1114	989	1029
0,712	52,37	14,06	32,86	1109	—	—
0,398	66,45	10,65	22,50	1094	—	—
1,408	25,01	21,73	51,85	—	—	—
0,028	85,07	6,89	8,01	1109	1120	1115
1,140	33,82	18,70	46,33	—	—	—
0,0317	75,719	5,272	18,977	730	685	695
0,044	75,03	5,36	19,56	710	—	—
0,092	73,38	5,98	20,55	730	—	—
0,0310	82,828	4,961	12,18	392	402	400
0,0385	79,000	5,293	15,667	600	365	399
0,091	79,52	5,63	14,75	430	207	225
0,1285	74,284	6,5018	19,085	690	700	698
0,128	74,28	6,50	19,09	690	580	603
1,3058	26,537	20,567	51,59	—	—	—
0,0794	73,831	6,083	20,005	841	826	830
0,0849	73,824	6,082	20,008	807	—	—
0,032	76,63	4,78	18,56	466	457	455
1,2165	23,382	18,978	56,423	—	—	—

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5
1287	Циркон	Терской, р. Укок, гранодиориты	6,23	4,8
10270	Циркон	Терской, перевал Корумды-Тоссор, гранодиориты	14,4	11,5
10148	Циркон	Терской, р. Калча, верховье, гранодиориты	21,2	15,4
157	То же	Терской, западная оконечность, гранодиориты	6,28	5,15
3453	Циркон	Сарыджаз, р. Куйлю, толща Куйлю, биотит-амфиболовые сланцы	2,61	11,10

6	7	8	9	10	11	12
0,013	83,92	4,90	11,16	459	460	464
0,05	82,76	5,35	11,84	451	474	468
0,105	82,87	6,19	10,83	469	428	433
0,058	80,01	5,34	14,59	469	468	468
0,017	76,624	13,394	9,965	2570	2050	2330

свинцовые и уран-свинцовые возрастные определения, что в целом позволяет думать о достаточной надежности полученного результата.

Караджилгинское и сопутствующие ему интрузивные проявления, по историко-геологическим данным [4–7], приурочены к рубежу, с которым в Тянь-Шане связаны кардинальные структурные перестройки, складчатость и мощная магматическая вспышка. В Центральном Казахстане дислокации рассматриваемого рубежа получили название исседонских [3] и, судя по полученной датировке, могут коррелироваться с завершающими фазами гренвилевского тектонического этапа.

Радиологическими определениями возраста цирконов из лейкогранитов Кумыштагского массива в Таласском Алатау, монзонитов Кумыстинского массива Большого Каратау, принадлежащих Таласо-Каратауской структурно-формационной зоне Северного Тянь-Шаня, а также порфириодов верхов серии Большого Нарына в Джетымтау (Срединный Тянь-Шань)

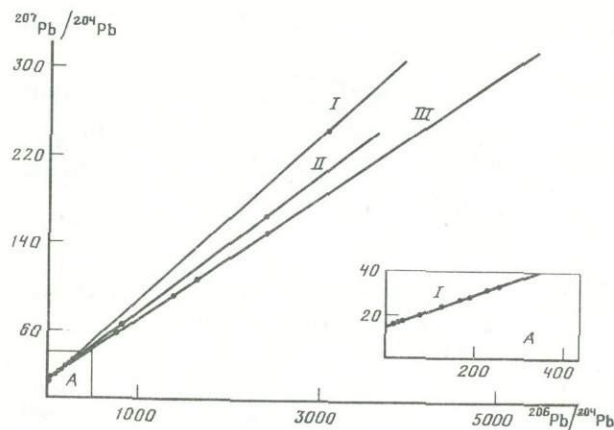


Рис. 1. Изохронная диаграмма в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для цирконов Караджилгинского и Тавалыкского массивов [I], Кумыстинской интрузии [II] и алюмалитового комплекса [III]

мы предприняли попытку датирования другого крупного позднекембрийского рубежа, к которому приурочена граница между верхнерифейским и рифейско-вендским (по комплексам микрофитолитов и строматолитов) структурными этапами.

Кумыстинские монзониты и гранодиориты Большого Каратау, отчетливо прорывая коксуйскую серию вулканитов и толщу бакырлинских доломитов, содержащих среднерифейские (?) строматолиты, сами столь же четко перекрываются по поверхности глубокого размыва толщей ранних конгломератов, выше которых лежат тиллиты известной байконурской свиты и далее — фаунистически охарактеризованный разрез нижнего палеозоя.

Из монзонитов в выходах по р. Ранг отобраны две пробы (1–81 и 2–81). Навеска циркона из первой пробы после химической чистки была разделена на две части, в одной из которых нами проведены изотопные и количественные определения, а во второй — в лаборатории КазИМС определен изотопный состав свинца. Для цирконов из пробы 2–81 удалось определить только изотопный состав свинца.

Цирконы в пробах по минералогическим особенностям были совершенно идентичными: одной окраски, все идеальной огранки, без включений и зональности и различались лишь соотношениями крупной и мелкой фракций. Как показывает анализ, они тем не менее оказались с различными, но пропорциональными содержаниями изотопов свинца, что обеспечило близкий свинец-свинцовый возраст в каждой из навесок и расположение на графике с координатами $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ всех полученных точек на изохроне, проходящей через точку современного свинца с наклоном, соответствующим возрасту 730 ± 15 млн лет (см. рис. 1). Вычисленные значения уран-свинцовых возрастов пробы 1–81 дали близкие, но дискордантные значения. В данном случае можно считать, что дискордантность вызвана эпизодической потерей свинца, которая сказалась на уран-свинцовых отношениях, не нарушив пропорций радиогенных компонентов, определяющих возраст кристаллизации.

Кумыштагская интрузия расположена в центральной части Таласского Алатау. Она прорывает сарыджонскую и чаткарагайскую свиты, относимые по совокупности биостратиграфических данных к верхам верхнего

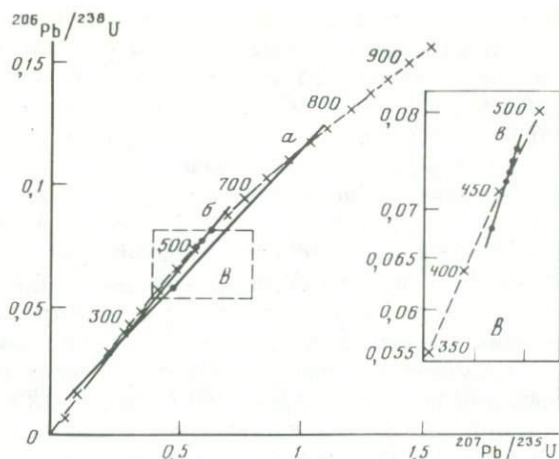
рифей [12]. Более молодые из докембрийских образований не имеют с ней тектонически неосложненных контактов, но нигде не обнаруживают и признаков контактового воздействия, мощно проявленного в прорываемых толщах. Интрузия представлена лейкократовыми гранитами, характерными в Северном Тянь-Шане для завершающих стадий каледонского тектонического этапа. Вместе с тем давно было обращено внимание на идентичность состава гранитов в интрузии и в гальке конгломератов основания курганской свиты, состоящих преимущественно из местного обломочного материала. По основанию актугайской свиты аркозов, перекрывающихся чичканской (венд по комплексу строматолитов) и курганской свитами, в докембрийском разрезе Таласо-Каратауской структурно-формационной зоны повсеместно фиксируется крупное структурное несогласие и потому факты принадлежности интрузии к нижнему структурному этажу послужили основанием для предположения о ее байкальском возрасте [5]. В процессе детальных геолого-съемочных работ в этом районе геологам В.А. Макарову и А.Г. Разбойникову удалось расчленить интрузию на два разновозрастных массива, по пробам из которых (8; 2; 2Б) нами проведены радиологические определения.

Цирконы из пробы "молодых" гранитов дали сходящиеся значения возраста около 400 млн лет. Возраст по пробам 2 и 2Б получился резко расходящимся по разным отношениям (см. табл. 2). Явной причиной дискордантности является воздействие "молодых" гранитов, хотя минералогически явных следов регенерации в цирконах с помощью обычной микроскопии не обнаруживается. Не противоречащая здравому смыслу свинец-свинцовая датировка по пробе 2 (600 млн лет) при замеренных высоких содержаниях радиогенного свинца в данном случае может приниматься как минимальная, что подтверждается вычислением уран-свинцового (по дискордии, рис. 2) и свинец-свинцового возрастов по двум пробам — 710 ± 25 млн лет.

В Джетымтау, в приустьевой части долины р. Чирпыкты, опробованы туфы липаритов верхней толщи порфириидов серии Большого Нарына (проба 210). На порфириодах с глубоким размывом и крупным несогласием залегают толщи "Сарыбельнын-Чонторы", перекрывающиеся тилитоподобными конгломератами свиты Джетымтау, в валунах и гальке которых обнаружен широкий спектр микропроблематики рифея* и венда. Мощные вулканогенные образования серии Большого Нарына на основании межрегиональных корреляций полагаются рифейскими, а в качестве границы между рифеем и вендом принимается упомянутая поверхность регионального несогласия.

В пробе 210 проанализированы две навески циркона и полевой шпат. Цирконы обеих навесок оказались идентичными по изотопному составу свинца (в пределах аналитических погрешностей), но различались содержаниями урана. При вычислении возраста с поправкой на первично захваченный свинец по полевым шпатам по первой навеске получен минимальный разброс датировок, что позволяет считать его реальным (690 ± 10 млн лет).

По пробе 9—81, отобранной в долине р. Курменты из литокристаллических туфов основания той же толщи верхних порфириидов серии Большого Нарына, получена вторая дата, дающая представление о длительности фор-



Р и с. 2. Изохронная диаграмма с конкордией в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ для цирконов кумыштагских гранитов (а, б) и алмалинского комплекса (в)

мирования всей "кровлевой" части серии, разумеется, при условиях идентичности толщ и соответствия ее возраста возрасту цирконов из туфов. Навеска минералогически однородных мелких, слегка оплавленных цирконов была разделена на две части, в одной из которых определялся изотопный состав свинца, а во второй, кроме того, — содержания свинца и урана (см. табл. 2). Различие в полученных свинец-свинцовых возрастах по навескам, мы склонны объяснять вероятной фактической неоднородностью цирконов, поскольку они из обломочных пород. Общий разброс возрастов, вычисленных по разным отношениям, находится в интервале 20 млн лет от практически сходящихся уран-свинцовых значений и несколько превышает возможную аналитическую ошибку. Возраст цирконовой смеси поэтому может оцениваться близким к 830 ± 20 млн лет.

Как можно было увидеть, первые из полученных данных по датировке предвендского несогласия в Тянь-Шань, которые пока следует рассматривать как предварительные, находятся в полном соответствии с историко-геологическими и биостратиграфическими построениями и позволяют надеяться на получение радиологически более обоснованной датировки нижней и верхней границ периода предвендского "перерыва".

Из числа новых радиологических определений возраста палеозойских стратифицированных образований Тянь-Шаня заслуживают обсуждения данные, полученные при датировке Алмалинской и ряда сходных с ней по структурному положению, составу и минералого-геохимическим особенностям интрузий.

Заметим, что из множества палеозойских рубежей, имеющих биостратиграфические обоснования, в регионе обнаружено всего лишь несколько примеров с беспорной "привязкой" к интрузивным проявлениям. Это объекты первостепенной важности, поскольку позволяют прямо коррелировать геологические события, а при наличии геохронологических данных осуществлять надежную увязку схем магматизма с региональной и общей стратиграфическими шкалами.

Алмалинский массив гранодиоритов, расположенный в западном окончании Киргизского хребта, имеет рвушие контакты с толщами туюксайской свиты, охарактеризованной фаунистическими остатками верхнего кембрия—тремадока, и с размывом перекрыт алмалинской свитой, породы которой содержат многочисленные остатки среднеордовикских брахиопод и гастропод. С достаточными основаниями полагается [2; 11], что его внедрение сопряжено с отчетливо проявленными в пределах геоантиклинальных зон каледонид Северного Тянь-Шаня предланвирнскими движениями, обусловившими аренигский "перерыв" в осадконакоплении.

Проба 1246, из которой нами проанализированы цирконы и ортит, отобрана А.Г. Разбойниковым в правобережье р. Караарча, в трех километрах от контакта с алмалинской свитой. Свинец-свинцовая датировка (465 млн лет, см. табл. 2), получающаяся при расчетах с поправкой на первично захваченный свинец как по точке современного свинца, так и по его изотопному составу в ортитах, должна быть близкой к истинной, хотя и существует дискордантность с уран-свинцовыми значениями возраста. Предпринятый нами анализ изотопных отношений свинца и урана в цирконах аналогичных интрузий в Терской Алатау по пробам, отобранным А.Ф. Лопиным (1287; 157; 10270; 10148), показал близость развития в них геохимических систем цирконов и верность полученного для Алмалинского массива свинец-свинцового определения. На диаграммах (см. рис. 1, 2) все полученные точки располагаются на линиях изохрон, соответствующих возрасту в 465 ± 5 млн лет.

Выявленная дата существенно уточняет радиологический возраст предланвирнских интрузий в Тянь-Шане, ранее предполагавшийся на основании калий-аргоновых определений по биотитам и амфиболам в диапазоне от 450 до 490 млн лет [2; 11].

В заключение отметим, что первые опыты уран-свинцового радиологического датирования цирконов из древних образований фанерозойских складчатых систем Тянь-Шаня показали хорошую согласованность получаемых результатов с геологическими данными. Одновременно они выявили существенные различия в сохранности уран-свинцовых геохимических систем цирконов из объектов Северного и Среднего Тянь-Шаня. Несомненно, что в фанерозое регион Северного Тянь-Шаня оказался более насыщенным термальными событиями, способными наложить заметный отпечаток на их состояние, нежели Средний, что может прямо коррелироваться с магматической пассивностью последнего в это время.

Обращает на себя внимание факт близости геохимической истории цирконов из однотипных интрузий довольно крупных идентично развивавшихся тектонических блоков, выделяемых обычно в ранге структурно-формационных подзон. Это обстоятельство может оказаться полезным при интерпретации радиологических данных по региону.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакиров А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 261 с.
2. Геология СССР. Т. 25. Киргизская ССР, кн. 2. М.: Недра, 1972. 315 с.
3. Зайцев Ю.А. О выделении среднерифейской исседонской складчатости в Казахстане//Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1974. № 3. С. 32—52.

4. Киселев В.В., Королев В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе: Илим, 1972. 79 с.
5. Киселев В.В., Королев В.Г. Палеотектоника докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1981. 184 с.
6. Киселев В.В., Королев В.Г., Криволицкая В.Н. Докембрийский магматизм байкало-каледонской складчатой области Тянь-Шаня//Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974. С. 74–79.
7. Королев В.Г., Киселев В.В., Максимова Р.А. Основные черты палеозойской тектоники Северного и Среднего Тянь-Шаня//Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 55–60.
8. Найденов Б.М., Халилов В.А., Семенова Т.В. Изотопный состав свинца в современном минералообразовании//Тез. докл. комис. по определению возраста геол. формаций. М.: Наука, 1973. С. 18–24.
9. Найденов Б.М., Ефимов И.А., Семенова Т.В., Халимов В.А. Радиологическое датирование цирконов докембрийских комплексов пород Южного Казахстана//Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.: Наука, 1981. С. 114–132.
10. Определение абсолютного возраста пород и минералов по стандартным константам. М.: ВИМС, 1983. 118 с.
11. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Кн. 2. 245 с.
12. Типовые разрезы докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана//Стратиграфия аржее и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979. С. 173–185.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Щербак Н.П.</i> Состояние работ по изотопной геохронологии в СССР	3
<i>Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Бибикова Е.В., Левковская Н.Ю.</i> Геохронология докембрия Украинского щита	8
<i>Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Бибикова Е.В., Бойко В.Л., Левковская Н.Ю., Сироштан Р.И.</i> Изотопная геохронология древнейших пород Украинского щита	37
<i>Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Левченков О.А., Пушкарев Ю.Д.</i> Геохронология Восточной части Балтийского щита	77
<i>Бибикова Е.В., Другова Г.М., Дук В.Л., Левский Л.К., Левченков О.А., Морозова И.М.</i> Геохронология Алдано-Витимского щита	135
<i>Краснобаев А.А., Семихатов М.А.</i> Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венда) СССР: современное состояние	159
<i>Николаева И.В., Загрузина И.А., Мурина Г.А.</i> Геохронологические рубежи фанерозоя	183
<i>Киселев В.В., Апяров Ф.Х., Комаревцев В.Т., Цыганок Э.Н.</i> Новые данные по уран-свинцовому возрасту стратифицированных образований Тянь-Шаня . .	215

УДК 550.93

Щ е р б а к Н.П. Состояние работ по изотопной геохронологии в СССР // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. — М.: Наука, 1986.

В статье рассмотрено состояние работ по изотопной геохронологии в учреждениях АН СССР, академиях наук союзных республик, МГ СССР. Оценена работа Комиссии по изотопной геохронологии при ОГГГ и ГН АН СССР и намечены актуальные задачи, стоящие перед изотопно-геохронологическими исследованиями.

Ил. 4.

УДК 550.93

Щ е р б а к Н.П., Б а р т н и ц к и й Е.Н., Б и б и к о в а Е.В., Л е в к о в с к а я Н.Ю. Геохронология докембрия Украинского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. — М.: Наука, 1986.

В статье приводится фактический материал и дана его интерпретация по изотопному датированию геологических образований Украинского щита U-Pb методом по аксессуарным цирконам и Rb-Sr изохронным методом по породам. На основе полученных данных рассмотрена корреляционная схема процессов метаморфизма, гранитообразования и палеовулканизма крупных стратиграфических подразделений отдельных блоков.

Табл. 9. Ил. 28. Библиогр. 10 назв.

УДК 550.93

Щ е р б а к Н.П., Б а р т н и ц к и й Е.Н., Б и б и к о в а Е.В., Б о й к о в Л., Л е в к о в с к а я Н.Ю., С и р о ш т а н Р.И. Изотопная геохронология древнейших пород Украинского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. — М.: Наука, 1986.

В статье обобщены результаты геолого-петрологического и изотопно-геохронологического изучения обнаруженных в пределах Украинского щита древнейших образований новопавловского комплекса Орехово-Павлоградской складчатой структуры. Показано, что формирование протолитовой земной коры, в составе которой преобладали толеитовые базальты и ультрабазиты, интродуцированные плагиогранитами, закончилось 3650 млн лет назад.

Табл. 17. Ил. 22. Библиогр. 22 назв.

УДК 550.93

Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б., Б и б и к о в а Е.В., Л е в ч е н к о в О.А., П у ш к а р е в Ю.Д. Геохронология восточной части Балтийского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. — М.: Наука, 1986.

Проведено обобщение результатов изотопного датирования пород восточной части Балтийского щита, выполненных преимущественно U-Pb методом по аксессуарным цирконам. Данные Rb-Sr и Pb-Pb изохронных методов использованы в ограниченном количестве. Проведена корреляция эндогенных процессов в трех крупнейших мегаблоках — Карельском, Кольском и Беломорском.

Табл. 6. Ил. 28. Библиогр. 70 назв.

УДК 550.93

Б и б и к о в а Е.В., Д р у г о в а Г.М., Д у к В.Л., Л е в с к и й Л.К., Л е в ч е н к о в О.А., М о р о з о в а И.М. Геохронология Алдано-Витимского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. — М.: Наука, 1986.

Рассмотрены данные геохронологического изучения пород Алданского щита, полученных U-Pb изотопным методом по аксессуарным цирконам. Впервые для плагиогнейсов фундамента верхнеалданской серии получено изохрон-

ное значение возраста в 3500 млн лет. Время вулканизма в пределах зеленокаменных структур оценено в 2960 ± 70 млн лет.

Табл. 3. Ил. 9. Библиогр. 15 назв.

УДК 550.93

Краснобаев А.А., Семихатов М.А. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венда) СССР: современное состояние // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. — М.: Наука, 1986.

Геохронологическая шкала докембрия должна строиться на тех же принципах, на которых создана геохронологическая шкала фанерозоя. Роль изотопной геохронометрии в построении такой шкалы сводится к установлению изотопного возраста границ ранее созданной стратиграфической (хроностратиграфической) шкалы. В статье суммированы все опубликованные данные, касающиеся датирования границ верхнепротерозойской части стратиграфической шкалы докембрия СССР и приводится оценка надежности определения изотопного возраста различных границ.

Табл. 7. Ил. 6. Библиогр. 76 назв.

УДК 551.7

Николаева И.В., Загрузина И.А., Мурина Г.А. Геохронологические рубежи фанерозоя // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. — М.: Наука, 1986.

Рассмотрены причины разногласий в оценках рубежей в современной геохронологической шкале фанерозоя изотопными методами. Обсуждаются критерии выбора реперных "глауконитовых" точек с позиций существующих теоретических направлений. Предлагаются уточнения датировок отдельных изотопно-геохронологических рубежей.

Табл. 3. Ил. 2.

УДК 550.93.551.7

Киселев В.В., Апаев Ф.Х., Комаревцев В.Т., Цыганок Э.Н. Новые данные по уран-свинцовому возрасту стратифицированных образований Тянь-Шаня // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. — М.: Наука, 1986.

Приводятся результаты радиологических определений возраста (по цирконам) интрузивных, эффузивных и метаморфических пород Северного и Среднего Тянь-Шаня. Подтверждается наличие древнейших архейских образований в Среднем Тянь-Шане. Проявление магматизма в Тянь-Шане выявлено на рубежах: 1100, 710 и 465 млн лет (Северный Тянь-Шань), 830, 730, 690 млн лет (Средний Тянь-Шань). Полученные значения изотопных возрастов хорошо согласуются с геологическими данными.

Табл. 2. Ил. 2. Библиогр. 12 назв.

**МЕТОДЫ
ИЗОТОПНОЙ
ГЕОЛОГИИ
И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ
ШКАЛА**

*Утверждено к печати
ордена Ленина
и ордена Октябрьской революции
Институтом геохимии
и аналитической химии
им. В.И. Вернадского АН СССР*

Редактор *Ю.А. Балашов*
Редактор издательства *Е.Д. Лебедева*
Художник *А.М. Драговой*
Художественный редактор *М.Л. Храмцов*
Технический редактор *Н.М. Бузова*
Корректор *И.Г. Мартянова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31209

Подписано к печати 06.08.86. Т — 14843
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 14,5 + 0,4 вкл. Усл.кр.-отт. 15,1
Уч.-издл. 18,0. Тираж 850 экз.
Тип. зак. 578. Цена 2 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА" ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ

Э.Н. Баранов. Эндеогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. — 20 л. — 3 р. 60 к.

В книге рассмотрены закономерности распространения и условия формирования эндогенных геохимических ореолов колчеданных месторождений, даны их сравнительные характеристики, исследована история формирования ореолов и показана их полигенность, рассмотрены принципы геохимического прогнозирования скрытого колчеданного оруденения.

Для геологов и геохимиков.

Вулканический шлак и пемза, их месторождения и генезис. — 10 л. — 1 р. 50 к.

Монография является оригинальным исследованием продуктов эксплозивного вулканизма — шлаков и пемз. Состоит из трех частей, в которых дана общая характеристика продуктов эксплозивного вулканизма, показаны объем их добычи и области применения, рассматриваются наиболее крупные месторождения шлаков и пемз, различные схемы образования кислых и основных магм.

Для геологов, петрографов, вулканологов и геохимиков.

С.А. Коренбаум. Типоморфизм слюд магматических пород. — 11 л. — 1 р. 70 к.

На основе общей формулы для негидратированных слюд рассмотрены закономерности замещений в слюдах магматических пород, включая литиевые разности. Оценены пределы изоморфных замещений в слюдах из пород различной основности нормального и основного ряда с учетом формационной принадлежности магматических комплексов. Показана направленность в изменении состава слюд по мере эволюции расплавов, отражена зависимость состава слюд от минеральных парагенезисов.

Для геологов, минералогов, петрологов и геохимиков.

Магматические горные породы. Кислые и средние породы. — 40 л. — 6 р. 60 к.

В книге представлены сведения по петрологии кислых и средних магматических горных пород на формальной основе. Охарактеризованы составы соответствующих пород для всех важнейших тектонических структур Земли, которые разделены на континентальные (щиты, платформы, складчатые пояса), океанические (срединно-океанические хребты, острова, островные дуги, ложе океанов) и переходные между континентом и океаном (активные и пассивные континентальные окраины различных вариантов).

Для геологов, петрографов, геохимиков и тектонистов.

Б.Н. П и с к у н о в. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. – 20 л. – 3 р.

В книге описываются индикаторные черты состава продуктов извержений как современного эталона островодужной вулканической ассоциации и показано ее отличие от формаций океанов и окраинно-континентальных поясов. Проанализирована зависимость вулканизма от предполагаемых кинематических параметров модели плитовой тектоники.

Для геологов, вулканологов, тектонистов и геофизиков.

В.И. С м и р н о в. Плутонизм и нептоунизм в развитии учения о рудных месторождениях. – 7 л. – 1 р. 10 к.

Рассмотрено развитие науки о рудных месторождениях в свете противоборства идей плутонизма и нептоунизма. Прослежено формирование научных взглядов на природу рудных месторождений от древнейшего до новейшего исторических периодов, связанное с переходом от монистических представлений к диалектическому пониманию рудообразования.

Для геологов, геохимиков и минералогов.

Эволюция магматизма Средней Азии. – 20 л. – 3 р. 60 к.

В работе выделены магматические формации, для которых приводятся объем, возраст, петрографический состав, химизм, редкие и рассеянные элементы, металлогеническая специализация. Произведена типизация формаций по геодинамическим режимам, обосновывается выделение типов магматизма. Рассматриваются изменения главных признаков типа магматизма в зависимости от субстрата и времени проявления. Воссоздается эволюция магматизма на территории Средней Азии от раннего докембрия до конца кайнозоя.

Для геологов, минералогов, петрографов и геохимиков.

В.И. В е р н а д с к и й. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. – 30 л. – 5 р.

Книга является итоговым научным обобщением по всем основным направлениям, которые в течение своей жизни развивал В.И. Вернадский (геология, радиогеология, геохимия, биогеология, космохимия). Излагается состояние соответствующих проблем с многочисленными ссылками и приведением обширной литературы, снабженной комментариями автора. Затронутые проблемы актуальны и в наши дни.

Для геологов, географов, химиков, астрономов, физиков, математиков, философов и историков науки.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

Магазины "Книга-почтой":

252030 Киев, ул. Пирогова, 4
197345 Ленинград, Петрозаводская, 7
117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга-почтой"/
370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга-почтой"/
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4
690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга-почтой"/
320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга-почтой"/
734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга-почтой"/
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга-почтой"/
420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга-почтой"/
252030 Киев, ул. Лейтина, 42
252142 Киев, пр-т Вернадского, 79
252030 Киев, ул. Пирогова, 2
277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга-почтой"/
343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга-почтой"/
660049 Красноярск, пр-т Мира, 84
443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга-почтой"/

191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16
220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Книга-почтой"/
103009 Москва, ул. Горького, 19-а
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7
630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51
630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга-почтой"/
142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8
142292 Пушкино, Московской обл., МР, "В", 1
620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга-почтой"/
700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43
700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга-почтой"/
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18
634050 Томск, Академический пр-т, 5
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга-почтой"/
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49
720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга-почтой"/
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 /"Книга-почтой"/

2 р. 80 к.

4599