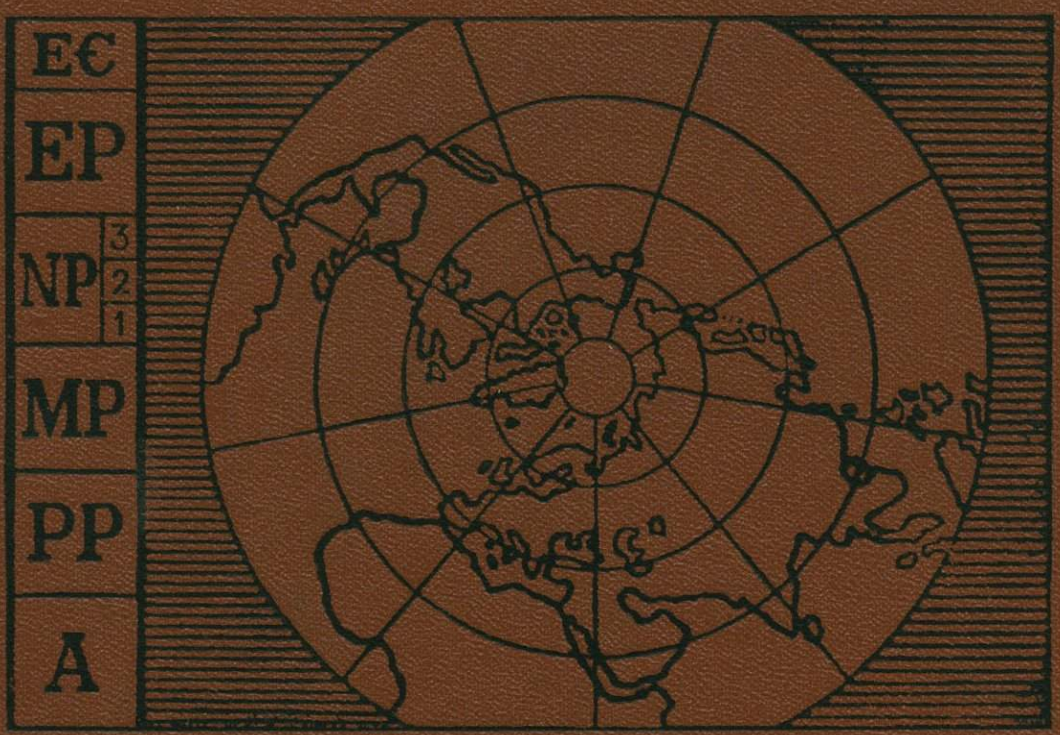
Л. И. САЛОП

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ДОКЕМБРИЯ



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

551.71/72

Л. И. САЛОП

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ДОКЕМБРИЯ

ПЕРИОДИЗАЦИЯ ДОКЕМБРИЯ МАТЕРИКОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАННЕГО ЭТАПА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

900

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД · 1973

Академия Наук Армянской ССР
Геологический институт
Библиотека

УДК 551.72

Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973. 310 с. (Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т).

В книге на основе анализа материала по геологии древних толщ различных районов северного полушария обосновывается новая схема расчленения докембрия, которая предлагается в качестве общей (единой) стратиграфической шкалы докембрийских образований.

Основная часть книги посвящена корреляции докембрия Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ и складчатых областей в их обрамлении. Для этих крупнейших структурных элементов материков составлены схемы сопоставления главных разрезов древних толщ, развитых в 156 районах. Принятая корреляция обосновывается изотопными определениями возраста пород, сравнением литологического состава и строения толщ, формационным анализом, органическими остатками, характерными особенностями тектоники, магматизма и метаморфизма. Рассматриваются также основные черты стратиграфии докембрия Индостанской платформы и других областей распространения древних комплексов северного полушария. Значительное место в книге уделено общим вопросам расчленения древних толщ, анализу эволюции литогенеза, магматизма, метаморфизма, тектоники и металлогении докембрия. Дается разносторонняя характеристика выделяемых общих подразделений (групп и подгрупп) докембрия.

Книга предназначена для широкого круга геологов, преподавателей геологических специальностей вузов, аспирантов и студентов.

Таблиц 4, иллюстраций 36, список литературы — 658 назв., приложений 5.

С $\frac{0294-369}{043(01)-73}$ 75—73

© Издательство «Недра», 1973

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Глава I. Методы корреляции докембрийских толщ 7

Изотопные методы . . . . . —
Палеонтологические методы 12
Геологические методы 14

Глава II. Общие подразделения докембрия (группы и подгруппы) 16

Краткая история вопроса . . . . . —
Принципы расчленения докембрия 22
Краткая характеристика предлагаемой общей стратиграфической шкалы *докембрия* 25
О стратотипах 30

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ОБОСНОВАНИЕ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ И ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ

Глава III. Главнейшие области развития древних толщ северного полушария и состояние стратиграфической изученности докембрия в их пределах . . . 32

Глава IV. Архейская группа 41

Региональный обзор и главнейшие разрезы 42
Европа . . . . . —
Азия 49
Северная Америка 62
Общая характеристика группы 70

Глава V. Палеопротозойская группа 83

Региональный обзор и главнейшие разрезы 84
Европа . . . . . —
Азия 87
Северная Америка 98
Общая характеристика группы 103

Глава VI. Мезопротозойская группа 110

Региональный обзор и главнейшие разрезы . . . . . —
Европа . . . . . —
Азия 120
Северная Америка 129
Общая характеристика группы 142

Глава VII. Неопротозойская группа 156
Нижний неопротозой 157
Региональный обзор и главнейшие разрезы . . . . . —
Европа . . . . . —
Азия 159
Северная Америка 163
Общая характеристика подгруппы 166
Средний и верхний неопротозой 171
Региональный обзор и главнейшие разрезы . . . . . —
Европа . . . . . —
Азия 181
Северная Америка 200
Общая характеристика подгрупп 206
Глава VIII. Эпипротозойская группа 215
Региональный обзор и главнейшие разрезы . . . . . —
Европа . . . . . —
Азия 219
Северная Америка 226
Общая характеристика группы 229
Глава IX. Эокембрийский комплекс 234
Региональный обзор и главнейшие разрезы . . . . . —
Европа . . . . . —
Азия 237
Северная Америка 241
Общая характеристика комплекса 243

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ В ДОКЕМБРИИ

Глава X. Общие черты физической и химической эволюции внешних оболочек Земли в докембрии 247
Архей . . . . . —
Палеопротозой 252
Мезопротозой 253
Неопротозой 255
Эпипротозой 256
Эокембрий 257
Глава XI. Некоторые общие черты тектонической эволюции в докембрии 258
Эволюция формаций . . . . . —
Эволюция магматизма и метаморфизма 259
Эволюция тектонических процессов 262
Эволюция главных тектонических элементов и структур 266
Заключение 271
Примечания 273
Список литературы 275
Указатель местных стратиграфических названий 297

ПРЕДИСЛОВИЕ

Известно, что докембрийский этап геологической истории по своей длительности в несколько раз превосходит последующий — фанерозойский — этап развития Земли. Совершенно очевидно, что для познания общих закономерностей геологической эволюции необходимо всестороннее изучение докембрийских образований и в первую очередь их стратиграфии. Между тем в настоящее время не существует общепринятой стратиграфической шкалы докембрия, а это приводит к тому, что древние толщи разного возраста нередко относятся к подразделениям, имеющим одинаковые общие названия (например, «архей» или «протерозой») и, напротив, одновозрастные толщи часто фигурируют под разными названиями. Геохронологические границы «групп» докембрия проводятся также на разных временных уровнях. Все это серьезно затрудняет или даже делает невозможным составление обзорных геологических карт для докембрийских образований, а также корреляцию последних и выяснение основных черт раннего этапа геологического развития Земли в целом и ее отдельных больших регионов.

Между тем вопросы межрегиональной корреляции докембрийских образований имеют также весьма существенное практическое значение, поскольку, как теперь установлено, с древними толщами определенного формационного состава и возраста связаны определенные типы экзогенных (осадочных и осадочно-вулканогенных метаморфических) месторождений полезных ископаемых, таких, как железо, марганец, уран, медь, золото, высокоглиноземистое сырье и др. Более того, многие месторождения полезных ископаемых эндогенного, преимущественно метасоматического, типа (флогопит, лазурит, горный хрусталь и др.) также приурочены к определенным формациям докембрия.

Естественно, что отсутствие единой системы периодизации докембрия нельзя считать нормальным, тем более что за последние годы накоплен большой геологический и геохронологический материал, который, как нам представляется, достаточен для создания обоснованного проекта общей (единой) стратиграфической шкалы древних образований. В предлагаемой вниманию читателя работе делается попытка создания такой шкалы на основе сравнительного анализа докембрийских образований, слагающих Восточно-Европейскую, Сибирскую и Северо-Американскую платформы, а также складчатые области в их обрамлении.

Более кратко рассматриваются докембрийские образования, развитые в пределах сравнительно слабо изученной Индостанской платформы, а также в фанерозойских складчатых системах, расположенных вдали от платформ.

Продолжением и дальнейшим развитием настоящего исследования должна быть работа, посвященная сравнительному анализу докембрийских образований материков южного полушария. Эта работа еще не закончена, однако уже сейчас можно утверждать, что основные закономерности, установленные для северных материков, справедливы и для южных. Сказанное в первую очередь относится к расчленению докембрия на естественные крупные единицы общей шкалы (эры, группы) и к возрастным их границам.

В данной работе, при ее небольшом объеме и специфических задачах, не будут подробно обсуждаться различные существующие региональные стратиграфические схемы и описываться нормальные разрезы толщ. Предполагается, что читатель знаком с главнейшими разрезами докембрия или познакомится с ними по оригинальным работам и сводкам, используя имеющиеся ссылки на соответствующую литературу. Главное внимание будет обращено на выявление только основных черт строения древних толщ и лишь при изложении нового неопубликованного материала или при обсуждении отдельных важных дискуссионных вопросов будут сделаны некоторые отступления от принятого характера изложения.

Читатель, несомненно, обратит внимание на различную степень полноты освещения материала, относящегося к различным регионам. Однако это неизбежно, поскольку зависит от неодинаковой геологической изученности регионов, различного владения автором региональным материалом и, что очень важно, от ограниченных возможностей проведения полевых исследований для решения спорных вопросов или, по крайней мере, для создания личного представления о них. Последнее обстоятельство в особенности относится к зарубежным территориям. Автор утешает себя мыслью, что никто досконально не знает всех материалов по различным регионам земного шара и в поставленной задаче единственным путем является изучение литературных источников, преломленное через призму собственного опыта и знаний.

Некоторые вопросы, обсуждающиеся в данной работе, автором были уже кратко освещены в предшествующих публикациях. Тем не менее оказалось необходимым снова вернуться к ним с целью их развернутого рассмотрения, так как в ряде случаев за последнее время получены новые данные, уточняющие, а подчас и изменяющие ранее высказанные положения. Геология докембрия сейчас находится в стадии бурного развития. К изучению древних толщ приковано внимание многих исследователей в разных странах мира и почти в каждой из появляющихся в свет многочисленных публикаций содержатся какие-либо новые данные, которые необходимо учесть. Весьма вероятно, что дальнейшие исследования внесут существенные уточнения и в изложенные здесь представления, но автор надеется, что основные выводы работы окажутся правильными.

Анализ геологического материала по верхнему докембрию Восточно-Европейской платформы проведен совместно с К. Э. Якобсоном, которым проделана большая работа по расчленению и корреляции платформенных отложений Русской плиты и их сопоставлению с разрезами Урала. Им написаны некоторые страницы в гл. VII, VIII и IX (с. 117, 174—178, 216, 217, 234, 235). Автор благодарит К. Э. Якобсона, а также своих коллег и сотрудников Ю. Р. Беккера, Ю. Б. Богданова, В. К. Головенка, А. З. Коникова, К. Н. Конюшкова, Н. С. Крылова, В. З. Негруцу, С. Н. Суслову, Л. В. Травина и Е. А. Шалек за помощь, а также обсуждение отдельных вопросов региональной геологии докембрия, В. А. Романову — за оформление таблиц и рисунков.

* * *

В работе везде указаны значения возраста горных пород и минералов, определенные изотопными методами в соответствии с принятыми в СССР константами ($\lambda_к = 0{,}557 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$ и $\lambda_{Rb} = 1{,}39 \cdot 10^{-11}$ год$^{-1}$). Так как за рубежом (кроме Китая и некоторых других стран) принята другая константа распада калия ($\lambda_к = 0{,}585 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$) и в некоторых исследованиях применяется другая константа распада рубидия ($\lambda_{Rb} = 1{,}47 \cdot 10^{-11}$ год$^{-1}$), то для сохранения документальности цифры, приводимые в оригинальных зарубежных работах, помещены рядом в скобках.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

ГЛАВА I

МЕТОДЫ КОРРЕЛЯЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩ

Характеристика методов корреляции древних образований приводится во многих работах, посвященных стратиграфии докембрийских толщ. Казалось, это должно было освободить нас от необходимости изложения известных общих принципов. Однако существуют многие аспекты в применении различных методов, которые, с нашей точки зрения, не всегда правильно толкуются. Поэтому представляется необходимым хотя бы кратко на них остановиться.

Для корреляции древних толщ в настоящее время используются три основные группы методов: изотопные, палеонтологические и собственно геологические.

ИЗОТОПНЫЕ МЕТОДЫ

Методы определения возраста пород, основанные на распаде радиоактивных элементов, на первых порах их применения вызвали к себе двойственное отношение. Одни исследователи, подчеркивая непогрешимость физических принципов, заложенных в основе изотопных методов, считали, что с их помощью можно решить все вопросы датировки и корреляции геологических образований и часто некритически принимали полученные значения за возраст пород. Другие исследователи, столкнувшись с многочисленными случаями несоответствия между радиометрическими и геологическими данными, были склонны или вообще отрицать какое-либо значение этих методов для стратиграфии, или же признавали их с большими оговорками. В настоящее время вследствие развития изотопных методов, а главное — благодаря появлению специальных работ, посвященных геохимической и геологической интерпретации изотопных датировок, взгляды различных исследователей существенно сблизились, хотя и теперь далеко не во всех случаях дается правильная геологическая оценка радиометрических данных.

Для определения возраста древних геологических образований применяются различные изотопные методы и их модификации. Это калий-аргоновый (K-Ar), свинцово-изотопный (U-Th-Pb), свинцово-изохронный, свинцовый модельный, альфа-свинцовый и рубидий-стронциевый (Rb-Sr) методы. Сравнительная оценка каждого из этих методов выходит за рамки данной работы; она дается во всех современных сводках по изотопной геохронологии. Следует только отметить, что при решении конкретных задач приходится обращаться ко всем этим методам и каждый из них имеет свои достоинства и недостатки. Ниже мы рассмотрим некоторые вопросы датирования горных пород, *которые имеют непосредственное отношение к рассматриваемой* проблеме и касаются в той или иной мере всех изотопных методов геохронологии.

На первый взгляд, для корреляции древних супракрустальных образований достаточно иметь надежные изотопные определения возраста *пород и все сводится к получению необходимых датировок. Однако в действительности* задача гораздо сложнее. Прежде всего, мы очень редко можем определить возраст седиментации или даже диагенеза осадочных толщ.

По существу, это возможно только для неизмененных осадочных пород платформенного или миогеосинклинального типа, заключающих некоторые калийсодержащие син- и эпигенетические минералы. Но и в этих случаях далеко не всегда имеется уверенность, что мы получаем истинные значения возраста, а не «омоложенные» позднейшими процессами. Известно, что наиболее часто используемый для датирования осадочных толщ глауконит теряет радиогенный аргон при сравнительно невысокой температуре (около 150° С и, возможно, меньше); кроме того, содержание в нем калия иногда может изменяться вследствие различных обменных реакций и процессов сорбции. Даже при очень слабом метаморфизме глауконит становится неустойчивым и разлагается, замещаясь другими минералами. Но и внешне свежий неизмененный глауконит, как показали многочисленные исследования, также может оказаться непригодным для определения возраста вследствие диффузии аргона.

Известны примеры, когда в неметаморфизованных отложениях глауконит из пород, высоко залегающих в разрезе, показывал более древний возраст, чем из нижележащих. Так, возраст глауконита из образца эоценовых песчаников Калифорнии, взятого на поверхности, составил 43 млн. лет, а из тех же отложений, но из кернов буровых скважин на интервале глубин 2—4 км, возраст этого минерала закономерно уменьшался от 33 до 18 млн. лет [352]. Аналогичные результаты были получены при определении возраста серии образцов глауконита из позднедокембрийских отложений Казахстана (Каратау). Там глауконит из верхней части осадочной толщи, около ее контакта с палеонтологически охарактеризованным кембрием, показал возраст 420 млн. лет, а образцы глауконита из более низких слоев показали все меньшие и меньшие значения, вплоть до 350 млн. лет (исследования Л. И. Боровикова и Г. А. Муриной, личное сообщение). По-видимому, в этих и подобных случаях «омоложение» возраста обусловлено более сильным и длительным прогревом глауконитсодержащих пород на глубине, хотя не исключены и другие объяснения.

Можно привести много примеров, когда датировки пород по глаукониту из палеонтологически хорошо охарактеризованных отложений показывали явно «омоложенные» значения возраста. Например, кембрийские отложения из провинции Альберта (Канада), содержащие остатки брахиопод и трилобитов, датируются по глаукониту в интервале от 413 до 300 млн. лет (несколько определений из различных горизонтов); согласно принятой геохронологической шкале эти значения отвечают промежутку времени от нижнего девона до перми [609].

О потерях аргона глауконитами свидетельствуют и значительные разбросы значений возраста, получаемые для различных образцов из одних и тех же отложений. Так, например, возраст глауконита из карьерной свиты Енисейского кряжа, определенный по разным образцам, колеблется от 747 до 815 млн. лет (5 определений), а из погорюйской свиты того же района от 750 до 1630 млн. лет (10 определений). В общем отмечается, что чем древнее породы, тем больше разброс значений возраста заключенного в них глауконита.

Тот факт, что во многих случаях возраст глауконита закономерно увеличивается вниз по разрезу какой-либо толщи, отнюдь не свидетельствует о том, что полученные датировки являются истинными, характеризующими время образования минерала. Термальные процессы, обусловливающие удаление аргона, могли проявиться одинаково во всей толще пород и вызывать повсеместное «омоложение» возраста глауконита; при этом, естественно, различие в значениях возраста между древними и более молодыми отложениями сохранится.

Сказанное выше дает основание весьма осторожно подходить к интерпретации датировок осадочных толщ по глаукониту. В подавляющем большинстве случаев получаемые значения заметно «омоложены» и могут указывать только на верхний предел возраста толщ. Особенно это относится к древним—

докембрийским — толщам и тем более к тем, которые заметно изменены и дислоцированы. Меньшие искажения возраста следует ожидать для горизонтально лежащих неизмененных отложений, слагающих верхние части разреза платформенного покрова (безотносительно к их возрасту). Естественно, что определение возраста геосинклинальных толщ по глаукониту ни в коем случае не может считаться надежным. Между тем почти все датировки границ различных подразделений рифея сделаны на основе определения возраста глауконита из пород миогеосинклинального комплекса докембрия Южного Урала, являющегося стратотипом рифея. Точно так же методически неверным является сопоставление платформенных и миогеосинклинальных толщ только по данным определения возраста содержащегося в них глауконита.

«Омоложенные» значения возраста по K-Ar методу характерны не только для глауконитов из докембрийских пород. М. М. Рубинштейн [240], впервые предложивший использовать глауконит для датирования осадочных толщ, приходит к выводу, «что в подавляющем большинстве случаев цифры для палеозойских (а тем более допалеозойских!) и мезозойских глауконитов являются заниженными» (с. 76), и даже рекомендует к получаемым значениям возраста мезозойских пород по глаукониту всегда добавлять в среднем 15%, что, впрочем, методически неправильно. Как мы увидим ниже, достаточно близкие истинным значениям возраста пород по глаукониту нередко получаются и для докембрийских пород, залегающих в самом верху разреза платформенных толщ.

Многочисленные трудности возникают и при интерпретации датировок пород, получаемых K-Ar методом по гидрослюдистым минералам, образцам глинистых сланцев, филлитов и других подобных образований. Не говоря уже о том, что и в этих случаях возможны потери аргона, которые обусловливают «омоложение» возраста, часто невозможно решить, обозначают ли такие датировки возраст диагенеза (эпигенеза) или возраст метаморфизма, первичного или наложенного. Кроме того, в ряде случаев можно допустить искажение возраста вследствие присутствия в породе обломочных слюд, полевых шпатов и других минералов.

Возраст неизмененных карбонатных пород в принципе можно определить при помощи Pb-изохронного метода, но если породы метаморфизованы, то интерпретация получаемых значений становится неоднозначной.

В несколько лучшем положении находится датирование вулканогенных пород, особенно кислого состава. О возрасте неизмененных или сравнительно слабо метаморфизованных вулканитов можно судить с помощью Rb-Sr изохронного и Pb-изохронного методов (по валовым пробам), а также Pb-изотопного метода (по циркону). K-Ar методом можно определить возраст только совершенно неизмененных вулканитов. Следует иметь в виду, что вулканиты, которые даже при микроскопическом изучении кажутся малоизмененными, могут быть непригодны для датирования этим методом вследствие утечки из них аргона. В качестве примера можно привести малоизмененные кислые вулканиты (порфиры) акитканской серии Прибайкалья, которые по данным K-Ar метода показывают значения в интервале 100—550 млн. лет, тогда как их действительный возраст, определенный Rb-Sr изохронным методом, около 1700 млн. лет.

В подавляющем большинстве случаев изотопные датировки пород докембрия могут быть получены только по минералам метаморфических и плутонических пород. Эти датировки указывают время метаморфизма, метасоматоза или внедрения интрузий, т. е. тех явлений, которые происходят уже после формирования осадочных или вулканогенных толщ. При этом весьма существенно, что они далеко не всегда указывают время плутонических процессов, непосредственно следовавших за периодом седиментации (вулканизма), а нередко фиксируют гораздо более поздние термальные события.

Миграция радиогенных элементов и их продуктов распада может происходить и при процессах метасоматоза, деформации пород и под

воздействием различных экзогенных факторов (выветривание, растворение, обменные реакции и др.).

Сказанное выше в особенности касается наиболее распространенного K-Ar метода. Как показали геологические и экспериментальные исследования [247, 352], миграция аргона из минералов и пород происходит и при сравнительно низкой температуре, воздействующей на породу долгое время. При этом перекристаллизации породы или каких-либо других изменений, описываемых как метаморфизм, может и не быть или они не обнаруживаются простыми методами петрографических исследований. Этот метод позволяет установить действительный возраст только тех горных пород или минералов, которые образовались на земной поверхности или на относительно небольшой глубине и впоследствии не подвергались хотя бы слабому, но продолжительному нагреванию, а также деформации. В подавляющем большинстве случаев с помощью K-Ar метода можно определить лишь верхний предел возраста глубинных метаморфических и изверженных пород, *который может существенно отличаться от их действительного* возраста.

Обычно датировки K-Ar методом указывают на время прекращения влияния постоянно действующих в глубоких частях земной коры факторов криптометаморфизма, которые хотя и не приводят к заметным изменениям горных пород, но вызывают утечку из них аргона. Прекращение действия этих факторов в основном обусловливается поднятием блоков земной коры выше *определенного критического уровня, примерно совпадающего с геоизотермой* 300° С. В том случае, когда поднятие земной коры непосредственно завершает тектоно-плутонический цикл, K-Ar метод позволяет установить (в грубых чертах) время складчатости, метаморфизма и плутонизма [247]. В известном приближении возраст метаморфических и плутонических горных пород указывают также реликтовые датировки, которые возможны благодаря существованию особых местных условий, благоприятствующих удержанию аргона в кристаллической решетке минералов.

Сказанное о K-Ar методе в известной мере относится и к другим методам. Различие заключается главным образом в том, что миграция аргона происходит, как правило, значительно легче других дочерних радиоактивных элементов. Вместе с тем параллельные определения возраста K-Ar и Rb-Sr методами для одних и тех же минералов (слюд) показали, что миграция аргона и стронция из минералов происходит в природных условиях одновременно, хотя и с разной скоростью, причем в большинстве случаев стронций мигрирует медленнее; впрочем, известно немало случаев, когда лучше сохраняется аргон. Исследования, однако, показали, что радиус миграции стронция сравнительно невелик, и если метаморфизм происходил без существенного привноса и выноса элементов, то нередко имеет место перераспределение стронция между минералами, без существенного изменения его содержания в относительно небольшом объеме породы. На этом основано применение весьма ценного Rb-Sr изохронного метода (по валовым пробам), позволяющего оценить возраст породы или (и) время ее раннего и последующего метаморфизма.

*Многочисленные ограничения возможности прямого использования изо*топных датировок при решении геохронологических задач существуют и для Pb-изотопного (U-Th-Pb) метода, поскольку термальные и различного рода иные процессы, протекающие уже после образования минерала, также вызывают миграцию материнских элементов и в особенности продуктов их распада. Правда, Pb-изотопный метод предусматривает контроль такой миграции путем сопоставления различных изотопных отношений, и, кроме того, *для этого метода возможно применение способа изохрон, позволяющего* определить возраст минералов даже при дискордантных значениях по различным изотопным отношениям. Но во многих случаях преобразования, которым подверглись минералы и горные породы, настолько глубокие, что установить даже примерно их истинный возраст уже нельзя.

То, что позднейшие термальные процессы сильнейшим образом влияли на миграцию продуктов радиоактивного распада и вызывали «омоложение» изотопных значений возраста, прекрасно иллюстрируют радиологические исследования С. Харта и других геологов [337] в контактовом ореоле небольшого кайнозойского (35 млн. лет) плутона Эльдора, расположенного среди докембрийских гнейсов, датированных Pb-изотопным методом вдали от зоны воздействия молодой интрузии 1650 млн. лет. Эти исследования показали, что в контактовом ореоле значения «возраста» различных минералов из гнейсов, полученные при помощи K-Ar, Rb-Sr и Pb-изотопного (по разным отношениям) методов, закономерно уменьшаются по мере приближения к штоку Эльдора и около контакта «омолаживаются» почти до возраста интрузии. Только на значении возраста циркона по отношению Pb^{207}/Pb^{206} это «омоложение» сказывается в меньшей степени: у контакта «возраст» циркона снижается до 1200 млн. лет и уже на расстоянии 35 м от контакта значение возраста становится «нормальным» (1650 млн. лет). На возраст остальных минералов, определенный K-Ar и Rb-Sr методами, а также и циркона (по отношению Pb^{206}/U^{238}) термальное воздействие интрузии влияет на расстоянии до 3200 м от контакта, где по расчетным данным температура не превышала 200° С. Из этого исследования видно, что даже сравнительно слабое и непродолжительное повышение температуры около небольшого интрузивного штока вызывает значительное «омоложение» изотопных датировок. Естественно, что в случае длительного и сильного подъема геоизотерм, который происходит во время диастрофических циклов, явления изотопного «омоложения» будут гораздо более интенсивными и всеохватывающими.

В приведенном случае отмечалось «омоложение» Rb-Sr возраста минералов. Однако исследования Р. Пиджона и У. Компстона [560] показывают, что при сильном контактовом воздействии интрузии происходит полная гомогенизация изотопов стронция во вмещающих породах, и, следовательно, даже при помощи Rb-Sr изохронного метода (по валовым пробам) невозможно установить возраст более ранних событий.

Таким образом, в ряде случаев непосредственное использование цифр, получаемых при помощи изотопных методов, затруднено или даже невозможно. Для определения времени образования или метаморфизма древних горных пород необходим большой и разнообразный геохронологический материал, а также тщательный геологический и геохимический (радиологический) его анализ. В этой связи необходимо подчеркнуть, что единичные определения возраста, особенно K-Ar методом, мало что дают для датирования глубоко и неоднократно метаморфизованных горных пород; в лучшем случае они указывают их верхний возрастной предел. Только при наличии большого числа датировок различных геологических объектов появляется возможность выявления так называемых «реликтовых» значений, которые с известным приближением указывают на время проявления тех или иных геологических событий. При K-Ar датировании это чаще всего будут наиболее древние значения из числа полученных для синхроничных образований, поскольку явления «удревнения» возраста для рассматриваемого метода крайне редки, так как для захвата минералом аргона необходимо, чтобы внешнее давление аргона превышало внутреннее (в минерале), что в природных условиях бывает только в исключительных случаях [72].

Случаи «удревнения» выявляются путем определения возраста когенетических минералов, обладающих различной температурой удаления аргона (активизации); для них характерно большее значение возраста у минералов с низкой температурой активизации по сравнению с минералами, обладающими более высокой температурой активизации, например у биотита по отношению к амфиболу. В подавляющем же большинстве случаев в метаморфических породах минералы с высокой температурой активизации имеют более древний возраст, и это свидетельствует о редкости явлений изотопного «удревнения», обусловленного метаморфизмом. Несколько более часто отме-

чаются случаи «удревнения» K-Ar возраста ультраосновных (и отчасти основных) магматических пород, что обусловлено особыми условиями внедрения и кристаллизации магмы [254].

Разумеется, основную ценность представляют значения возраста, полученные Pb-изотопным, Rb-Sr изохронным и Pb-изохронным методами. Однако и они в некоторых случаях могут указывать не время образования горной породы (минерала), а время последнего глубокого ее метаморфизма, когда снова установилось изотопное равновесие или произошла гомогенизация в распределении изотопов в когенетических образованиях. В этих случаях установление действительного возраста пород или возраста их метаморфизма представляет сложную задачу. Однако часто можно оценить время и сущность событий, которые выражают полученные датировки. В этом отношении особенно показательны случаи совпадения или близости изотопных значений возраста пород из древнего комплекса со значениями возраста пород из более молодого метаморфического комплекса, отделенного от нижележащего большим несогласием. Естественно, что в этих случаях изотопный возраст древних пород «омоложен» под влиянием последующего (наложенного метаморфизма. Таких случаев можно привести множество, и с ними мы познакомимся в дальнейшем. Здесь приведем только типичные примеры.

В ряде районов земного шара значения возраста, полученные различными *методами для древнейшего гнейсо-гранулитового комплекса и для перекрывающего* его резко несогласно гораздо слабее метаморфизованного вулканогенного (зеленокаменного) комплекса, совпадают или очень близки — около 2600—2800 млн. лет. Такой же возраст имеют граниты, заключенные только в древнем комплексе, и более поздние, прорывающие зеленокаменные толщи. В сравнительно редких случаях для древних супракрустальных пород и гранитов различными методами получены значения около 3500 млн. лет; очевидно, их следует рассматривать как «реликтовые» датировки, характеризующие время раннего метаморфизма и плутонизма. Естественно, что более частые датировки древних пород (2600—2800 млн. лет) отражают время наложенных термальных процессов. В Южной Африке, в так называемом поясе Лимпопо, породы упомянутого гнейсо-гранулитового комплекса датируются Rb-Sr изохронным методом 2000 млн. лет. Однако известно, что они секутся «Великой дайкой» основных пород, которая, как это установлено при помощи того же метода, но в более северном районе, не захваченном диастрофизмом с возрастом 2000 млн. лет, датируется 2500 млн. лет. Этот факт с несомненностью свидетельствует о том, что датировки гнейсов и гранулитов в поясе Лимпопо сильно «омоложены» [627]. Действительно, в соседних районах для этих пород установлен возраст около 3500 млн. лет.

Несмотря на многочисленные трудности, возникающие при геологической интерпретации данных изотопных методов, правильно истолкованные радиометрические датировки являются необходимой и, пожалуй, наиболее объективной основой для расчленения и корреляции докембрийских образований в далеко отстоящих друг от друга районах.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

В последние годы для расчленения и корреляции древних толщ стали использоваться фитолиты (строматолиты и микрофитолиты), встречающиеся во многих преимущественно карбонатных отложениях верхнего докембрия. Несмотря на сравнительно короткое время, прошедшее после опубликования первых важных исследований в этом направлении [108, 160, 238], благодаря энергичной популяризации нового метода и, несомненно, удачным опытам его применения для решения ряда стратиграфических задач он приобрел большую популярность, особенно среди геологов Советского Союза. К сожалению, в ряде случаев этот метод стал применяться некритически, а между тем многие эмпирически установленные закономерности вертикального распределения различных форм строматолитов и микрофитолитов еще не-

достаточно проверены на большом региональном материале. Известны нередкие случаи несоответствия между определениями возраста древних толщ по фитолитам с геологическими и изотопными данными. С некоторыми из них мы встретимся в дальнейшем при обсуждении региональных стратиграфических схем.

Возможно, что многие противоречия обусловлены несовершенством систематики рассматриваемых остатков или неправильными их определениями или, наконец, неправильной интерпретацией геологических наблюдений и изотопных датировок. Кроме того, нередко заключения о возрасте делаются на основе единичных остатков, а не комплексов форм. Естественно, что такие заключения, основанные на неполноценном материале, не могут претендовать на достоверность. Особо следует отметить, что диагностические признаки многих форм строматолитов и микрофитолитов еще недостаточно разработаны, а это влечет за собой большую субъективность в определениях этих остатков.

Необходимо обратить внимание также на то обстоятельство, что до сих пор неизвестны причины эволюции форм строматолитов и микрофитолитов, *поскольку эти образования не являются в буквальном смысле остатками* организмов, а представляют собой карбонатные (изредка первично кремнистые) постройки — горные породы, возникшие в результате жизнедеятельности или при участии различных видов сине-зеленых водорослей и бактерий *. Полагают, что изменение формы построек связано с эволюцией этих *растительных организмов и постепенным увеличением со временем их концентрации* (биомассы), что находит свое отражение в изменении формы и плотности водорослевой дернины (мата). Вместе с тем не исключено, как считают многие исследователи, что разнообразие форм водорослевых построек в большой мере зависит от фациальной обстановки в период осадконакопления (гидродинамический режим, соленость, климат и др.).**

В этом случае возможно, что изменение форм строматолитов и микрофитолитов находится в связи с общей эволюцией осадочного породообразования, обусловленной геохимическими, климатическими и тектоническими факторами. Так, например, очень редкая встречаемость в нижнем и частично в среднем докембрии онколитов, возможно, обусловлена более спокойным гидродинамическим режимом в бассейнах того времени вследствие слабой контрастности рельефа земной поверхности, а также плохо выраженной климатической зональности [248]. Вероятно также, что различное отношение числа и мощности темных (богатых органическим материалом) и светлых карбонатных прослойков, которое лежит в основе предлагаемой Вл. А. Комаром и соавторами [144] систематики строматолитов из группы конофитонов, *зависит от постепенного увеличения со временем количества органи*ческого материала, вследствие чего конофитоны из более молодых отложений содержат больше темных прослойков. Необходимо отметить слабую изученность фитолитов, встречающихся в наиболее древних палеонтологически охарактеризованных отложениях докембрия.

Несмотря на существующие неясности, метод расчленения и корреляции отложений верхнего докембрия по фитолитам, оправдавший себя на многих примерах, может считаться весьма ценным и перспективным, хотя он и нуждается в дальнейшей разработке и обосновании.

---

* Еще не вполне выяснено, какую роль играют водоросли в образовании строматолитовых построек: активно ли они выделяют известь или последняя выпадает из морской воды химически и только осаждается на водорослевой слизи, имитируя ее форму и образуя так называемую дернину. Существование первично кремнистых строматолитов (например, в докембрийской хемогенной железисто-кремнистой свите Ганфлинт Канады [360]) говорит, скорее, в пользу второго мнения.

** Как показано Б. Логаном [525], в распределении различных форм современных строматолитов, образующихся в зал. Шарк на западном побережье Австралии, отмечается явная зависимость от фациальной обстановки, в частности от приливо-отливных течений.

Гораздо меньшее значение для стратиграфии докембрия имеют сферической формы микрофоссилии, называемые акритархами, ранее ошибочно принимавшиеся за споры земноводных растений. Хотя все исследователи признают, что эти остатки имеют органическое происхождение, их истинная природа не установлена; многие считают их остатками планктонных сине-зеленых водорослей. Акритархи и другие растительные микрофоссилии установлены во многих отложениях верхнего докембрия, но они еще слабо изучены и почти не используются для корреляции древних толщ; попытки их применения для решения стратиграфических задач нуждаются в дальнейшем обосновании и проверке на большем материале.

В последние годы во многих отложениях докембрия, в том числе очень древних (до 3,3 млрд. лет), в ряде районов земного шара обнаружены микроскопические или субмикроскопические (от 1 до 40 мкм) округлые, сложной и неправильной формы остатки, представляющие собой фоссилизированные клетки и нити сине-зеленых и других водорослей (а также бактерии), часто образованные аминокислотами. Установлено, что древнейшие водоросли размножались путем деления, а водоросли, встречающиеся в верхних подразделениях докембрия, обладали половым размножением. Первые из них, характеризующиеся простым клеточным строением, названы прокариотами, вторые, обладающие клетками с внутренним ядром, относятся к эукариотам [390]. Существуют сомнения относительно органической природы некоторых из этих образований, но в большинстве случаев биогенное происхождение их установлено достоверно или же оно очень вероятно.

Остатки животных в отложениях докембрия очень редки, хотя в настоящее время они и обнаружены на разных материках в толщах, относящихся к наиболее молодым подразделениям докембрия. Это преимущественно отпечатки мягкотелых (бесскелетных) животных, которые относятся к медузоидным, рангеидам, червеобразным и формам неясного систематического положения. Из скелетных животных в верхнем докембрии известны только некоторые формы, обладавшие наружным (трубчатым) скелетом, возможно относящиеся к погонофорам (*Paleolina*, *Sabellidites*) и червеобразным или хиолитам (*Anabarites trisulcatus* M i s s.). Последние встречаются только в пограничных слоях, непосредственно подстилающих кембрий. Стратиграфическое значение всех этих остатков для расчленения древних толщ ограничено вследствие их редкой встречаемости и приуроченности к самой верхней части докембрия.

В докембрийских отложениях иногда встречаются еще различной формы образования, биогенная природа которых не доказана. Стратиграфическое значение этих проблематических образований в большинстве случаев сомнительно. Следует отметить, что многие образования, описывавшиеся ранее как остатки докембрийских животных или растений, в настоящее время рассматриваются как неорганические [390, 480 и др.].

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Естественно, что в основе расчленения древних толщ лежат геологические методы, задачей которых является выделение и установление последовательности залегания стратиграфических подразделений, выявление характера их границ, перерывов в осадконакоплении, угловых несогласий, а также соотношений слоистых толщ с плутоническими (магматическими и ультраметаморфическими) образованиями. Последние обычно используются как своеобразные геологические реперы, разделяющие супракрустальные (осадочные и вулканогенные) комплексы пород. Поскольку во многих случаях только плутонические образования могут быть датированы изотопными методами, то они приобретают важное значение и как геохронологические реперы, отмечающие определенные этапы геологической истории.

В этой связи следует отметить, что плутонические образования могут характеризовать различные геологические рубежи в зависимости от времени

их формирования в тектоническом цикле. По этому признаку следует различать три типа: 1) интрузивные образования, одновременные с осадконакоплением и вулканизмом; к ним относятся многие гипабиссальные и субвулканические тела, а также некоторые гипербазитовые и базитовые залежи, размещающиеся среди осадочно-вулканогенных толщ; 2) интрузивные образования субплатформенного характера, близкие по времени формирования накоплению осадочно-вулканогенных толщ или приуроченные к паузам в седиментации, к ним относятся некоторые граниты (например, рапакиви) и дифференцированные массивы основных и щелочных пород и 3) интрузивные и ультраметаморфические (в том числе анатектические) образования, возникающие после формирования осадочно-вулканогенных толщ во время диастрофизма в геосинклинальных областях, к ним принадлежат синкинематические и позднекинематические гранитоиды. Разумеется, что изотопные датировки различных типов этих образований указывают время разных событий.

Особое значение для расчленения и корреляции докембрийских толщ имеют геоисторические (в том числе формационные) методы геологического анализа. В основе этих методов лежит представление, доказанное многими фактами, о существовании необратимых изменений в тектоническом развитии Земли, а также в химическом составе и термодинамических условиях существования ее внешних оболочек, обусловливающих в совокупности эволюцию процессов осадконакопления и породообразования.

Установлено, что многие докембрийские комплексы в различных регионах и даже на разных материках, расположенные в разрезе одинаково по отношению друг к другу и имеющие, по данным изотопных методов, близкий возраст, обнаруживают поразительное сходство по составу некоторых характерных формаций и отдельных типов пород. Это подробнее будет сказано в дальнейшем. Здесь только укажем, что некоторые специфические геологические образования, например джеспилиты, массивные и оолитовые гематитовые и сидеритовые пластовые руды, золото урановые конгломераты, тиллиты и другие породы, характерны для определенных стратиграфических уровней докембрия. Существенно, что эволюционируют не только типы пород, но и их парагенезисы. Со временем изменяется и значение отдельных широко распространенных типов пород в разрезах древних толщ: сокращается количество вулканогенных пород и доломитов, увеличивается количество грубообломочных полимиктовых пород и известняков [248, 254].

Изменения, правда менее заметные, обнаруживаются и в составе плутонических пород. Обращает на себя внимание приуроченность анортозитов к раннему и среднему докембрию, гранитов рапакиви и металлоносных дифференцированных интрузий габброидов к определенным рубежам в верхней половине докембрия; отмечается постепенное сокращение масштабов проявления синорогенной гранитизации и увеличение роли позднеорогенных аллохтонных гранитов. Метаморфизм гранулитовой фации (в региональном проявлении) свойствен в основном архейскому комплексу.

Некоторые тектонические формы, например гнейсовые складчатые овалы, присущи исключительно архейским образованиям, другие, например гнейсовые купола, играют неодинаковую роль в структурных комплексах докембрия различного возраста [257]. Несомненно, в дальнейшем будут вскрыты новые более тонкие закономерности эволюции «мертвого» вещества. Уже в настоящее время намечается разделение джеспилитовой формации на несколько различных типов, часть которых определенно связана с отложениями разного возраста. То же, вероятно, удастся сделать в отношении некоторых других необратимых формаций.

Формационный метод для стратиграфии (корреляции) докембрия имеет гораздо большее значение, чем для более молодых подразделений. Как мы увидим впоследствии, это обусловлено более слабой дифференцированностью тектонических движений и более слабо выраженной климатической и геохимической зональностью в докембрии, в результате чего одинакового

типа отложения могли накапливаться в различных областях земного шара.

Формационный метод корреляции древних толщ должен всегда применяться в сочетании с различными другими геологическими методами. При этом необходимо учитывать геохимические и минералогические данные, изменения фаций (и формаций), соотношение с подстилающими и перекрывающими отложениями, характер границ (перерывы, угловые несогласия) и др. Как мы увидим ниже, при помощи формационного (в широком смысле) метода удается установить возраст толщ, даже при отсутствии изотопных определений и органических остатков. В некоторых случаях этот метод позволяет существенно корректировать и результаты других методов. Следует отметить, что некоторые эмпирически установленные закономерности, касающиеся вертикального распространения некоторых специфических формаций, будучи неоднократно подтверждены данными изотопных определений возраста, приобретают, таким образом, самостоятельное и объективное значение для расчленения и корреляции докембрия.

Формационный метод корреляции имеет и свои недостатки, из которых главнейшим является его малая чувствительность. Действительно, поскольку эволюция процессов осадконакопления и породообразования происходит медленно и часто постепенно, то изменение формационных типов пород может быть использовано только для корреляции самых крупных подразделений докембрия.

Как видно, хотя ни один из охарактеризованных выше методов не является «всемогущим», но если они применены в совокупности, то дают более или менее удовлетворительную объективную основу для расчленения и корреляции древних толщ. Конечно, всегда остаются и субъективные элементы, зависящие от опыта и интуиции исследователя.

ГЛАВА II

ОБЩИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ (ГРУППЫ И ПОДГРУППЫ)

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ВОПРОСА

В течение длительного времени метаморфические толщи были объектом главным образом петрографического изучения. Даже в начале нашего столетия в ряде работ и на многих геологических картах докембрийские образования не были расчленены по возрасту и обозначались как «метаморфические сланцы» или «кристаллические сланцы (гнейсы)» в зависимости от степени перекристаллизации пород. Однако всегда считали необходимым их расчленение и выделение в их составе самостоятельных стратиграфических подразделений, а для докембрия некоторых регионов создавались подчас удачные местные стратиграфические схемы.

Английский геолог А. Седжвик, установивший в 1836 г. кембрийскую систему, в 1838 г. предложил называть все более древние образования протозоем [598]. Это был первый термин, предложенный для обозначения докембрия. Его соотечественник Р. Мурчисон в 1845 г. назвал геологические образования древнее силура азоем [545], а другой известный английский геолог Д. Даусон [407] в 1868 г. предложил называть образования древнее кембрия эозоем; в дальнейшем этот термин чаще стал употребляться для обозначения верхней части докембрия.

Начиная с 70-х годов прошлого столетия исследованием докембрия наиболее обстоятельно занялись американские ученые, и поэтому бóльшая часть новых общих наименований древних толщ была предложена ими. В 1872 г. Д. Дэна [403] все докембрийские образования отнес к астральному эону и рекомендовал выделять их как архей или археозой. Э. Эммонс [425] в 1887 г. предложил называть протерозоем образования верхней части докембрия, помещающиеся между археем и кембрием, а в 1889 г. Ч. Уолкотт [635]

те же образования назвал алгонком (алгонкием). Последний термин обычно употреблялся как синоним протерозоя и был широко распространен в США, где докембрий разделялся на архей и алгонкий. Таким образом, возникла и стала широко распространенной двучленная схема деления докембрия.

Американский исследователь К. Ван-Хайз [629], внесший особенно большой вклад в изучение докембрия района Великих Озер (Канада и США), указал критерии, позволяющие отделять эти два подразделения. К архею, по его мнению, следует относить преимущественно магматические породы (граниты и др.), а к алгонкию (протерозою) — осадочные метаморфизованные породы, залегающие под кембрием; архейские породы более сильно складчаты и метаморфизованы и отделены от вышележащих алгонкских несогласием. Однако дальнейшие исследования на Канадском щите показали, что эти критерии весьма неточны, неопределенны и потому трудноприменимы на практике. Во-первых, было установлено, что в докембрии щита имеется несколько угловых несогласий, но неясно, какое из них следует принимать за границу подразделений, и, во-вторых, определено, что в составе древнейших образований, относимых к архею, есть и метаморфизованные осадочные породы. Поэтому некоторые североамериканские исследователи стали говорить об архее и алгонкии (протерозое) как о типах отложений, не связывая эти термины с возрастом пород.

В 1955 г. Американская комиссия по стратиграфической номенклатуре [348] отвергла термины «архей» и «протерозой (алгонкий)» и установила только одно общее хроностратиграфическое подразделение «докембрий», причем докембрий в разных районах может быть расчленен на три части: нижний, средний и верхний. Еще раньше (в 1915—1916 гг.) Э. Лаусон предложил делить докембрий Канадского щита также на три части, которые он назвал (начиная снизу) онтарий, гурон и алгонк [518].

Другую позицию заняли канадские геологи. Канадский национальный комитет по стратиграфической номенклатуре в 1935 г. рекомендовал выделять архей, к которому относились все догуронские образования, и протерозой, включающий гурон, и более молодые докембрийские толщи [343]. В дальнейшем в системе геологической службы Канады применялось расчленение докембрия на архей и протерозой, а последний делился на три части: нижний, средний и верхний. Таким образом, фактически возникло четырехчленное деление докембрия. Однако геологическая служба соседних с Канадой штатов Мичиган и Миннесота (США) придерживалась трехчленного деления докембрия на нижний, средний и верхний.

Приведенный выше краткий обзор эволюции представлений относительно расчленения и терминологии докембрия нам нужен был только для того, чтобы показать, как возникли многие широко распространенные в настоящее время общие стратиграфические термины. Теперь следует перейти к рассмотрению современных стратиграфических шкал докембрия.

В Советском Союзе, так же как и в других странах, нет единой шкалы древних образований. Межведомственный стратиграфический комитет СССР в 1963 г. принял решение, действующее и до настоящего времени, «сохранить в стратиграфической шкале докембрия два главных его подразделения — архей и протерозой» [с. 239, 34], при этом он не установил их геохронологических границ, так как по этому поводу мнения членов МСК разделились. Вместе с тем МСК указал, что протерозой может делиться на нижний, средний и верхний. Комиссия по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР в 1964 г. расчленила докембрий на четыре группы: архей, нижний протерозой, средний протерозой и верхний протерозой, определив их верхние возрастные границы (отвечающие тектоно-плутоническим циклам) соответственно в 2600, 1900, 1600 и 570 млн. лет [66].

Эта схема в Советском Союзе сейчас, пожалуй, наиболее распространена. Однако наряду с ней существует и другая шкала, предложенная и популяризуемая сотрудниками Геологического института АН СССР Б. М. Келлером,

900

Библиотека Геологических институтов Арм. ССР

Г. А. Казаковым, М. А. Семихатовым и другими [125, 130, 197]. Согласно этой шкале, помимо архея, нижнего и среднего протерозоя выделяется рифей, соответствующий верхнему протерозою. Рифей делится по строматолитам и микрофитолитам на нижний, средний и верхний, которые образовались в следующие интервалы времени: 1550—1350, 1350—1000, 1000—650 млн. лет. Между рифеем и кембрием располагается венд, или вендский комплекс, за верхнюю возрастную границу которого принимается 550 млн. лет. В последнее время Б. М. Келлер и М. А. Семихатов [130] предложили относить венд (в объеме волынской и валдайской серий) к четвертому подразделению рифея (терминальный рифей).

Название «рифей» было впервые предложено Н. С. Шатским в 1945 г. [322] *для обозначения сравнительно слабо метаморфизованных отложений* докембрия Урала и сопредельной Волго-Уральской области платформы, залегающих резко несогласно на более древних глубоко измененных образованиях фундамента. В качестве стратотипа рифея были приняты отложения верхнего докембрия, слагающие несколько серий (разделенных несогласиями) *в Башкирском антиклинории на западном склоне Южного* Урала. Н. С. Шатский первоначально полагал, что рифейские толщи возникли в течение сравнительно небольшого времени — около 70—100 млн. лет, но впоследствии, когда изотопные датировки показали значительно больший интервал времени их формирования, им было предложено выделять *самостоятельную рифейскую группу*, равноценную другим крупным общим подразделениям докембрия.

В настоящее время установлено [255, 261], что даже новые, принимаемые Б. М. Келлером и его сотрудниками, геохронологические границы рифея (550—1550 млн. лет) малы для отложений стратотипического разреза Урала, поскольку оказалось, что нижний рифей (бурзянская серия) гораздо древнее 1570—1600 млн. лет, а его нижняя граница, возможно, достигает 2600 млн. лет. В таких границах рифей охватывает слишком длительное время, чтобы его можно было сохранить как подразделение общей шкалы. Об этом же свидетельствуют большая сложность строения рифейских толщ, наличие между ними ряда крупных несогласий и выявленная в последнее время самостоятельность структурного плана нижнего рифея [331].

Кроме *упомянутых выше наиболее распространенных шкал советскими* геологами были выдвинуты и другие общие схемы подразделения докембрия. Одна из них, предложенная в 1965 г. Н. П. Семененко [266, 267], используется главным образом украинскими геологами. Согласно этой схеме докембрий разделяется на пять мегациклов: докембрий I, докембрий II, докембрий III *и т. д., нижняя граница которых соответственно* >3500, 2600, 1900, 1600 и 1100 млн. лет. В этой схеме, основанной главным образом на данных изотопной геохронологии, в общем правильно, как мы увидим в дальнейшем, намечены главнейшие рубежи (они совпадают с границами групп докембрия, принятыми другими авторами, в частности Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций в 1964 г.), но геологическое содержание выделяемых мегациклов неопределенно и во многих случаях весьма спорно.

Другая схема расчленения докембрия была предложена Л. И. Салопом в 1964 г. По его данным, докембрийские образования во всем мире могут быть подразделены на пять больших естественных комплексов, соответствующих по своему рангу группам фанерозоя. Группы эти первоначально [248] были выделены как архей, нижний протерозой, средний протерозой, верхний протерозой и эпипротерозой, и за возрастные границы между ними принимались тектоно-плутонические циклы 2600—2800, 1800—2100, 1400—1500 и 1000—1100 млн. лет, а за верхнюю границу эпипротерозоя — цикл, проявившийся в интервале 600—650 млн. лет. Впоследствии автор неоднократно возвращался к проблеме создания общей стратиграфической шкалы докембрия [251, 253, 254, 255, 259 и др.]. Им было предложено делить архей на два эона: архейский и протозойский в составе четырех групп, для которых

были даны новые названия: палеопротозой, мезопротозой, неопротозой и эпипротозой. Кроме того, в самой верхней части докембрия выделен эокембрийский комплекс. В свете новых изотопных определений возраста были существенно изменены геохронологические рубежи групп: за верхнюю границу архея принято значение около 3500 млн. лет, а за верхние границы палеопротозоя — 2600—2800 млн. лет, мезопротозоя — 1900—2000 млн. лет, неопротозоя — 1000—1100 млн. лет, эпипротозоя — 650—670 млн. лет; граница эокембрия и кембрия проведена на уровне 570 млн. лет. Неопротозой разделен на три подгруппы [255, 259]. Поскольку обоснование этой последней схемы является предметом настоящей работы, то она подробно будет рассмотрена ниже.

Существуют и другие варианты общих стратиграфических схем древних толщ СССР, предложенные различными авторами, но они плохо обоснованы и поэтому почти не используются советскими геологами.

Исследователи докембрия Африки и Австралии применяют для расчленения и корреляции древних толщ названия крупных местных подразделений, и только в сводных геохронологических или тектонических работах ими употребляются общие названия, обычно в виде цифровых или буквенных обозначений. Так, Ю. Шуберт и А. Фор-Мюре [326] на тектонической карте Африки разделяют докембрий на пять групп, обозначенных буквами (начиная снизу): D, C_2, C_1, B и A, возрастные границы между которыми датируются соответственно в 2500—2650 (загорская складчатость), 1850—2100 (постбиримская, или эбурнейская, складчатость), 1650—1800 (майомбская складчатость) и 900—1100 млн. лет (кибарская складчатость). Граница докембрия A и эокембрия (инфракембрия) определяется этими авторами в 620 млн. лет (катангская складчатость), а граница эокембрия и нижнего кембрия — в 550—600 млн. лет (складчатость между этими подразделениями отсутствует). Обращает на себя внимание большое совпадение многих диастрофических рубежей с границами групп докембрия, широко принятыми в СССР. Интересно отметить также, что в приведенной схеме и некоторых других схемах зарубежных геологов обозначения групп располагаются в обратном порядке по сравнению с нумерацией мегациклов в схеме Н. П. Семененко (в которой цифровые обозначения возрастают от древних образований к более молодым).

Исследователи Индостана для сопоставления древних толщ также чаще всего применяют местные названия («системы» Дарвар, Куддапах, Дели, Виндий и пр.), но вместе с тем для обозначения самых крупных комплексов докембрия они применяют названия архей и протерозой или делят докембрий на нижний, средний и верхний, при этом геохронологические границы этих подразделений не установлены и различными авторами трактуются поразному.

Наиболее разработанной зарубежной стратиграфической шкалой докембрия является шкала, предложенная К. Стоквеллом [613, 614, 615] применительно к древним образованиям Канады и широко используемая в настоящее время геологами этой страны. Согласно этой схеме, докембрий Канадского щита разделяется на два эона (надэры): архей и протерозой. Архейский эон состоит из одной архейской группы, а протерозойский эон делится на три эры (группы), которым присвоены новые названия, начиная от более древней к молодой: афебий, хеликий и хедриний. Хеликий, в свою очередь, делится на две подгруппы: палеохеликий и неохеликий. Названия групп взяты из древнегреческого, где они обозначали различные стадии зрелости человека. Границами групп служат диастрофические циклы первого порядка: кеноренский (между археем и афебием), гудзонский (между афебием и хеликием) и гренвиллский (между хеликием и хедринием). Подгруппы хеликия разделяются эльсонским диастрофизмом меньшего значения.

За возрастные границы групп (эр) докембрия Канадского щита К. Стоквеллом принимаются средние значения (минус стандартное отклонение)

возраста, полученные путем составления гистограмм на основании большого числа K-Ar датировок минералов (главным образом слюд) из гранитов и метаморфических пород, возникших во время диастрофических циклов. Так, для кеноренской орогении принимается возраст 2500 (2390) млн. лет, хотя в действительности изотопные определения дают разброс значений от 2280 (2200) до 2800 (2700) млн. лет (рис. 1). Возраст гудзонской орогении считается 1700 (1640) млн. лет [пределы колебаний 1600 (1550) — 1990 (1920) млн. лет], эльсонской орогении — 1340 (1280) млн. лет [пределы колебаний 1300 (1240)—1450 (1400) млн. лет], а гренвиллской орогении — 840 (800) млн. лет [пределы колебаний 840 (800) — 1180 (1130) млн. лет]. Граница протерозоя и кембрия условно датируется 630 (600) млн. лет.

Несмотря на большое значение, схема К. Стоквелла имеет весьма существенные недостатки, из которых главнейшими являются: 1) отсутствие в ней подразделения, более древнего, чем архей в возрастных границах и в объеме, принимаемом К. Стоквеллом (архей в понимании К. Стоквелла и других канадских геологов соответствует сериям Киватин + Тимискаминг; следовательно, речь идет об отсутствии подразделения, соответствующего более древним — докиватинским — образованиям); 2) недоказанность соотношения интрузий, относимых к эльсонской орогении, с отложениями хеликия, а также большая искусственность принятия гренвиллской орогении как границы хеликия и хедриния, обусловленная отсутствием или незначительным развитием отложений этих групп в области проявления гренвиллской складчатости; 3) отсутствие в схеме самостоятельного подразделения для самых молодых отложений докембрия, непосредственно предшествующих кембрию («переходные слои»); 4) неудачные названия групп, которые не дают наглядного представления о их возрастной последовательности и находятся в «другом ключе» с названиями остальных (фанерозойских) групп общей стратиграфической шкалы; 5) неправильные датировки возрастных границ групп докембрия.

Первый и второй недостатки будут более ясны из дальнейшего изложения, третий и четвертый не нуждаются в комментариях, что же касается пятого, то здесь следует дать краткое пояснение.

К. Стоквелл для определения возрастных границ групп использует данные только одного K-Ar метода и при этом берет средние значения из числа многих, очень сильно отличающихся друг от друга. Необходимо отметить, что «гистограммный метод» оценки изотопного возраста тектоно-плутонических циклов принципиально неверен. В самом деле, как уже указывалось, K-Ar метод для глубинных пород обычно дает «омоложенные» значения, отвечающие не истинному возрасту этих пород, а времени прекращения воздействия на них температур, превышающих примерно 300° С, когда вследствие охлаждения пород прекращается диффузия аргона. Остывание плутонических масс из-за низкой теплопроводности вмещающих пород вообще протекает длительное время (миллионы лет), и, кроме того, «всплывание» абиссальных плутоно-метаморфических комплексов выше критической геоизотермы (300° С) может происходить крайне медленно, иногда спустя долгое время после их образования, уже при последующих проявлениях диастрофизма. Таким образом, для характеристики времени диастрофических циклов надо брать не средние цифры, а более древние, которые показывают так называемые «реликтовые» датировки. В этом случае можно считать, что кеноренская орогения проявилась приблизительно 2600—2800 млн. лет, гудзонская — 1900—2000 млн. лет и гренвиллская — 1000—1100 млн. лет назад (см. рис. 1).* Действительно, как мы увидим в дальнейшем, многочисленные новые определения возраста горных пород Канадского (или, точнее,

---

* Эльсонская орогения в понимании К. Стоквелла геологически и геохронологически достоверно не установлена; отвечающие ей на гистограмме К. Стоквелла датировки, скорее всего, являются «омоложенными» и относятся к образованиям предшествующих тектоно-плутонических циклов.

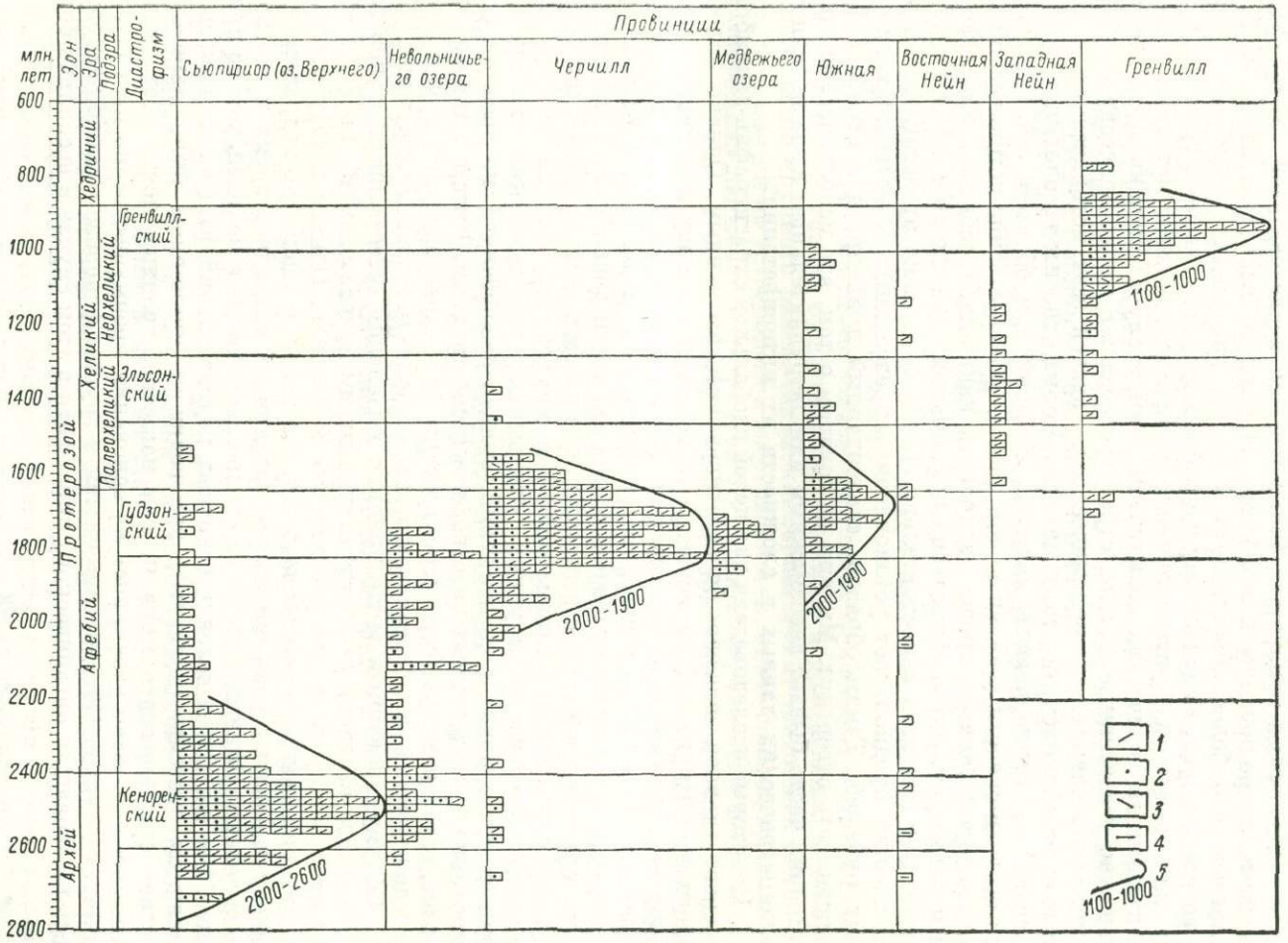


Рис. 1. Гистограмма калий-аргоновых датировок минералов из докембрийских гранитоидов и метаморфических пород Канадского щита, характеризующая время проявления диастрофических (тектоно-плутонических) циклов. По К. Стоквеллу [614], с добавлениями Л. И. Салопа (кривые линии, обобщающие гистограммные ряды).

1 — одно определение по биотиту; *2* — то же, по мусковиту; *3* — то же, по другим слюдистым минералам; *4* — то же, по амфиболу; *5* — принимаемые в настоящей работе значения *возраста* диастрофизма («реликтовые» значения), млн. лет.

Канадско-Гренландского) щита, произведенные при помощи более совершенных Pb-изотопного и Rb-Sr изохронного методов, указывают именно на эти рубежи. *

ПРИНЦИПЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

В основу расчленения и периодизации докембрия должно быть положено выделение естественных этапов развития Земли, т. е. таких интервалов геологической истории, которые характеризуются известной общностью тектонической обстановки, геохимической среды и физических условий, влияющих на возникновение определенных типов литогенеза (литогенетических ассоциаций), тектонических структур, форм и типов магматизма и в какой-то мере определяющих эволюцию органического мира. Этот принцип в настоящее время признается большинством исследователей, хотя существуют и другие подходы к проблеме. Некоторые исследователи [29, 574] полагают, что более объективным было бы разделение докембрия просто по возрасту пород, выраженному в единицах астрономического времени (в годах или мегагодах), установленному радиометрическими методами, безотносительно геологических событий. В данном случае смешиваются две совершенно независимые шкалы: стратиграфическая (геоисторическая) и временна́я (календарная, астрономическая). Задачей всех исторических, в том числе естественноисторических, наук, к которым относится геология, является естественная периодизация явлений, событий или образований, привязанная по возможности к календарной шкале. В общественно-исторической науке, которой гораздо проще датировать какие-либо события, выделяются сменяющие друг друга общественные формации; календарное летосчисление существует при этом самостоятельно. Более того, само представление о периодизации предполагает установление определенных естественных этапов и их рубежей. Таким образом, «календарный принцип» для стратиграфии должен быть отвергнут. Мы уже не говорим о том, что использование этого принципа часто бывает невозможным или затруднительным из-за неполноты радиометрических данных и сложности их интерпретации.

Некоторые исследователи для целей глобальной стратиграфии докембрия придают главное значение биостратиграфическим данным. Однако палеонтологический критерий не может быть положен в основу выделения общих подразделений докембрия вследствие редкости органических остатков, невыясненности стратиграфического значения многих из них, в особенности тех, что встречаются в отложениях нижней части докембрия, а главное потому, что установленные в настоящее время комплексы органических остатков (преимущественно строматолитов и микрофитолитов) характерны или для отдельных частей крупных естественных подразделений или же для двух смежных таких подразделений, сильно разобщенных по времени формирования и разделенных диастрофическими циклами. Вместе с тем органические остатки могут быть использованы для характеристики групп верхнего докембрия и для расчленения их на более мелкие подразделения.

Сформулированный выше принцип выделения естественных этапов геологического развития (и соответствующих им подразделений), по существу, является основным и для расчленения фанерозоя. Однако исторически периодизация фанерозоя сложилась так, что главные общие его подразделения были установлены разными исследователями в различное время и в основу их выделения были положены не вполне одинаковые и не очень четкие принципы. Все же при выделении основных подразделений фанерозоя, каковыми являются системы (периоды), руководящим принципом было изменение состава органического мира и, как известно, границы почти всех систем затем неоднократно уточнялись на основании преимущественно палеонтологических данных. Объединение систем в группы фанерозоя также базировалось на эволюции органического мира, хотя в этом случае в несколько боль-

* См. примечание на с. 273.

шей мере привлекались данные, относящиеся к различным аспектам геологического развития «мертвой» материи планеты. Поскольку биологическая эволюция только отчасти связана с изменением среды, то принцип «естественности подразделений» в стратиграфии фанерозоя оказался выдержан *не очень строго, хотя он во многих работах и декларируется как главный.*

Совершенно очевидно, что биостратиграфический принцип не может быть единственной основой расчленения (периодизации) докембрия; по-видимому, только комплексное использование всех геологических, изотопных и палеонтологических данных способно решить проблему создания общей стратиграфической шкалы древних образований. Если бы для расчленения докембрия удалось последовательно воплотить принцип «естественности подразделений», то такая шкала выгодно бы отличалась от фанерозойской большей логичностью и стройностью. Разумеется, на современном уровне наших знаний общая шкала докембрия не может быть столь детальной, как фанерозойская, поскольку эволюция «мертвой» материи происходит гораздо медленнее, чем живой. Поэтому основной стратиграфической единицей докембрийской шкалы будет подразделение сравнительно крупного ранга. Как мы увидим в дальнейшем, такой единицей будет служить подразделение, примерно отвечающее по своему рангу группе (эре) или подгруппе фанерозоя, а по длительности формирования значительно превосходящее их.

Возникает вопрос: какие же признаки (особенности) следует принять за главные при выделении общих подразделений докембрия? На него мы постараемся ответить ниже при рассмотрении предлагаемой новой шкалы. Однако представляется очевидным, что самые значительные общепланетарные явления большой длительности должны быть использованы для выделения самых крупных подразделений, а явления меньшего ранга — для обособления частей этих подразделений.

Сложным является также вопрос о границах глобальных подразделений. Как известно, в основе существующих местных подразделений докембрия сравнительно крупного ранга, таких, как серии, лежит тектонический принцип, основанный на установлении несогласий или, иначе говоря, проявлений тектонических движений и интрузивного магматизма, имевших место в промежутках времени между формированием супракрустальных толщ. Применение *тектонического принципа для целей межрегиональной корреляции* и периодизации древних толщ, на первый взгляд, таит в себе много опасностей. Однако, как мы увидим впоследствии, радиометрические определения возраста древних плутонических и метаморфических пород, возникших во время тектоно-плутонических циклов, показали, что диастрофические процессы на ранних этапах геологического развития Земли, отвечающих *докембрию, проявлялись через очень длительные промежутки времени*, и при этом в грубых чертах одновременно на всех материках. Те же геохронологические данные показывают, что общий для всей планеты ритм тектонических движений был впоследствии сильно учащен и, кроме того, осложнен многочисленными дополнительными диастрофическими импульсами, и поэтому для расчленения и корреляции фанерозойских отложений использование тектонического принципа становится весьма затруднительным, почти невозможным.

Исследования, результаты которых будут изложены далее, показали также, что диастрофические циклы в докембрии являются одновременно четкими рубежами, разделяющими крупные естественные этапы геологической истории. Это дает основание считать тектонический принцип, принятый в настоящее время для расчленения древних образований, достаточно обоснованным и надежным в методическом отношении. По существу, он положен в основу выделения границ крупных подразделений почти во всех современных стратиграфических и геохронологических шкалах докембрия.

Обычно допускают, что окончание диастрофического цикла отвечает началу нового длительного эволюционного этапа, во время которого происходят седиментация и вулканизм. Однако это вовсе не означает, что везде

и всегда границами больших подразделений (групп) докембрия будут служить угловые несогласия или стратиграфические перерывы. Действительно, невозможно представить (это бы противоречило всем известным фактам), чтобы в результате диастрофизма вся земная поверхность была осушена; естественно, что в ряде районов происходило погружение дна бассейнов и там продолжалась седиментация. В таких районах разрезы осадочных толщ будут непрерывны, но, как показывают наблюдения, и в них часто будут в той или иной форме запечатлены следы тектонических событий (смена типа осадконакопления, размывы и пр.). Следовательно, глобальность тектоно-плутонических циклов докембрия нужно понимать только в том смысле, что они проявляются в общих чертах одновременно на всем земном

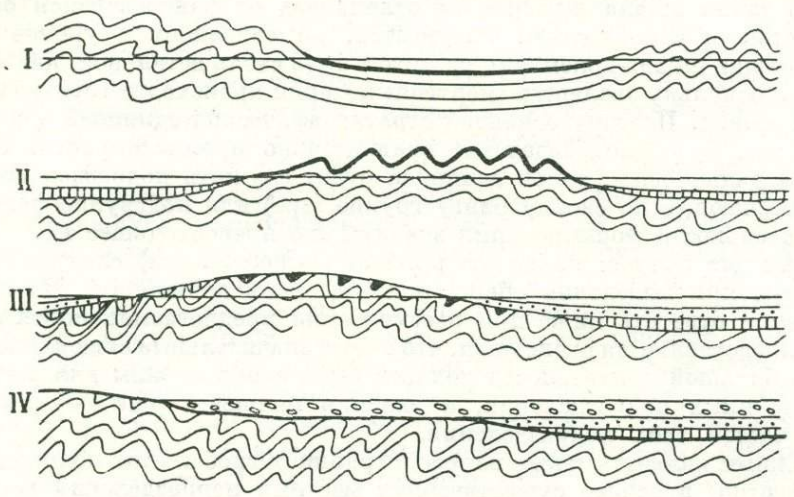


Рис. 2. Схема формирования единого регионального углового несогласия в результате суммирования нескольких несогласий, возникших в течение длительного многофазного диастрофического цикла при миграции зон складчатости.

I—IV — различные стадии формирования регионального углового несогласия.

шаре, но имеют при этом в различных районах разное выражение и разную интенсивность. В районах с непрерывным разрезом установление границ групп докембрия часто становится затруднительным, но оно все же возможно на основе корреляции отложений с соседними районами, где между группами проявлено несогласие.

Вместе с тем в большинстве случаев несогласия, разделяющие крупные естественные подразделения (группы) докембрия, прослеживаются на огромных пространствах, иногда охватывая всю площадь материка. Это является следствием весьма большой длительности диастрофических циклов докембрия и конечного суммирования в виде единого регионального («почти глобального») несогласия отдельных тектонических импульсов (фаз) этих циклов, которые проявляются локально, хотя, вероятно, в разных местах и одновременно (рис. 2). Следует в то же время подчеркнуть, что в большинстве районов на границе больших подразделений докембрия отмечается только одно угловое несогласие (и очень редко два). Этим разрезы докембрийских толщ заметно отличаются от фанерозойских, в которых обычно фиксируется несколько таких несогласий, отвечающих ряду фаз одного диастрофического цикла. Возможно, что такое различие в какой-то мере обусловлено большей глубиной эрозионного среза верхних членов древних супракрустальных комплексов (и большей длительностью перерывов), но вряд ли это обстоятельство имеет главное значение, поскольку известны хорошо сохранившиеся полные разрезы докембрийских толщ, в которых, однако, угловые несогласия отсутствуют.

Как мы увидим в дальнейшем, изотопные датировки плутонических и метаморфических пород, характеризующих время проявления диастрофизма, обычно показывают большой разброс значений, нередко в интервале 100—200 млн. лет. Лишь в незначительной мере это обусловлено дисперсией, зависящей от точности методов и лабораторных погрешностей. В большинстве случаев такой большой разброс значений, по-видимому, связан с естественной длительностью тектоно-плутонических процессов и крайней медленностью угасания глубинных термальных процессов, которое растягивается на многие миллионы и десятки миллионов лет.

На первый взгляд, очень большая длительность древних диастрофических циклов не дает возможности использовать их в качестве границ подразделений. Однако продолжительность относительно спокойных (эволюционных) этапов в докембрии была еще большей — около 350—900 млн. лет. Кроме того, в ряде регионов тектоно-плутонические процессы датируются изотопными методами в более узких интервалах времени, но не выходящих за возрастные границы глобальных диастрофических циклов. В принципе в качестве границы больших естественных подразделений (групп) докембрия следовало бы принять верхнюю возрастную границу диастрофических циклов. Но так как в конкретных регионах окончание диастрофизма и начало нового седиментационного этапа могут наступить несколько раньше верхнего предела проявления диастрофизма в глобальном масштабе, то практически приходится за геохронологическую границу общих подразделений принимать более широкий интервал времени (обычно в пределах второй половины временно́го интервала глобального диастрофического цикла). Разумеется, в разных регионах отложения, относящиеся к определенному общему стратиграфическому подразделению, могут быть не вполне синхронны, а соответствовать только какой-то части подразделения.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРЕДЛАГАЕМОЙ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ДОКЕМБРИЯ

Задачей данной работы является установление естественных этапов развития Земли в докембрии и определение на этой основе главных подразделений общей стратиграфической шкалы древних образований. Однако для удобства дальнейшего изложения и лучшей систематизации материала представляется необходимым вначале кратко охарактеризовать основные положения предлагаемой шкалы, а уже затем показать на региональном материале их обоснованность и дать развернутое описание выделяемых глобальных подразделений.

Как мы покажем ниже, анализ материала, относящегося к древним комплексам различных регионов мира (в рассматриваемой работе только северного полушария), приводит к выводу о том, что докембрий может быть расчленен на пять очень крупных естественных подразделений, соответствующих по своему рангу группам фанерозоя, а по длительности значительно превосходящих их; при этом границами групп служат диастрофические (тектоно-плутонические) циклы глобального значения. Продолжительность времени формирования супракрустальных и плутонических образований, относящихся к каждой из этих групп, неодинакова и изменяется от 350 до 900 млн. лет. Учитывая такую огромную длительность формирования рассматриваемых подразделений, часто бо́льшую, чем длительность всех групп фанерозоя, очевидно, их следовало бы отнести к стратиграфическим единицам более высокого ранга, чем группа. Однако существует определенная закономерность, которая выражается в увеличении времени формирования всех групп (фанерозоя и докембрия) по мере увеличения их возраста. Эта закономерность будет еще более отчетливо и правильно выраженной, если мы учтем сложное строение одной из групп докембрия, о чем будет сказано ниже. Поэтому мы считаем, что увеличение продолжительности формирования групп докембрия является естественным следствием геологического

развития планеты, и находим излишним возводить эти подразделения в другой, более высокий ранг.

Группы докембрия объединяются нами в две надгруппы (эонотемы, эоны): архейскую, или криптозойскую, и протозойскую, образования которых сформировались в резко различных физических и химических условиях, свойственных внешним оболочкам Земли, и относятся к двум различным стадиям геологического развития планеты: пермобильной (per — сплошь, mobilis — подвижность), или «пангеосинклинальной», характеризовавшейся всеобщей тектонической подвижностью земной коры, и платформенно-геосинклинальной, продолжающейся до настоящего времени.

В составе архейской (криптозойской) надгруппы выделяется только одна архейская группа (эра), но, как мы увидим, имеются основания полагать, что могут быть обнаружены (пока неизвестные) образования еще более древней группы. Верхняя граница архейской надгруппы определяется саамским диастрофизмом (тектоно-плутоническим циклом), датируемым приблизительно 3500 (3500—3700?) млн. лет, который был переломным рубежом во всей геологической истории Земли.

Протозойская надгруппа расчленяется на четыре группы (эры): палеопротозойскую, мезопротозойскую, неопротозойскую и эпипротозойскую. Окончание палеопротозойской эры определяется кеноренским диастрофизмом (2600—2800 млн. лет), мезопротозойской эры — карельским диастрофизмом (1900—2000 млн. лет), неопротозойской эры — гренвиллским диастрофизмом (1000—1100 млн. лет) и эпипротозойской эры — катангским диастрофизмом (650—680 млн. лет).*

Каждый из этих глобальных диастрофических циклов сопровождался значительными проявлениями плутонизма, выражавшимися в возникновении интрузий основной и ультраосновной магмы и образовании больших массивов различных по генезису и отношению к тектоническим движениям гранитоидов.

Неопротозойская эра разделяется на три части (нижнюю, среднюю и верхнюю подэру, подгруппу) двумя глобальными циклами платформенного или субплатформенного магматизма, с которыми местами были сопряжены относительно слабые тектонические движения. Первый из них, фиксирующий верхнюю границу нижней подгруппы, проявился главным образом в интервале времени 1600—1750 млн. лет, и с ним было связано образование интрузий габбро-норитов, анортозитов, гранофировых гранитов, гранитов рапакиви и щелочных пород; он назван нами выборгским магматическим циклом (по Выборгскому плутону гранитов рапакиви на северном побережье Финского залива).

Второй цикл, имевший место в конце средней подэры неопротозоя, в интервале времени 1300—1400 млн. лет, характеризовался небольшими интрузиями диабазов и габбро-диабазов, представленными преимущественно дайками, штоками и силлами, которые иногда ассоциируются с покровами комагматичных основных лав; гораздо более редкими являются малые интрузии щелочных пород, сиенитов и гранодиоритов. Этот магматический цикл назван нами прикамским (по многочисленным дайкам диабазов, развитым в Прикамье), но он может быть наименован также санерутским (по санерутскому интрузивному комплексу в Южной Гренландии). Эти магматические, или «неразвитые диастрофические», циклы по своему значению сильно уступают перечисленным ранее диастрофическим циклам, и поэтому они используются для расчленения глобальных стратиграфических подразделений более низкого ранга, чем группы, — для выделения подгрупп.

Кроме упомянутых групп в качестве самого молодого подразделения докембрия выделяется эокембрийский комплекс. К нему относятся отложе-

---

* Для перечисленных выше глобальных диастрофических циклов приняты названия, ранее предложенные различными авторами для обозначения соответствующих по возрасту циклов в разных областях земного шара, где они хорошо проявлены.

ния, которые залегают обычно с большим перерывом или угловым несогласием на эпипротозое и подстилают чаще всего согласно или только со стратиграфическим перерывом фаунистически охарактеризованные нижние подразделения кембрия. Таким образом, граница между эокембрием и кембрием не имеет тектонического содержания и проводится на основании появления в низах кембрия массовых остатков разнообразной скелетной фауны. По данным изотопных методов эта граница датируется 570 млн. лет, и, следовательно, длительность формирования эокембрийского комплекса равна около 80 млн. лет, т. е. она вполне соизмерима с длительностью многих периодов палеозоя и равна длительности кембрийского периода этой эры. Вопрос о стратиграфическом ранге эокембрия и его принадлежности к протозою или же фанерозою (палеозою) остается открытым (подробнее об этом будет сказано в конце книги).

Таким образом, в докембрии выделяется восемь глобальных стратиграфических подразделений разного ранга (архей, палеопротозой, мезопротозой, нижний, средний и верхний неопротозой, эпипротозой и эокембрий); каждое из них обладает своими специфическими чертами, которые будут рассмотрены в дальнейшем, после анализа регионального материала. Для многих подразделений характерны и определенные комплексы органических остатков, которые приведены в табл. 1.

Сопоставление предлагаемой шкалы с другими, ранее упомянутыми, шкалами докембрия показано на рис. 3. Сопоставление это достаточно условное, так как различные авторы к тем или иным подразделениям нередко относили разновозрастные образования.

Следует вкратце остановиться на применяемых нами терминах общей шкалы. Совершенно очевидно, что развитие любой науки или ее отрасли вызывает необходимость упорядочения старой и создания новой терминологии. В особенности остро эта проблема встает для быстро развивающихся научных направлений, каковым в геологии является изучение стратиграфии докембрия. Действительно, разве может удовлетворять современному состоянию наших знаний о докембрии стратиграфическая терминология, выработанная еще в то время, когда древние толщи практически не были изучены? Очевидно, что многие старые термины не могут быть сохранены, они должны быть заменены или приспособлены к новым понятиям. Так, приходится отказаться от привычных терминов «нижний протерозой», «средний протерозой» и «верхний протерозой».

Эти термины непригодны, прежде всего, по той причине, что они создают превратное впечатление о том, что соответствующие крупные подразделения докембрия являются частями группы (подгруппами), а между тем они по своей длительности значительно превосходят каждую из групп фанерозоя, а некоторые из них даже весь фанерозой. Во-вторых, в связи с необходимостью разделения верхнего протерозоя на две самостоятельные группы — собственно верхний протерозой (sensu stricto) и эпипротерозой — может возникнуть (и часто возникает) двусмысленность в понимании этого термина. В-третьих, названия групп должны быть короткими (однословными) и при этом составлены по одному принципу с названиями фанерозойских групп. В этом отношении новые термины кажутся предпочтительнее терминов, предложенных для групп протозоя К. Стоквеллом (афебий, хеликий и хедриний), хотя бы уже потому, что они дают ясное представление о последовательности залегания отложений.

Термин «рифей» также неудачен для обозначения группы докембрия (верхнего протерозоя), не только потому, что находится в «другом ключе» с остальными названиями групп докембрия и фанерозоя, но главным образом из-за того, что объем рифея (его уральского стратотипа) непомерно велик, поскольку, как оказалось, он включает подразделения, которые относятся к эокембрию и трем группам протозоя, в том числе к мезопротозою. Наконец, применение новых названий позволит устранить некоторые стилистические неудобства, связанные с употреблением старых терминов (например,

Таблица 1

Общая стратиграфическая шкала докембрия

Надгруппа (эон)	Группа (эра)	Подгруппа (подэра) и комплекс	Возрастные границы подразделений и их длительность, млн. лет	Диастрофические циклы и их возрастные границы, млн. лет *	Палеонтологическая характеристика **
			570		
		Эокембрий (комплекс)	(80)		IV («вендский») комплекс строматолитов и микрофитолитов, водоросли *Epiphyton* и *Renalcis*, отпечатки бесскелетных животных («эдиакарская фауна»), погонофоры *(Sabellidites)*; вверху хиолит (?) *Anabarites trisulcatus* Miss.
			650	650	
Протозой	Эпипротозой		(350)	**Катангский** 680	IV («вендский») комплекс строматолитов и микрофитолитов, отпечатки медузоидных
			1000	1000	
	Неопротозой	Верхний неопротозой	(300)	**Гренвиллский** 1100	III («верхнерифейский») комплекс строматолитов и микрофитолитов
			1300	1300	
		Средний неопротозой	(300)	Прикамский 1400	II («среднерифейский») комплекс строматолитов и микрофитолитов
			1600	1600	
		Нижний неопротозой	(300)	Выборгский 1750	I («нижнерифейский») и (или) II («среднерифейский») комплексы строматолитов и микрофитолитов
			1900	1900	
	Мезопротозой		(700)	**Карельский** 2000	I («нижнерифейский») комплекс строматолитов и микрофитолитов
			2600	2600	
	Палеопротозой		(900)	**Кеноренский** 2800	Редкие плохо изученные строматолиты и микрофитолиты (онколиты)
			3500	3500	
Криптозой (архей)	Архей		(>900?)	**Саамский** 3700	Определимые органические остатки неизвестны

* Главные диастрофические циклы показаны полужирным шрифтом.

** В отложениях палеопротозоя и мезопротозоя известны микроскопические остатки сине-зеленых водорослей — прокариот; эукариоты, по-видимому, развиты начиная со среднего неопротозоя.

«в раннем раннем протерозое» вместо «в раннем палеопротозое»; «в верху верхнего протерозоя» вместо «в верху неопротозоя»).

Для обозначения древнейшей надгруппы, или эона [253, 254], был избран термин «архей» (архейский эон). Он широко употребляется европейскими

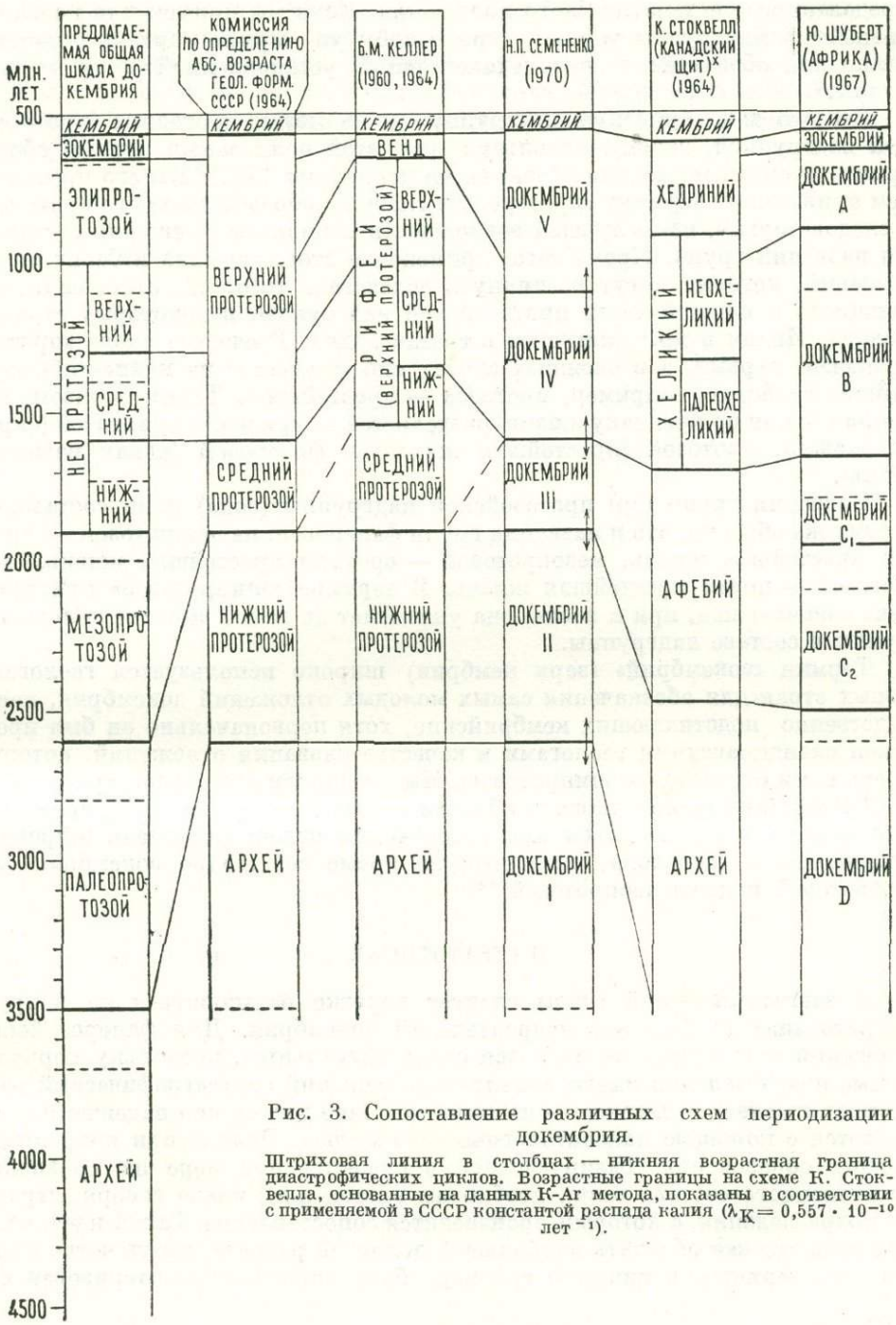


Рис. 3. Сопоставление различных схем периодизации докембрия.

Штриховая линия в столбцах — нижняя возрастная граница диастрофических циклов. Возрастные границы на схеме К. Стоквелла, основанные на данных К-Ar метода, показаны в соответствии с применяемой в СССР константой распада калия ($\lambda_K = 0{,}557 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$).

геологами, в частности советскими, для тех отложений, которые выделяются под таким названием на предлагаемой шкале. Но, возможно, лучше называть эту надгруппу криптозоем (скрытая жизнь), это бы очень хорошо соответствовало смыслу слова, поскольку в древнейших отложениях, несомненно,

существовала живая материя, хотя мы и не знаем в какой форме, поскольку определимые органические остатки в них отсутствуют или пока не обнаружены. Термин «криптозой» был предложен для обозначения всего докембрия (в противоположность фанерозою — постдокембрию), но в таком применении он неправилен, так как в протозое содержатся органические остатки вполне определенного систематического положения. Если мы примем для названия древнейшей надгруппы термин «криптозой», то термин «архей» останется только для обозначения пока единственной установленной в ее составе группы.*

Вторую докембрийскую надгруппу мы называем протозоем (протозойской надгруппой, эоном), используя для этой цели самый первый общий термин, предложенный для обозначения докембрия [598]. Мы его предпочитаем привычному термину «протерозой» главным образом из-за его краткости и, следовательно, из-за лучшей возможности использовать его для составления названий групп. Кроме того, применение этого термина избавит от осложнений, которые могут возникнуть вследствие того, что отложения, относящиеся к нижней части протозойской надгруппы, в некоторых странах (Канада, Индия и др.) включают в состав архея. Греческое слово «протос» обозначает первый, а в сложных словах оно указывает на какие-либо простейшие свойства (например, протозоа — простейшие). Таким образом, вся история Земли по признаку жизни разделяется на три эона: криптозой (скрытая жизнь), протозой (простейшая жизнь) и фанерозой (явная развитая жизнь).

Названия групп (эр) протозойской надгруппы (эона) нами составлены по тому же образцу, что и названия групп фанерозоя: палеопротозой — древняя простейшая жизнь, мезопротозой — средняя простейшая жизнь, неопротозой — новая простейшая жизнь. В термине «эпипротозой» приставка «эпи» означает над, при и возле; она указывает на самое высокое положение группы в составе надгруппы.

Термин «эокембрий» (заря кембрия) широко используется геологами разных стран для обозначения самых молодых отложений докембрия, непосредственно подстилающих кембрийские, хотя первоначально он был предложен скандинавскими геологами в качестве названия отложений, которые теперь нами относятся к эпипротозою. Мы предпочли его распространенному в СССР термину «венд» главным образом потому, что в настоящее время это название стало применяться для обозначения отложений очень широкого вертикального диапазона, включающего кроме собственно эокембрия еще эпипротозой и даже неопротозой.**

О СТРАТОТИПАХ

В заключение этой главы следует коротко остановиться на вопросе о стратотипах глобальных подразделений докембрия. Для фанерозойских отложений этот вопрос не является столь актуальным, поскольку коррелируемые подразделения имеют значительно меньший стратиграфический ранг (система и менее), а главное — их сопоставление достаточно надежно осуществляется с помощью палеонтологического метода. Однако при корреляции древних образований, базирующейся в существенной мере на сравнении формационного состава толщ, необходим эталон или, иначе говоря, стратотип подразделения, с которым производится сопоставление. Такой идеальный стратотип должен обладать наибольшей полнотой разреза, иметь четко определенные верхнюю и нижнюю границы, быть хорошо охарактеризован ор-

---

* Для обозначения архейской — криптозойской — надгруппы может быть избран и термин агнотозой (агностос — неизвестный), предложенный Р. Ирвингом [492] и указывающий на неизвестную природу древнейшего биоса.

** Первоначально термин «венд» был предложен Б. С. Соколовым [279] для отложений, примерно соответствующих по своему объему эокембрию в нашем понимании.

ганическими остатками (для верхнего докембрия) и изотопными датировками. Для каждой группы и подгруппы докембрия может быть избран глобальный стратотип. Однако учитывая, что в любом достаточно большом регионе имеются различные типы отложений (платформенные, миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные), то возникает необходимость избрания для каждого из них также своего местного стратотипа. Это требование представляется совершенно естественным, поскольку сопоставление по формационным признакам возможно только для однотипных отложений. Такие местные стратотипы для докембрийских толщ будут предложены ниже. При выборе местных формационных стратотипов представляется важным также их сопоставимость между собой.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ОБОСНОВАНИЕ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ И ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ

ГЛАВА III

ГЛАВНЕЙШИЕ ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ТОЛЩ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ И СОСТОЯНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ДОКЕМБРИЯ В ИХ ПРЕДЕЛАХ

В северном полушарии выделяются четыре главные области развития докембрийских образований: Восточно-Европейская, Сибирская, Индостанская и Северо-Американская платформы вместе с примыкающими к ним складчатыми системами различного возраста.

Восточно-Европейская платформа является одним из больших кратонов земного шара. Докембрийские образования слагают ее фундамент, обнаженный в пределах Балтийского и Украинского щитов, и, кроме того, входят в состав нижней части осадочного чехла, устилающего бо́льшую часть платформы, известную под названием Русской плиты. В пределах последней они вскрываются на различной глубине буровыми скважинами. Древние толщи развиты также в складчатых поясах, обрамляющих платформу. Наиболее полно и, как это установлено в последние годы, весьма широко они распространены в герцинском складчатом поясе Урала. Несколько меньше они представлены в каледонском поясе Северной Европы, но там во многих случаях докембрийские образования еще недостаточно четко отделены от метаморфических толщ нижнего палеозоя. В герцинском (варисском) складчатом обрамлении запада платформы значительные выходы докембрийских пород находятся преимущественно в пределах Чешского срединного массива. В альпийском поясе Кавказа и Карпат докембрийские образования обнажаются только на небольшой площади в ядрах некоторых антиклинориев и они еще плохо изучены в стратиграфическом отношении. Таким образом, в основу расчленения докембрия могут быть положены преимущественно разрезы древних толщ, находящихся в пределах платформы и Урала.

Докембрийские образования Восточно-Европейской платформы являются объектом исследования геологов различных стран в течение многих десятков лет. В результате их изучения на территории Балтийского и Украинского щитов, а также Русской плиты сформировались советские и зарубежные школы исследователей докембрия, выдвинувшие много важных общих концепций в отношении расчленения и корреляции докембрия. Еще в конце прошлого века финским геологом Я. Седерхольмом была предложена первая научно обоснованная схема расчленения докембрия Балтийского щита, базирующаяся на тектонических или, точнее, тектоно-плутонических критериях (тектоно-плутонические циклы как границы подразделений докембрия). Эти критерии наряду с другими, разработанными позднее, широко применяются и в современной стратиграфии докембрия. На материале изучения древних толщ Русской плиты и прилегающих районов Уральской складчатой области было предложено расчленение верхнего докембрия на рифейскую группу и вендский комплекс [279, 322]. Хотя впоследствии объем и содержание этих подразделений неоднократно изменялись, их выделение, несомненно, было прогрессивным. Особенно большое значение имело выделение вендского

комплекса как самого верхнего подразделения докембрия, переходного к палеозойской группе. Изучение органических остатков, содержащихся в верхнедокембрийских (рифейских) толщах Урала, позволило выделить четыре, сменяющих друг друга во времени, комплекса строматолитов и микрофитолитов [160 и др.] и на этом основании расчленить рифей на три части и, кроме того, выделить вендский комплекс [129]. Этим было положено начало широкого применения палеонтологического метода для целей межрегиональной корреляции верхнего докембрия.

Несмотря на то, что докембрий Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления может считаться в целом сравнительно хорошо изученным, *по целому ряду важнейших вопросов стратиграфии древних* толщ у различных исследователей нет единого мнения. Причин тому много: это сравнительно слабая обнаженность многих районов и сложность их геологического строения, отсутствие разработанной и единой методики расчленения древних толщ, неправильная интерпретация данных изотопных методов определения возраста, известная разобщенность научных школ, обусловленная отчасти «лингвистическим барьером», и т. д. В настоящее время не существует сколько-нибудь общепринятых стратиграфических схем докембрия не только всей территории платформы и ее обрамления, но даже ее некоторых отдельно взятых регионов. Особенно это относится к докембрию Украинского щита, Финляндии, Скандинавского полуострова, Кавказа. Не вполне благополучно обстоит дело и с расчленением докембрия чехла Русской плиты, хотя число буровых скважин, вскрывающих древние толщи, составляет сейчас сотни или первые тысячи.

Первые, очень робкие попытки корреляции докембрия всей территории платформы и прилегающих областей, почти без учета изотопных датировок, которых в то время было крайне мало, сделаны Л. И. Салопом в 1958 г. [244] и Л. Ф. Солонцовым в 1960 г. [282]. В 1961 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) была принята схема корреляции верхнего докембрия СССР, а в 1962 г. — гораздо более детальная схема корреляции этих же отложений для Русской (Восточно-Европейской) платформы (опубликованная в 1965 г. [239]). Затем в 1968 г. были опубликованы схемы корреляции всех докембрийских образований СССР, в том числе Восточно-*Европейской платформы и Урала, составленные Л. И. Салопом при участии* коллектива геологов ВСЕГЕИ [252]. Однако в этой работе так же, как и в предшествующих, допущен ряд серьезных ошибок главным образом из-за неполноты геологического и геохронологического материала, неправильного использования результатов изотопного датирования и палеонтологических данных. В настоящее время в связи с пересмотром геохронологических границ групп докембрия возникла необходимость и нового рассмотрения вопросов расчленения и корреляции древних толщ Восточной Европы. Этой задаче посвящены многие разделы второй части настоящей работы.

Для составления новой схемы корреляции докембрия Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления (см. табл. I, вкладка) использовано большое число различных новых материалов, относящихся к 46 главнейшим разрезам древних толщ, местоположение которых показано на рис. 4.

Сибирская платформа является важнейшим структурным элементом Азии и самым крупным кратонным блоком этого материка. По площади она лишь немного уступает Восточно-Европейской платформе и много больше Индостанской платформы. Современные очертания Сибирской платформы определяются границами обрамляющих ее складчатых областей (поясов) разного возраста: верхнепалеозойской Таймырской, мезозойской Верхоянской, протозойской, сильно активизированной в палеозое и мезозое Становой и двумя верхнепротозойскими — раннекаледонскими (байкальскими) Байкальской и Восточно-Саянской. С *запада платформа перекрыта осадочными* отложениями Западно-Сибирской плиты.

Докембрийский фундамент Сибирской платформы обнажается только на ее окраинах: на севере — в пределах Анабарского щита и в ряде небольших поднятий (Уджинском, Куойско-Далдынском, Оленекском и Хараулахском), на юго-востоке — в пределах Алданского щита и Юдомо-Майского поднятия, на юге — в Присаянском поднятии и на западе — в Енисейской антеклизе и Хантайско-Рыбнинском поднятии. Докембрийские образования

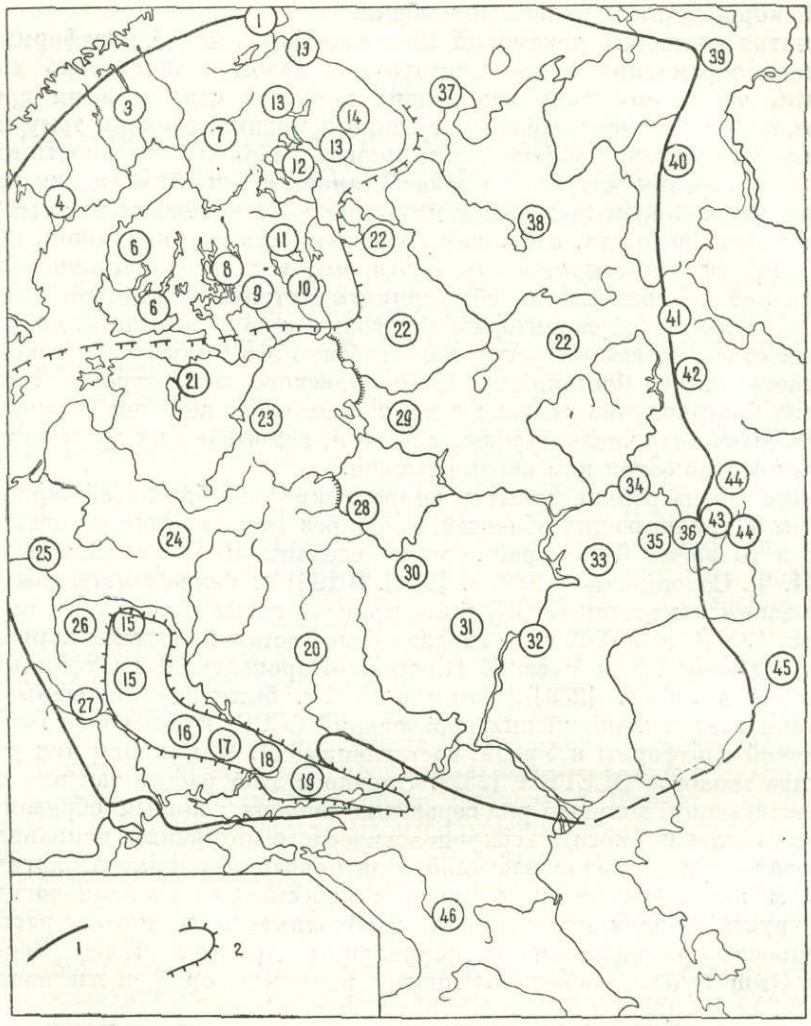


Рис. 4. Расположение главнейших разрезов древних толщ, показанных на схеме корреляции докембрия Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления (табл. I, вкладка).

1 — границы платформы; *2* — границы щитов; цифры в кружках — местоположение и номера разрезов на схеме корреляции. Разрезы 2 и 5 располагаются за западной рамкой карты.

двух последних структурных районов принадлежат древней Енисейской складчатой области, окончательно сформировавшейся в конце докембрия (перед кембрием); на этом основании их относят к фундаменту платформы, а не к складчатому обрамлению.

Докембрийские образования во внутренних районах платформы залегают на большой глубине. Буровые скважины, пока очень немногочисленные, вскрывают их только на периферии платформы (плиты), сравнительно недалеко от коренных выходов в пределах окраинных поднятий платформы,

главным образом на юге Иркутского амфитеатра и на северном склоне Алданского щита (антеклизы).

Гораздо обширнее, чем в обрамлении Восточно-Европейской платформы, развиты древние толщи в складчатых поясах, окружающих Сибирскую платформу. Кроме Верхоянского пояса во всех остальных складчатых поясах Восточной Сибири докембрийские образования слагают собой большую часть их площади и при этом хорошо обнажены и представлены очень полно, поэтому они являются весьма благоприятным объектом для геологических, в том числе стратиграфических, исследований.

В настоящее время геологическая изученность докембрия Восточной Сибири, в особенности ее южных районов, вполне сравнима с изученностью таких «классических» регионов докембрия, как Балтийский или Канадский (Канадско-Гренландский) щиты. Более того, многие благоприятные условия для изучения там древних образований, к числу которых относятся широко распространенные супракрустальные толщи, хорошая их обнаженность и стратифицированность, отчетливо проявленная в ряде случаев структурно-формационная зональность, выражающаяся в существовании непрерывных переходов от платформенных отложений к типично геосинклинальным, присутствие почти во всех районах палеонтологически охарактеризованных нижних горизонтов кембрия — все это позволило на сибирском материале выдвинуть и развить новые направления в геологии докембрия. Так, в Байкальской горной области впервые для складчатых систем докембрия были выделены древнейшие мио- и эвгеосинклинальные пояса, а в их пределах структурно-формационные зоны и подзоны с характерными наборами формаций, установлены связи и переходы геосинклинальных и платформенных типов отложений, выявлена общая направленность докембрийского седиментогенеза, находящая свое отражение в необратимых, специфических для докембрия, типах формаций [245, 249].

В дальнейшем структурно-формационное районирование было произведено и для многих других районов докембрия Сибири. В процессе изучения докембрия Алданского щита был установлен новый своеобразный тип складчатых систем, получивший название «гнейсовые складчатые овалы», который, как оказалось, является весьма характерным для древнейших (архейских) комплексов многих щитов различных материков [257]. На материале изучения верхнедокембрийских отложений Сибири впервые выявлено органическое происхождение и стратиграфическое значение микроскопических остатков, называемых здесь теперь микрофитолитами [108, 238], а также в существенной мере развито биостратиграфическое направление в изучении докембрия, основанное на выделении различных комплексов строматолитов [142, 143, 150, 151, 198, 268 и др.].

Вышесказанное позволяет считать вполне назревшей и в первом приближении осуществимой задачей создание обоснованной схемы расчленения и корреляции древних толщ Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Ранее, до создания и развития современных методов корреляции, эта задача была практически неразрешимой. Тем не менее еще в 30-х годах нашего столетия основоположник изучения докембрия Сибири В. А. Обручев [203] сделал во многом удачную попытку сопоставления древних толщ Южной Сибири, основанную на сравнении их вещественного состава и степени метаморфизма. В дальнейшем на тех же основаниях, но с привлечением ограниченного числа изотопных определений возраста пород такие попытки предпринимались С. В. Обручевым [204, 205] и Л. И. Салопом [244, 246]; позднее сопоставление этих толщ основывалось еще на анализе формационного состава отложений [248]. Существенный прогресс в исследованиях по корреляции древних толщ был достигнут также после разработки биостратиграфического (палеонтологического) метода.

Первая рабочая схема сопоставления докембрия главнейших районов Сибири, в основу которой были положены современные методы корреляции, была принята на Межведомственном совещании по разработке унифицированных

и корреляционных стратиграфических схем докембрийских и кембрийских отложений Средней Сибири, проходившем в 1965 г. в г. Новосибирске. Принятие указанной схемы отразило крупные успехи в изучении докембрия отдельных районов, а также в разработке методических вопросов и знаменовало новый этап в исследовании докембрия. Все же в этой схеме, составленной за короткое время совещания большим числом его участников, выражавших различные мнения, не удалось избежать многих существенных ошибок, а также непоследовательных и эклектических построений, обусловленных необходимостью примирить несогласуемые взгляды.

В 1966 г. Л. И. Салопом были составлены схемы корреляции докембрийских образований для всей территории СССР, в которых были исправлены некоторые ошибки, допущенные в новосибирской схеме. Эти схемы, опубликованные в 1968 г. [252], во многом сохраняют силу и теперь. Однако в свете данных, полученных в последние годы, некоторые их положения, в особенности касающиеся датировок и места подразделений в общей шкале докембрия, должны быть пересмотрены.

Сопоставление главнейших разрезов супракрустальных образований докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, основанное на комплексном исследовании различных методов корреляции с учетом новых геологических и геохронологических данных, дано на табл. II (см. вкладку). На рис. 5 показано расположение главнейших разрезов, помещенных на этой таблице.

Докембрийские образования, как известно, слагают основу второго крупного древнего кратона Азии — Индостанской платформы. На юге и востоке Индостанского полуострова они обнажаются на огромной площади, по размерам сравнимой с площадью Балтийского щита. Значительные выходы древних пород находятся и на северо-западе полуострова, и на его севере — в Бандельканде и в Каймуре. Только в широкой полосе предгорьев Гималайских гор и на большом пространстве в северо-западной части плато Декан они закрыты мощными кайнозойскими отложениями и покровами верхнемеловых базальтов (траппов). В отличие от других платформ, палеозойские и мезозойские осадочные отложения платформенного чехла, за исключением отдельных сравнительно небольших участков, почти не закрывают докембрий.

Метаморфические толщи докембрийского возраста выходят среди более молодых отложений также в пределах Гималайской складчатой области, обрамляющей с севера Индостанскую платформу, но там они еще очень плохо изучены, почти не расчленены и не датированы изотопными методами и поэтому в настоящее время не представляют интереса для выяснения общих вопросов стратиграфии докембрия.

Докембрий Индостанской платформы изучен неравномерно и в целом гораздо хуже, чем других платформ северного полушария. Тем не менее в последние годы собран большой и разносторонний материал, позволяющий по-новому осветить ряд аспектов геологии древних толщ Индостана, имеющих большое значение для разработки единой стратиграфической шкалы докембрия.

К сожалению, результаты многих новых работ либо еще не опубликованы, либо известны только из кратких реферативного типа сообщений. В этих условиях создание схемы корреляции докембрия различных районов Индостана, подобной тем, что нами составлены для других платформ, затруднительно и преждевременно. Мы это считаем задачей следующего этапа работы (над второй частью монографии), тем более что проблемы геологии докембрия Индостана и материков южного полушария достаточно близки.

В настоящей работе мы ограничимся кратким рассмотрением вопросов расчленения древних толщ Индии по наиболее показательным их разрезам, частично просмотренным автором во время геологических экскурсий XXII Международного геологического конгресса в 1964 г. При этом мы постараемся показать, что строение докембрия Индостанского полуострова в общем

аналогично тому, что установлено для других больших регионов развития древних толщ, иначе говоря, закономерности, которые выявлены и используются нами для создания единой стратиграфической шкалы, имеют силу для всех платформ северного полушария.

Значительные выходы древних толщ находятся и в пределах Центрально-Азиатской складчатой области, расположенной на обширном пространстве

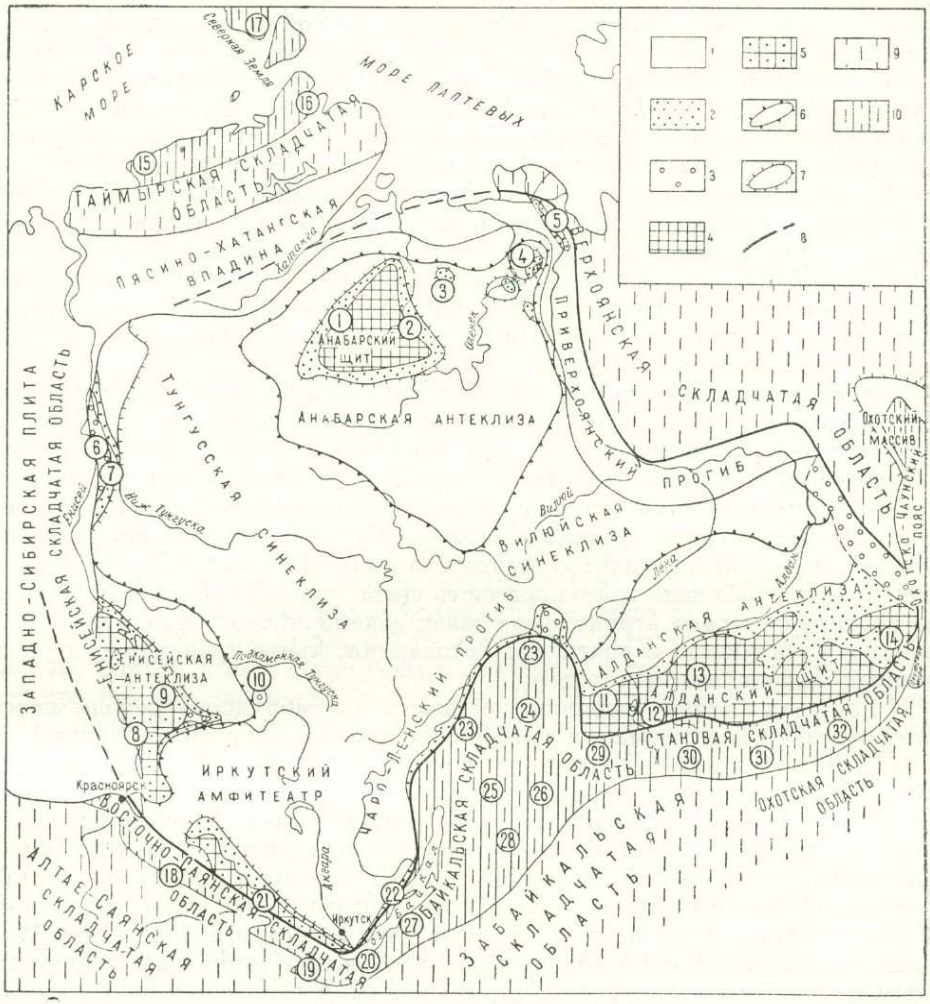


Рис. 5. Расположение главнейших разрезов древних толщ, показанных на схеме корреляции докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.

1 — фанерозойский платформенный покров; *2* — докембрийский платформенный покров; *3* — докембрийские субплатформенные отложения авлакогенного типа; *4* — выходы архейского фундамента платформы (щиты); *5* — выходы протозойского складчатого фундамента платформы; *6* — внутриплатформенная граница антеклиз; *7* — граница поднятий платформы; *8* — граница платформы; *9* — складчатые области обрамления платформы; *10* — выходы докембрия в складчатых областях обрамления платформы; цифры в кружках — местоположение и номера разрезов на схеме корреляции.

между Сибирской и Индостанской платформами, однако стратиграфическое изучение этих толщ находится еще в начальной стадии. Только на западной и северо-западной ее окраинах, в Среднеазиатской, Казахстанской и Алтае-Саянской складчатых системах, докембрийские толщи теперь геологически изучены сравнительно детально и уверенно выделены из широко развитых палеозойских. Вместе с тем фрагментарное их развитие и пока еще слабая датировка изотопными методами во многих случаях допускают различные толкования их взаимоотношений и неоднозначность корреляции.

Докембрий широко развит и относительно неплохо изучен в ряде провинций Китая, но, к сожалению, новые данные о нем отсутствуют, а старые — нуждаются в уточнении; в особенности это касается изотопных датировок, которые крайне немногочисленны и сделаны в основном К-Ar методом. Несколько лучше обстоит дело с материалами по докембрию Северной Кореи.

Исключительно ценный материал для разработки общей схемы периодизации докембрия представляют разрезы древних толщ Нового Света, расположенные в пределах огромной Северо-Американской платформы и ее складчатого обрамления, которые, по существу, охватывают всю территорию Северной Америки и Гренландии. К Северо-Американской платформе относятся большой Канадский, или, точнее, Канадско-Гренландский, щит и примыкающая к нему на северо-западе, юго-западе и юге обширная Северо-Американская плита, которая обычно разделяется на арктическую область Виктория (или Виктория-Франклин), область Великих равнин, область Восточных Скалистых гор и область Мидконтинента. На западе и юго-западе платформу обрамляет грандиозный альпийский (мезозойско-кайнозойский) складчатый пояс Северо-Американских Кордильер, на севере — каледоно-раннегерцинская Иннуитская складчатая область, на востоке — каледонская Восточно-Гренландская складчатая область и на юго-востоке — каледоно-герцинская Аппалачская складчатая область.

Докембрийские образования широко развиты во всех перечисленных структурных элементах континента. Естественно, наибольшие пространства они занимают на Канадско-Гренландском щите. Часть щита, расположенная на континенте, вероятно, одна из самых обширных в мире областей сплошного развития на поверхности докембрия; только в районе Гудзонова залива на значительном участке древние образования закрыты водной поверхностью и чехлом палеозойских платформенных отложений (синеклиза Гудзонова залива). Хуже обнажена восточная часть щита: моря Баффина и Лабрадорское маскируют тесные структурные связи докембрийского фундамента континента и Гренландии, и почти вся Гренландия, кроме сравнительно узкой береговой полосы, закрыта льдом.

В пределах Северо-Американской плиты докембрийские породы повсеместно образуют ее фундамент и в небольшой мере входят в состав нижней части чехла платформы. Выходы их на поверхность локализованы преимущественно на юго-западном краю платформы — в Восточных Скалистых горах и плато Колорадо, где древняя платформа была активизирована, расколота и приподнята во время мезозойско-кайнозойского диастрофизма, интенсивно проявившегося в соседней геосинклинальной системе Кордильер. Сравнительно небольшие выходы на поверхность древних пород известны в горах Арбукль и Уичито, а также на плато Озарк и в Техасе, в районе плиты Мидконтинента. На огромной территории плиты Великих равнин докембрийский фундамент глубоко погружен и закрыт мощными отложениями фанерозоя.

В складчатой области Северо-Американских Кордильер докембрийские образования развиты преимущественно в Скалистых горах (горы Перселл, Абсарока, Бол. и Мал. Белт, Бертут, Уосатч и др.), а также на юге штата Невада и в приграничных с ним районах штата Калифорния, в Центральной Аризоне (горы Мазатцал) и других местах. Здесь они обнажаются в ядрах больших антиклинориев или же слагают горстовые структуры среди более молодых складчатых фанерозойских отложений. Весьма вероятно, что многие глубоко измененные супракрустальные и плутонические породы, слагающие широкую полосу вдоль побережья Тихого океана в Береговом хребте (Британская Колумбия), которые в настоящее время рассматриваются как метаморфизованные палеозойские и даже мезозойские образования, на самом деле в существенной мере принадлежат докембрию, но пока о их возрасте и строении имеется еще мало данных, и поэтому они нами не рассматриваются.

В Иннуитской складчатой области (Канадские арктические острова) выходы докембрийских пород известны только на небольшом участке в се-

веро-восточной части о. Эльсмира, зато в Восточно-Гренландском складчатом поясе они развиты очень широко — почти во всех крупных структурах. Наконец, в Аппалачском складчатом поясе они выходят на юго-востоке о. Ньюфаундленд, в ряде мест Новой Шотландии и Нью-Брансуика, а также в горах Блу-Ридж и в Области Хребтов и Долин Аппалачей.

Безусловно, наибольшее значение для стратиграфии докембрия имеют древние образования Канадско-Гренландского щита — этого классического района развития докембрия, на изучении которого сформировалась североамериканская, канадская и гренландская (датская) школы исследователей древних толщ. Североамериканская и канадская школы исследователей долгое время были ведущими в вопросах стратиграфии докембрия. Напомним, что многие широко применявшиеся и применяемые теперь названия общих стратиграфических подразделений докембрия были предложены американскими и канадскими геологами.

Докембрийские образования в Северной Америке так же, как, впрочем, и в других регионах земного шара, изучены неравномерно: очень детально в густонаселенных, особенно горнопромышленных, районах (южная часть Канады и прилегающие районы США, Аппалачи, плато Колорадо, некоторые районы Скалистых гор), менее детально в северных районах Канады (исключение — район Невольничьего озера и так называемого Лабрадорского трога) и еще менее подробно в арктических районах Канады и в Гренландии (исключение — южная оконечность Гренландии). Однако большой интерес, повсеместно проявляемый в последние годы к изучению древних образований, вызвал сильное развитие геологосъемочных работ также и на севере и в Арктике, и поэтому есть основание считать, что различие между хорошо и плохо изученными районами скоро сгладится.

При изучении докембрия в странах Северной Америки большое значение придается изотопным методам определения возраста горных пород. В Канаде и особенно в США в этом отношении достигнуты весьма значительные успехи. В настоящее время число изотопных датировок составляет многие тысячи, причем в последние годы массовый характер приобрели исследования при помощи наиболее совершенных Rb-Sr изохронного и Pb-изотопного (и его модификаций) методов. Это позволяет во многих случаях достоверно интерпретировать различные датировки, в том числе и K-Ar, что, конечно, существенно облегчает корреляцию древних образований.

В то же время в Северной Америке и в Гренландии недостаточно применяются формационный и палеонтологический методы корреляции докембрия. Несмотря на то, что американскими и канадскими геологами строматолиты изучаются уже давно, эти органические остатки ими почти не используются для целей межрегиональной корреляции; кроме того, классификация и методика изучения этих остатков во многом отличаются от тех, что предложены советскими исследователями. Опыты применения отдельными канадскими исследователями (Х. Хоффман [479] и др.) советской методики изучения и систематики не дали, как будто, положительных результатов для стратиграфии. Однако известны интересные попытки некоторых советских исследователей (И. Н. Крылов, М. А. Семихатов) сравнить строматолиты из докембрия Канады и США с описанными в СССР. Микрофитолиты в Северной Америке и Гренландии почти не изучаются, но вместе с тем из докембрия этих регионов детально и всесторонне изучены и описаны сферические, нитевидные и сложной формы микроскопические органические остатки, представляющие собой различные преимущественно сине-зеленые водоросли. Эти остатки в некоторых случаях помогают при межрегиональной корреляции древних толщ.

Следует отметить, что, несмотря на очень большое число работ, посвященных докембрийским образованиям Северной Америки и Гренландии, и нередко высокий научный уровень выполненных исследований, до настоящего времени не делалось даже попыток детальной корреляции этих толщ для сколько-нибудь обширных территорий континента, не говоря уже о всем

континенте и Гренландии. В лучшем случае высказывались только самые общие предположения о возможных возрастных эквивалентах в разных регионах, приводились корреляционные схемы для сравнительно небольших районов, где развиты однотипные формации, или же схемы сопоставления

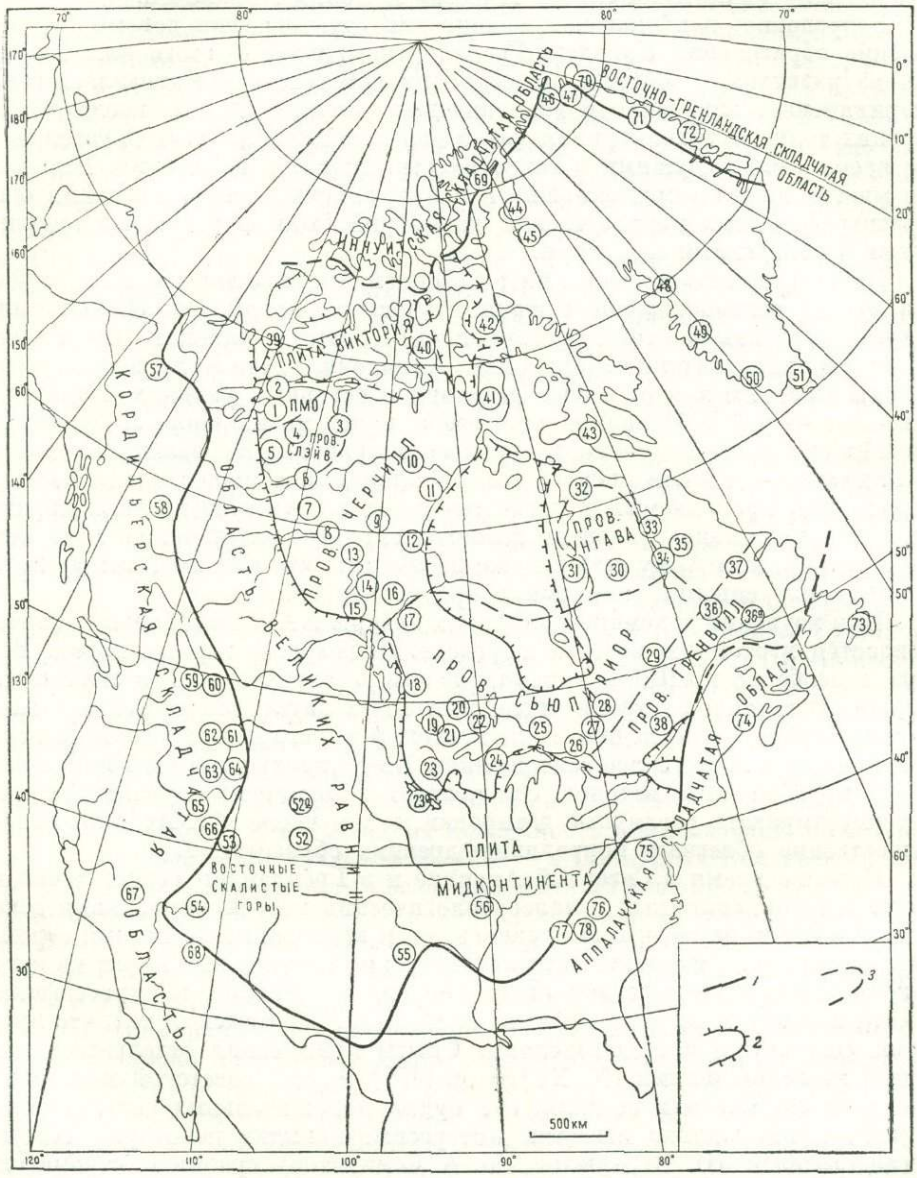


Рис. 6. Расположение главнейших разрезов древних толщ, показанных на схеме корреляции Северо-Американской платформы и ее складчатого обрамления.

1 — границы платформы; *2* — границы щита и отдельных больших выходов докембрия вблизи него; *3* — границы некоторых тектонических провинций щита; цифры в кружках — местоположение и номера разрезов на схеме корреляции; *ПМО* — провинция Медвежьего озера.

разрезов одной какой-либо серии. Конечно, при составлении новой геологической карты Канады (1969 г.) ее авторами, несомненно, производилась предварительная корреляция докембрийских образований, но схема корреляции осталась неопубликованной, а синхронизация толщ, показанная на карте цветом и индексами, является очень грубой и во многих случаях спорной.

Составленная нами для этой книги схема корреляции докембрия почти всего континента Северной Америки и Гренландии является первой такой *схемой для этих территорий (см. табл. III, вкладка)*. *В основу ее положены* опубликованные оригинальные исследования (более 1500 названий), главнейшие из которых приведены в списке литературы. В схеме дана корреляция 78 разрезов различных районов; большая часть их относится к числу главнейших характерных разрезов докембрия континента и Гренландии, но некоторые разрезы приведены главным образом для сравнения или для освещения строения древних толщ в разных районах. Расположение разрезов показано на рис. 6.

В отличие от аналогичных корреляционных схем, составленных нами для Сибири и Восточной Европы, на данной схеме кроме собственных названий стратиграфических подразделений указаны главнейшие породы, их слагающие. Это сделано с учетом того, что советскому читателю одни названия подразделений, особенно малоизвестных, ничего не говорят, а познакомиться с литературными источниками часто бывает трудно или даже почти невозможно, принимая во внимание небольшое количество некоторых изданий. Конечно, и в этом случае краткие перечисления названий главных пород, без описания особенностей их состава и текстурных признаков, характера переслаивания и многих других черт, мало что дают для выяснения формационной принадлежности толщ и их корреляционных связей, однако все это находится за пределами возможностей таких корреляционных схем и требует подробного изложения материала и разносторонней аргументации.

Приложенные к работе схемы корреляции трех главных областей развития древних толщ северного полушария дают во многих случаях совершенно *новое освещение вопросов датировки и корреляции древних толщ, а это,* в свою очередь, приводит к необходимости пересмотра многих аспектов истории геологического развития, тектоники и экзогенной металлогении докембрия ряда регионов. Естественно, что в данной книге, посвященной иной, вполне конкретной задаче, рассмотрение всех этих вопросов невозможно. Рамки работы не позволяют также дать подробные обоснования принимаемой схемы корреляции, поскольку это требует обстоятельного анализа каждого разреза и многих изотопных датировок. Однако внимательное рассмотрение таблиц в подавляющем большинстве случаев позволяет понять основные принципы, лежащие в основе сопоставления различных толщ. В последующих главах мы ограничимся изложением наиболее важных положений корреляционных схем, вытекающих из анализа разностороннего геологического и геохронологического материала.

ГЛАВА IV

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

К архейской группе мы относим самые древние образования докембрия, возникшие ранее 3500 млн. лет, т. е. до завершения саамского диастрофизма. Однако во многих районах эти образования испытали еще позднейший, нередко многократный метаморфизм, связанный с различными диастрофическими циклами протозоя, а в молодых складчатых областях и фанерозоя. Поэтому в большинстве случаев радиометрические датировки архейских метаморфических пород и гранитов показывают более молодые, чем указанное, значения возраста, отвечающие наложенным термальным процессам. Тем не менее в большинстве случаев об архейском возрасте таких пород мы можем судить на основании параллелизации их с аналогичными образованиями в соседних районах, где возраст их установлен радиометрически. Обычно такая параллелизация производится вполне уверенно, так как архейские образования в различных районах земного шара (даже на разных континентах) обладают многими характерными особенностями состава, строения разреза и метаморфизма и поэтому похожи друг на друга. Нередко воз-

можно непрерывное прослеживание древнейших толщ из района с «реликтовыми» датировками в район с «омоложенными» датировками пород.

Необходимо отметить, что и в районах, где установлены древнейшие («реликтовые») датировки, отвечающие времени первоначального метаморфизма пород или их образования, радиометрическими методами постоянно фиксируются также более молодые значения возраста, характеризующие различные стадии преобразования пород. «Реликтовые» значения обычно обнаруживаются Pb-изотопным, Pb-изохронным и Rb-Sr изохронным методами; K-Ar датировки чаще всего показывают «омоложенные» значения возраста. Впрочем, иногда и K-Ar датировки по амфиболам указывают время ранних событий, но в тех случаях, когда последующие преобразования породы были очень интенсивны и к тому же сопровождались сильным привносом и выносом элементов, все методы регистрируют только позднейшие процессы. В подавляющем большинстве случаев явления «изотопного омоложения» обнаруживаются сравнительно легко, так как почти везде архейские породы несогласно перекрываются более молодыми метаморфическими толщами докембрия и при этом датировки последних часто оказываются совпадающими с датировками подстилающих пород. Естественно, что в этих случаях *изотопные значения возраста, полученные для архейских пород, фиксируют* время позднейших событий.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР И ГЛАВНЕЙШИЕ РАЗРЕЗЫ

Архейские образования развиты широко в различных районах северного полушария, но обнажаются они преимущественно в пределах щитов, на материале изучения которых в основном и возможно выяснение их стратиграфии. Ниже будут рассмотрены основные черты строения архейских толщ различных районов и дано обоснование их возраста; в заключении главы будет дана общая характеристика группы.

ЕВРОПА

Древнейшие образования докембрия, представленные разнообразными глубоко метаморфизованными супракрустальными толщами и различными плутоническими породами (преимущественно гранитами), на территории Европы развиты главным образом на Восточно-Европейской платформе. Они там обнажаются на значительной площади в пределах Балтийского и Украинского щитов и вскрываются буровыми скважинами или устанавливаются геофизическими исследованиями во многих районах Русской плиты, в особенности на севере и востоке европейской части СССР, где ими сложены большие сплошные массивы в составе фундамента платформы. Гораздо меньшую площадь архейские толщи занимают в фанерозойских складчатых областях; там они обнажаются внутри срединных массивов или в ядрах некоторых больших антиклинориев, а также в отдельных тектонических блоках.

Естественно, что стратиграфия архейских комплексов сколько-нибудь *достоверно установлена только в пределах щитов. Однако, несмотря на* проведенные там сравнительно детальные исследования, она разработана гораздо хуже, чем, например, для архея Алданского щита Сибирской платформы, где находится глобальный стратотип архея, с которым мы познакомимся несколько ниже. Это объясняется в первую очередь тем, что на Балтийском и Украинском щитах архейские образования сильно переработаны позднейшими движениями и метаморфизмом, которые заметно усложнили и без того сложное их внутреннее строение и в ряде случаев замаскировали соотношение с перекрывающими комплексами докембрия, а также обусловили «омоложение» изотопных значений возраста пород.

Один из наиболее полных разрезов древних толщ, который может быть принят как стратотипический для архея *Балтийского щита* и всей Восточно-

Европейской платформы, описан Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайским [28] в центральной части Кольского полуострова. Развитые там образования относятся к кольской серии, состоящей их трех свит (снизу): пинкельяврской, чудзьяврской и волшпахской.

Пинкельяврская свита (более 600 или 2000 м?) характеризуется переслаиванием мигматизированных гранат- и силлиманитсодержащих биотитовых гнейсов, пироксеновых гранулитов, двупироксеновых, роговообманковых кристаллических сланцев и пироксеновых амфиболитов и вмещает горизонты магнетитовых кварцитов и магнетитсодержащих амфиболовых и пироксеновых сланцев. Чудзьяврская свита (500 м) представлена главным образом амфиболитами и основными кристаллическими сланцами, содержащими редкие прослои магнетитовых сланцев; для многих пород характерно высокое содержание CaO, вследствие чего данная свита называется также «свитой богатых кальцием пород». Верхняя — волшпахская — свита (более 2000 м) состоит из богатых глиноземом гранат-силлиманитовых, гранат-биотитовых и других гранатсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев, часто переслаивающихся между собой.

В приведенной стратиграфической схеме фигурирует еще «ультраметаморфический комплекс», образованный различными мигматитами, гранито-гнейсами, диорито-гнейсами и в особенности чарнокитами, который Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайским помещается в самое основание разреза архея и отделяется от вышележащих пород предполагаемым несогласием. Наличие несогласия, однако, не обосновано, и, скорее всего, ультраметаморфический комплекс представляет собой сильно гранитизированные породы (преимущественно основные кристаллические сланцы и гнейсы) пинкельяврской свиты.

Наиболее низкое стратиграфическое положение кольской серии в составе докембрия Кольского полуострова устанавливается по несогласному залеганию на ней базальных конгломератов тундровой серии палеопротозоя, метаморфизованных 2600—2700 млн. лет назад. K-Ar датировки биотитов из пород кольской серии и пронизывающих ее гранитов обычно дают большой разброс значений: от 1700 до 3590 млн. лет; но, по-видимому, только наиболее древние значения возраста (около 3500 млн. лет) характеризуют время первоначального метаморфизма архейских пород, остальные же значения обусловлены различными более поздними процессами активизации. Pb-изохронным методом для гнейсов кольской серии получен возраст 3200 млн. лет [179]. Для гнейсов кольской серии имеются также датировки Rb-Sr изохронным методом, они показывают значение около 2700 млн. лет, которое, как справедливо отмечают авторы геохронологического исследования, «по-видимому, следует оценивать как время регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации» [81, с. 68].

С кольской серией довольно уверенно параллелизуется гранулитовый комплекс Кольской Лапландии и беломорская серия Карелии и юга Кольского полуострова [256], при этом нижняя сильно гранитизированная часть пинкельяврской свиты (включая так называемый «ультраметаморфический комплекс») соответствует керетьской свите гранитизированных гнейсов, а верхняя часть пинкельяврской свиты вместе с чудзьяврской свитой по составу коррелируется с хеталамбинской свитой амфиболитов и амфиболовых гнейсов беломорской серии и с толщей основных пород гранулитового комплекса («основные гранулиты»); наконец, волшпахская свита сопоставляется с лоухской (чупинской) свитой богатых глиноземом гранатовых гнейсов беломорской серии и с толщей лейкократовых гранатсодержащих гранулитов гранулитового комплекса («кислые гранулиты»). Радиометрические определения возраста пород этих гнейсовых комплексов, полученные при помощи K-Ar и Pb-изотопного методов, показывают большой разброс значений от 1700—1800 до 2500 млн. лет; они, по всей вероятности, отражают наложенные процессы палеопротозойского и мезопротозойского метаморфизма. Более близко время эпиархейского диастрофизма характеризует пока единичная датировка амфибола из метабазита, секущего беломорскую серию, которая составляет 3300 млн. лет.

В Центральной Карелии к архею относят гранито-гнейсы с теневыми включениями супракрустальных пород, подстилающие палеопротозойские осадочно-вулканогенные толщи, возраст которых установлен геологическими наблюдениями и радиометрическими датировками.

Гранулитовый комплекс из западной части Кольского полуострова непосредственно продолжается в Финскую Лапландию, а беломорская серия — в несколько более южные районы Северной Финляндии, где она выделяется под названием «гнейсовый комплекс Хета и Тунса-Савукоски». На юге Финляндии им соответствует гнейсово-гранулитовый комплекс Усима-Туркуу-Раума, а в юго-западной части Швеции — так называемые «доготские гнейсы», в составе которых широко развиты пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты и кварциты, а на юге Норвегии — гнейсово-гранулитовые комплексы Эстфолль и Консберг-Бамбле(?). Обоснование их возраста дано нами в специальной работе [256]. Принадлежность всех этих комплексов к архею доказывается на основании их более низкого положения в разрезе по отношению к палеопротозойским толщам, от которых они отделены крупным несогласием, а также на основании большого сходства с гнейсовыми комплексами Кольского полуострова и Беломорья. Радиометрические датировки слагающих их пород обычно показывают сильно «омоложенные» значения.

Глубоко метаморфизованные супракрустальные толщи, вполне сопоставимые по своему стратиграфическому положению, изотопному возрасту и составу с архейскими образованиями Балтийского щита, широко развиты на Украине. На юго-западе *Украинского щита* они обычно выделяются под названием «бугская серия» [287] или «побужский комплекс» [60]. Стратиграфия бугской серии изучена многими исследователями, и хотя применяемые разными авторами названия подразделений серии различаются между собой, установленная ими последовательность пород довольно близка [60, 99, 222 и др.]. По полноте нормального разреза и степени изученности бугская серия не уступает кольской серии и по этим критериям могла бы быть избрана восточноевропейским стратотипом архея, но она плохо датирована радиометрическими методами и соотношения ее с вышележащими образованиями установлены гораздо менее уверенно, чем на Кольском полуострове.

В нижней части бугской серии вскрываются основные кристаллические сланцы, или гнейсы, преимущественно гиперстен-плагиоклазовые, и развивающиеся по ним вследствие гранитизации эндербиты и чарнокиты (побужская свита); выше располагается толща пироксен-плагиоклазовых сланцев, чередующихся с биотитовыми и силлиманитовыми гнейсами, амфиболитами и отчасти кварцитами (днестровско-бугская свита). На ней согласно залегает толща амфиболовых и пироксеновых плагиогнейсов, заключающая горизонты и пачки мраморов, кальцифиров, гранатовых и силлиманитовых гнейсов и кварцитов, а также линзы магнетитовых пород (тетерево-бугская или хощевато-завальевская свита). Разрез, по-видимому, венчается толщей гранат-биотитовых плагиогнейсов, но взаимоотношения ее с подстилающими породами твердо не установлены.

Слюды и акцессорные минералы из гнейсов бугской серии и прорывающих эти породы гранитов датируются K-Ar и Pb-изотопным методами чаще всего в интервале 1900—2200 млн. лет, но единичные определения возраста Pb-изотопным методом акцессорных минералов гранитов показывают значения 2300—2600 млн. лет. Pb-изохронным методом по валовым пробам пироксеновых плагиогнейсов определен возраст 2750—2850 млн. лет, но такие же значения получены этим методом для биотитовых гнейсов тетеревской серии, которая залегает несогласно на бугской и относится к палеопротозою (см. ниже) *. Таким образом, все полученные значения для пород бугской серии

* Эти датировки получены в лаборатории ВСЕГЕИ (А. Д. Искандерова) по материалам из коллекции Т. В. Билибиной и А. Д. Дашковой.

характеризуют время проявления различных более поздних процессов метаморфизма.

Бугской серии в центральных районах Украинского щита отвечает росинско-тикичская серия, в составе которой выделяется нижняя володарская, *или метабазитовая, свита, по своему составу близко напоминающая побужскую* и днестровско-бугскую свиты, вместе взятые, и верхняя белоцерковская, или метабазито-кальцифировая, отвечающая тетерево-бугской свите. Среди метабазитов володарской свиты содержатся прослои и линзы магнетит-силикатных пород.

Восточнее, в пределах так называемого Кировоградского блока, к архею должна быть отнесена так называемая ингульская серия, к которой принадлежит реевская толща амфиболитовых пород, или маякская и зеленореченская свиты, сложенные главным образом сильно измененными метабазитами (основными кристаллическими сланцами, амфиболитами и гнейсами), встречающимися в виде полос и теневых реликтов среди ультраметаморфических гранито-гнейсов; метабазитам подчинены прослои магнетит-силикатных пород и полосчатых магнетитовых кварцитов. По своему составу ингульская серия соответствует володарской свите или нижним двум свитам бугской серии. Изотопный возраст (K-Ar и Pb-изотопный методы) минералов из пород ингульской серии «омоложен» и варьирует в широких пределах (1800—2750 млн. лет); наиболее древние значения получены Pb-изотопным методом по цирконам из биотитовых и гиперстеновых плагиогнейсов. Я. Н. Белевцевым и другими исследователями [214] эти значения трактуются как возраст древних материнских пород, из которых циркон был извлечен при выветривании и в виде детритового материала попал в осадочные породы, позднее измененные в гнейсы. Однако такая трактовка сомнительна, так как в подобного рода глубоко метаморфизованных породах датировки циркона (детритового или образованного in situ) обычно показывают возраст интенсивного позднейшего метаморфизма *. Кроме того, гиперстеновые плагиогнейсы, скорее всего, возникли не за счет осадочных пород, а за счет вулканитов основного или среднего состава, и поэтому наличие в них детритового циркона маловероятно.

Следует отметить, что многие исследователи [90, 125, 126, 214] сопоставляют ингульскую серию (в составе зеленореченской и маякской свит) со слабо метаморфизованной железорудной криворожской серией мезопротозойского возраста. Убедительная критика таких представлений дана Н. П. Гречишниковым [84], причем к его возражениям можно добавить еще и многие другие.

Так, сравниваемые серии различаются не только строением разреза и степенью метаморфизма пород, но и совершенно иным типом и парагенезисом железорудных пород; в ингульской серии эти породы перемежаются с метабазитами (амфиболитами и гиперстеновыми плагиогнейсами) и среди них почти нет тонкополосчатых разностей джеспилитов, тогда как в криворожской серии железорудные породы залегают среди парасланцев (филлитов), а метабазиты отсутствуют; кроме того, наиболее типичны для них тонкополосчатые джеспилиты.

В Приднепровье к архейской группе относится орехово-павлоградская (аульская, приднепровская) серия, в составе которой выделяются две очень мощные свиты: нижняя — новопавлоградская, сложенная амфиболитами, амфиболовыми или пироксен-амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, содержащая пластовые тела метаультрабазитов и прослои железисто-силикатных (гиперстен- и амфибол-магнетитовых) сланцев и магнетитовых грубополосчатых кварцитов, и верхняя — ореховская, образованная

---

* Например, округлый (детритовый?) циркон из «кислых гранулитов» Кольского полуострова показывает возраст около 1900 млн. лет [299], отвечающий времени карельского диастрофизма, но вместе с тем эти гранулиты относятся к архейскому комплексу, поскольку выше их несогласно залегают тундровая серия палеопротозоя (древнее 2800 млн. лет) и печенгская серия мезопротозоя (древнее 1900—2000 млн. лет) [256].

различного рода гнейсами, преимущественно биотитовыми и биотит-амфиболовыми, иногда силлиманитсодержащими, заключающими пачки кальцифиров [287]. Сильно гранитизированные породы орехово-павлоградской серии иногда выделяются под названием «ореховский ультраметаморфический комплекс».

Гнейсовые толщи Приднепровья вполне сопоставимы с упомянутыми ранее архейскими образованиями центральных и западных районов Украинского щита, причем новопавлоградская свита может параллелизоваться с метабазитовыми толщами, слагающими ингульскую серию и нижние части росинско-тикичской и бугской серий (см. табл. I, вкладка), а ореховская свита — с белоцерковской свитой росинско-тикичской серии и тетерево-бугской свитой бугской серии, содержащими карбонатные породы.

Орехово-павлоградская серия — это единственная серия в составе архейских образований Украины, для которой имеются реликтовые датировки, характеризующие время ее раннего (эпиархейского) метаморфизма. Наряду с «омоложенными» значениями возраста (чаще всего в интервале 1800—2300 млн. лет) для пород серии и размещающихся среди них гранитов отмечаются значения около 3500 млн. лет. Эти значения получены К-Ar методом по амфиболам из гранитоидов (гнейсо-диоритов) в окрестностях г. Ямбурга [117] и из амфиболитов в районе Конкской и Белоозерской магнитных аномалий [170]. Указанные амфиболиты обычно относят к так называемой конкско-верховцевской (или конкско-белозерской) серии, однако, как показали новые, в том числе наши, исследования, в состав этой «серии» ошибочно включены образования весьма различного возраста: архейские амфиболиты и гнейсы, палеопротозойские метавулканиты и мезопротозойские осадочные толщи. В настоящее время геологами треста Днепрогеология (М. В. Миткеев, Э. М. Лапицкий) твердо установлено, что в районе Белозерского месторождения амфиболиты, датируемые 3500 млн. лет, подстилают белозерскую железорудную серию, которая лежит на них и на рвущих их гранитах трансгрессивно.

С орехово-павлоградской серией Приднепровья тесно связан гнейсовый комплекс, развитый в Приазовье на самом востоке Украинского щита и выделяемый под названием «приазовская серия» или «приазовский гнейсово-мигматитовый комплекс». Стратиграфия его в настоящее время сравнительно хорошо изучена многими исследователями [105, 223, 224, 303], причем установленная разными авторами нормальная последовательность толщ, выделяемых ими под разными названиями и в разном стратиграфическом ранге, довольно близко совпадает.

В составе приазовской серии, как нам представляется, следует выделить три подсерии: лозоватскую, корсак-шовкайскую и каратышскую. Нижняя из них — лозоватская, — соответствующая лозоватской свите в схеме И. С. Усенко и других исследователей [303], имеет очень большую мощность (более 4500 м) и сложное строение, образована главным образом пироксеновыми или амфиболовыми гнейсами и различными основными кристаллическими сланцами, а также продуктами их гранитизации (чарнокитами, гнейсо-гранитами, мигматитами). Она соответствует нижней части бугской серии (побужской и днестровско-бугской свитам) и ее аналогам.

Вышележащая — корсак-шовкайская — подсерия (2000—4000 м), соответствующая одноименной свите в схеме И. С. Усенко и других геологов, разделяется на три свиты: темрюкскую, богдановскую и демьяновскую (названия свит Р. М. Полуновского [224]), которые состоят в разной пропорции из биотитовых, биотит-амфиболовых и пироксеновых гнейсов (мигматитов), содержащих горизонты мраморов, кальцифиров, графитовых гнейсов и магнетито-силикатных кристаллических сланцев и реже магнетитовых кварцитов. В темрюкской свите наблюдаются пачки корундовых гнейсов, а некоторые породы демьяновской свиты характеризуются повышенным содержанием апатита. Эта подсерия, естественно, параллелизуется с карбонатсодержащими частями бугской серии и ее аналогами. Более высокое положение в разрезе занимает каратышская подсерия (каратышский гнейсово-мигматитовый комплекс в схеме Р. М. Полуновского), характеризующаяся широким развитием мигматитов и гнейсо-гранитов, образовавшихся по гранат-биотитовым гнейсам. Ее можно сопоставить с верхней толщей гранат-биотитовых гнейсов бугской серии.

Определения возраста слюд и амфиболов из гнейсов Приазовья К-Ar методом показывают большой разброс значений: от 1900 до 2860 млн. лет,

вместе с тем реликтовые датировки, характеризующие время первоначального метаморфизма пород, пока еще не установлены.

Как уже указывалось, архейские породы вскрываются буровыми скважинами во многих районах в составе фундамента *Русской плиты*, но скважины обычно в них проходятся на незначительную глубину, и поэтому о стратиграфии древнейших образований по кернам судить нельзя. К архейскому комплексу в районе Курской магнитной аномалии относится обоянская серия гнейсов, амфиболитов и мигматитов, заключающая иногда железисто-силикатные руды (в ассоциации с амфиболитами). Обоянская серия трансгрессивно перекрывается палеопротозойской вулканогенной михайловской серией [62]. Заключенные среди гнейсов гранитоиды (салтыковского и яковлевского комплексов) датируются К-Ar методом в интервале 2200—2800 млн. лет; нет сомнения в том, что все эти значения показывают время позднейших термальных процессов, поскольку амфибол из пород вышележащей михайловской серии датируется 2700 млн. лет, а пирит из пород еще более молодой курской серии — 2730 млн. лет [300]. В других районах Русской плиты к архею принадлежат гнейсовые комплексы, вскрытые скважинами в Восточной Белоруссии (неманский комплекс), Восточной Польше, Волыно-Подолии и на обширном пространстве восточной части плиты. В их составе широко развиты различные гнейсы, в том числе гиперстеновые плагиогнейсы, мигматиты, гранулиты, амфиболиты, основные кристаллические сланцы, чарнокиты, гнейсо-граниты, т. е. все обычные и характерные породы древнейшей группы докембрия.

В фанерозойских складчатых областях Европы архейские образования достаточно обоснованно могут быть выделены только в каледонидах Великобритании и Норвегии, а также в герцинидах Средней Европы (Чешский массив) и Урала, но, по-видимому, небольшие их выходы имеются и в альпийском поясе юга материка.

На *Британских островах* древнейшие породы докембрия обнажаются на северо-западе Шотландии и на Внешних Гебридах, в пределах так называемого Северо-Западного кратона — форланда каледонского складчатого пояса, а также в краевых частях последнего. Архейские образования там входят в состав сложного полиметаморфического льюисского комплекса, неоднократно испытавшего деформацию и метаморфизм [5, 410, 617]. К архею относятся различные серые биотитовые, амфиболовые и пироксеновые плагиогнейсы, амфиболиты, гранулиты и метагипербазиты, метаморфизованные и гранитизированные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации и сильно деформированные во время доскаурийского (Pre-Scourian) диастрофизма. С этим диастрофизмом было связано образование первой генерации пластовых и секущих пегматитовых жил, смятых в складки во время последующего скаурийского диастрофизма, сопровождавшегося также метаморфизмом и образованием различных палингенных пород и мигматитов.

Возраст скаурийского метаморфизма надежно определен различными изотопными методами (в том числе Rb-Sr изохронным) в 2600—2700 млн. лет, на этом основании считают, что доскаурийский диастрофизм проявился более чем 3000 млн. лет назад [410]. Детальное изучение метаморфизма, тектонической структуры и магматических пород позволило английским ученым установить наложение на гнейсо-гранулитовый комплекс Шотландии еще двух докембрийских циклов диастрофизма: инверийского (1900—2200 млн. лет), сопровождавшегося складчатостью, внедрением калиевых гранитов и образованием второй генерации пегматитов, и затем лаксфордского (приблизительно 1600—1720 млн. лет?), во время которого складчатости сопутствовали интрузии гранитов, возникновение третьей генерации пегматитов, а также метаморфизм амфиболитовой фации, вызвавший регрессивные изменения в доскаурийских гнейсах.

По всей вероятности, архейской группе принадлежат и некоторые глубоко метаморфизованные породы, развитые в Северных нагорьях Шотландии, рассматриваемые многими английскими геологами как сильно измененные

аналоги пород протозойской серии Мойн, однако вследствие весьма сложной тектонической структуры района их действительные взаимоотношения с породами названной серии и льюисского комплекса не могут считаться выясненными; некоторые геологи полагают, что льюисские гнейсы в нагорьях часто образуют ныряющие лежачие складки среди мойнских сланцев.

В *каледонидах Норвегии* известно много сравнительно больших участков, сложенных породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, которые по составу и парагенезису очень похожи на архейские образования других районов Европы, в частности Балтийского щита. Так же, как и в Шотландских нагорьях, их стратиграфическое положение замаскировано сложной складчатой тектоникой, и поэтому в ряде случаев их без всякого основания относят к нижнепалеозойским толщам, среди которых они часто располагаются. Несмотря на сильную переработку каледонскими и более ранними движениями и метаморфизмом, в некоторых местах удается радиометрическими методами установить их докембрийский возраст. Так, *на Лофотенских островах для гнейсов гранулитовой фации* Rb-Sr изохронным методом получены значения 2800 ± 85 млн. лет и 2495 ± ± 210 млн. лет, а для подобных же пород, измененных в амфиболитовой фации с отчетливыми признаками диафтореза, — в пределах 1705—1840 млн. лет [454]. По-видимому, все эти значения характеризуют различные этапы наложенного метаморфизма (кеноренского и карельского циклов диастрофизма).

В *Чешском (Богемском) срединном массиве, расположенном в герцинской*, или, точнее, варисцийской, зоне Средней Европы, к архею, вероятно, должен быть отнесен так называемый молданубский комплекс, сложенный главным образом силлиманит-биотитовыми и кордиерит-биотитовыми гнейсами и мигматитами, затем амфиболитами, гранулитами, кварцитами и мраморами [496, 657]. Комплекс делится на две «группы»: нижнюю — монотонную (Monotonous Group) и верхнюю пестрого состава (Varied Group). Первая из них (несколько тысяч метров) образована главным образом гнейсами с гранулитами, приуроченными к ее верхней части; вторая (3000—5000 м) состоит из отчетливо слоистых гнейсов и по присутствию в ней прослоев других пород делится на четыре толщи (снизу): 1) гнейсы с кварцитами; 2) гнейсы с графитовыми кварцитами и эрланами; 3) гнейсы с мраморами, кальцифирами и эрланами; 4) гнейсы без прослоев других пород [496]. Ранее предполагалось, что «пестрая группа» залегает на монотонной несогласно, но новые исследования не подтвердили этого представления. По мнению некоторых исследователей, чешские гранулиты образовались, скорее всего, за счет вулканитов кислого состава.

Радиометрические определения возраста молданубского комплекса, произведенные главным образом K-Ar методом и отчасти Pb-изотопным (по цирконам), показывают явно «омоложенные» значения (350—800, изредка до 1700 млн. лет). Первоначально, когда еще не было выяснено широкое развитие явлений «изотопного омоложения», они истолковывались как доказательство палеозойского или позднекембрийского возраста пород. В настоящее время чешские исследователи относят молданубский комплекс к нижнему *докембрию (архею или нижнему протерозою), учитывая несогласное залегание* на нем мощных более слабо метаморфизованных толщ верхнего докембрия. В связи с проблемой возраста рассматриваемого комплекса следует обратить внимание на весьма специфическую ориентировку складок, в которые собраны кристаллические породы молданубского комплекса и его аналогов в пределах Чешского массива. На геологических картах Чехословакии и сопредельных стран отчетливо видно, что складки группируются *в сложные фестончатые системы* (*рис.* 7), *близко напоминающие гнейсовые* складчатые овалы (амебоиды), характерные исключительно для архейских образований [257].

Кроме молданубского комплекса к архею, вероятно, относятся еще гнейсы и гранулиты, развитые на севере Чешского массива в Гранулитовых

и Рудных горах Саксонии (ГДР), которые весьма похожи на такие же образования Богемии. К архею, возможно, относятся породы гранулитовой фации (включая чарнокиты), которые обнажаются на *Пиринейском полуострове*, севернее домезозойского кристаллического ядра Пиринейских гор, и принадлежат или фундаменту платформы, отграничивающей с севера мезозойский складчатый пояс, или срединным массивам [658]. Геологическими и радиометрическими методами возраст их не установлен.

В *герцинидах Урала* архейские образования, вероятно, присутствуют в районе Башкирского антиклинория и в Мугоджарах. В первом районе к ним предположительно относится нижняя часть тараташского комплекса, выделяемая Ю. Д. Смирновым [1, 275] в аршинскую серию (комплекс). Эта серия (более 1500 м) состоит из разнообразных гнейсо-мигматитов, среди которых преобладают биотитовые, биотит-силлиманитовые, гранат-биотитовые

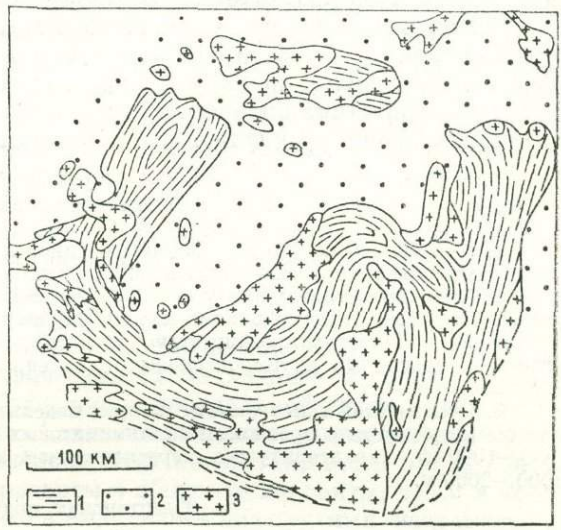


Рис. 7. Ориентировка складчатых структур докембрийского кристаллического комплекса Чешского (Богемского) срединного массива, по В. Шквору [604].

1 — кристаллические сланцы, гнейсы и гранито-гнейсы (молданубский комплекс и его аналоги) архея; *2* — слабо метаморфизованные или неметаморфизованные толщи протозоя и нижнего палеозоя; *3* — постархейские граниты

и амфиболовые разности, заключающие пластовые тела амфиболитов, с которыми ассоциируются биотит-амфибол-магнетитовые породы. Среди гнейсов серии размещаются многочисленные согласные тела гнейсо-гранитов и метаморфизованных габброидов. Возраст гнейсо-мигматитов, чередующихся с амфиболитами, по данным α-Pb метода (по циркону) равен 3200—3320 млн. лет [156], но полученные в последнее время датировки цирконов при помощи Pb-изотопного метода дали меньшие значения [70]. K-Ar датировки показывают, что на породы аршинской серии наложен метаморфизм карельского возраста (1900—2000 млн. лет). По данным Ю. Д. Смирнова, на аршинской серии несогласно залегает железорудная тукмалинская серия (комплекс), принадлежащая, скорее всего, палеопротозою.

В Мугоджарах к архейской группе условно может быть отнесен каиндинский комплекс различных мигматизированных гнейсов, отчасти амфиболитов, кварцитов и мраморов, который занимает самое низкое стратиграфическое положение в разрезе докембрия этого района.

АЗИЯ

Древнейшие образования докембрия развиты во многих районах этого огромного континента. Наибольшие площади они занимают на двух крупнейших платформах Азии — Сибирской и Индостанской, но, кроме того, они присутствуют в ряде складчатых систем обрамления платформ и в широком Центрально-Азиатском складчатом поясе, а также на востоке континента.

В Сибири архейскими породами сложены наиболее древние кратонные ядра Сибирской платформы (Ангарский, Чарский и Алданский кратоны),

а в обрамляющих платформу складчатых областях — срединные массивы (глыбы). Архейские образования, сильно переработанные позднейшими движениями и термальными процессами, обнажаются также в кульминациях структур среди складчатых областей; иногда они занимают там большие пространства, представляя собой основание глубоко эродированных древних геосинклинальных систем (как, например, в Становой складчатой области).

В пределах Сибирской платформы архейские породы обнажаются на Алданском и Анабарском щитах, а также в Канской глыбе древней Енисейской складчатой области.

Алданский щит является исключительно благоприятным объектом для изучения стратиграфии, вещественного состава и тектоники архейских образований, которые вскрыты там на обширной территории (одной из самых крупных на земном шаре) и, что особенно важно, не переработаны в существенной мере постархейскими процессами складчатости и метаморфизма.

Гнейсовый комплекс Алданского щита, выделяемый под названием «алданская серия», является наиболее полным и хорошо изученным региональным подразделением архея, и поэтому его можно предложить в качестве глобального стратотипа архейской группы. Согласно новым данным [262, 263], алданская серия расчленяется следующим образом (снизу).

Иенгрская подсерия

1. Курумканская свита: кварциты, иногда силлиманитсодержащие, с редкими прослоями силлиманитовых гнейсов. Мощность более 1000 м.

2. Аянахская свита: внизу — пироксен-амфиболовые и амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы с прослоями кварцитов; вверху — тонко переслаивающиеся гранат-биотитовые, биотит-силлиманитовые, кордиерит-биотитовые и гиперстенсодержащие гнейсы с прослоями двупироксеновых сланцев, амфиболитов и кварцитов. Мощность 1350 м.

3. Суонтитская свита состоит из трех подсвит, из которых нижняя и верхняя образованы кварцитами с прослоями силлиманитовых гнейсов, а средняя, наиболее мощная (850—1000 м), характеризуется переслаиванием амфиболитов и кварцитов. Мощность 1600—2000 м.

Тимптонская подсерия

4. Нимгерканская свита имеет пестрый состав: амфиболиты (часто пироксенсодержащие), амфиболовые, гиперстеновые, двупироксеновые гнейсы и сланцы с маломощными прослоями кварцитов и гранатсодержащих гнейсов. Мощность 1200—1300 м.

5. Унгринская свита: амфиболиты, пироксеновые амфиболиты, двупироксеновые сланцы и гнейсы, эндербиты и чарнокиты. Мощность 1900—2500 м.

6. Федоровская свита: основные кристаллические сланцы и гнейсы (те же, что в унгринской свите) с несколькими горизонтами известковистых (диопсидсодержащих) кристаллических сланцев, диопсидовых метасоматитов, мраморов, кальцифиров и иногда кварцитов. Мощность 2300—3100 м.

7. Сеймская свита: основные кристаллические сланцы и гнейсы, внизу мощный (до 600 м) горизонт гранат-биотитовых гнейсов. Мощность 1500—1800 м.

Джелтулинская подсерия

8. Кюриканская свита: ритмично переслаивающиеся гранат-биотитовые, гранат пироксеновые, биотитовые, двупироксеновые, диопсидовые и другие гнейсы, включающие прослои мраморов и кальцифиров и графитовых гнейсов. Мощность 1700—2100 м.

9. Сутамская свита: однообразные гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы и лейкократовые гранулиты; гнейсы иногда содержат графит, силлиманит и кордиерит. Мощность более 2000 м.

Общая мощность серии 15 000—16 000 м.

Как видно из приведенного нормального разреза, в нижней части серии (иенгрской подсерии) присутствуют мощные горизонты кварцитов, в средней части серии (тимптонская подсерия) резко преобладают основные (отчасти ультраосновные) кристаллические сланцы и гнейсы и вверху серии (джелтулинская подсерия) господствуют гранатсодержащие гнейсы; в верхней половине тимптонской подсерии и внизу джелтулинской подсерии находятся прослои карбонатных пород. Все породы серии, кроме кварцитов

и мраморов, сильно мигматизированы, а местами и гранитизированы; кварциты нередко бывают фельдшпатизированы (преимущественно микроклинизированы).

Основание алданской серии неизвестно. На различных породах серии, в том числе на пронизывающих ее гнейсо-гранитах, трансгрессивно и с угловым несогласием залегают более слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные и осадочные толщи палеопротозоя (субганская и олондинская толщи) и мезопротозоя (удоканская серия и ее аналоги).

Возраст эпиархейского диастрофизма (плутонизма и метаморфизма) на Алданском щите характеризуют «реликтовые» датировки, полученные для пород алданской серии и заключенных среди них гранитоидов K-Ar методом по амфиболам и главным образом Pb-изохронным методом по валовым пробам, которые показывают значения около 3500 млн. лет [67, 241, 263]. Вместе с тем для минералов и пород этой серии теми же методами нередко получают и меньшие значения (вплоть до 1700 млн. лет). Некоторые исследователи склонны их истолковывать как свидетельство более молодого возраста всей алданской серии [301] или ее отдельных частей [241]. Однако этой точке зрения решительно противоречат геологические данные, которые указывают на принадлежность всех подразделений алданской серии к единому (без внутренних перерывов) стратиграфическому комплексу [262] и на самое низкое положение этой серии в разрезе докембрия Сибири *. По всей вероятности, значение возраста около 3500 млн. лет отвечает времени первоначального глубокого метаморфизма и ультраметаморфизма пород алданской серии, а меньшие значения обусловлены явлениями «омоложения», связанными с воздействием на древние породы щита двукратного более слабого метаморфизма (2600—2800 и 1900 млн. лет назад), а также различных других (в том числе криптометаморфических) позднейших процессов [263].

Приведенная выше стратиграфическая схема алданской серии установлена в результате детальных наблюдений в центральной части Алданского щита (в так называемом Центрально-Алданском горнопромышленном районе). Исследования, проведенные в последние годы на востоке щита (Л. В. Травин и другие), показали, что там развиты в общем те же свиты, что и в центральной части щита, хотя они ранее и выделялись под другими названиями; эти же исследования показали, что там нет и более высоких, чем сутамская свита, подразделений архея, которые предполагались разными авторами.

В западной части щита (бассейн рек Олекмы и Чары) близкими аналогами алданской серии, преимущественно ее средней части, являются гнейсово-гранулитовые комплексы, называемые в разных местах курультинской серией, олекминской серией, чарской и торской толщами. Стратиграфические схемы их пока еще недостаточно обоснованны. Высказываемое некоторыми авторами [185, 308] мнение о более молодом, по сравнению с алданской серией, возрасте олекминской и курультинской серий ничем не доказано и опровергается новыми наблюдениями ряда авторов.

Другая значительная площадь выходов архея располагается в северной части Сибирской платформы в пределах *Анабарского щита*. Стратиграфия древнейшего комплекса этого щита, который выделяется под названием «анабарская серия», изучена еще сравнительно слабо, что обусловлено в первую очередь недостаточной расшифровкой сложной тектонической структуры. По данным М. И. Рабкина [230, 231], уточненным в последние годы его сотрудниками, анабарская серия расчленяется на три согласно лежащие подсерии (или серии): далдынскую, верхнеанабарскую и хапчанскую. Кроме того, выделяется более поздний верхнеламуйский комплекс диафторированных пород, образовавшихся преимущественно за счет пород двух нижних подсерий; стратиграфического значения он не имеет.

* Палеопротозойские толщи, несогласно перекрывающие алданскую серию, прорваны гранитами и пегматитами, имеющими возраст 2600—2800 млн. лет (см. ниже); этот факт непреложно свидетельствует о гораздо более древнем возрасте гнейсового комплекса Алданского щита.

Далдынская подсерия (5000—6000 м) *, состоящая из бекеляхской и килегирской свит (толщ), сложена мезократовыми и меланократовыми двупироксеновыми и гиперстеновыми плагиогнейсами и гранулитами с прослоями пироксеновых магнетитовых сланцев и высокоглиноземистых сланцев. Отличительной особенностью этой подсерии является наличие, особенно в килегирской свите, значительного (до 15%) количества кварцитов, что позволяет ее сравнивать с нижней — иенгрской — подсерией алданского стратотипа. Верхнеанабарская подсерия (5000—8000 м) сложена монотонными мезократовыми пироксеновыми, преимущественно гиперстеновыми плагиогнейсами и пироксеновыми кристаллическими сланцами и амфиболитами, а также образующимися по ним чарнокитами и мигматитами. По своему составу и положению в разрезе она очень похожа на нижнюю часть тимптонской подсерии стратотипа.

Хапчанская подсерия (до 6000 м) разделяется на две свиты (толщи): нижнюю, хаптасыннахскую, и верхнюю, биллээх-тамахскую. Первая из них характеризуется присутствием среди пироксеновых плагиогнейсов пачек биотит-гранатовых гнейсов, диопсид-скаполитовых пород, кальцифиров и мраморов. Наличие известковых пород, а также ритмичный характер переслаивания пород в разрезе сближают ее с верхней частью тимптонской подсерии и одновременно с нижней частью джелтулинской подсерии Алдана. Биллээх-тамахская свита, сложенная почти целиком гранатовыми и биотит-гранатовыми (иногда графитсодержащими) гнейсами, *вполне сравнима с сутамской свитой*, венчающей разрез архея Алдана.

Изотопные определения возраста кристаллических пород Анабарского щита сделаны только K-Ar методом. Датировки по слюдам (биотиту и мусковиту) обычно показывают значения в интервале 1850—2000 млн. лет, независимо от того, получены они для гнейсов анабарской серии или же для мусковитовых пегматитов и двуслюдяных гранитов, которые секут верхнеламуйские диафториты, возникшие в протозое. Амфиболы из пород верхнеанабарской подсерии датируются 2300—2500 млн. лет, и, наконец, пироксены из пород далдынской подсерии показывают значения от 2530 до 2980 млн. лет. Судя по всему, эти цифры характеризуют время двукратного наложения на архейские породы регрессивного метаморфизма палеопротозойского и мезопротозойского возраста (с которым было сопряжено становление разнообразных плутонических пород).

Архейский возраст анабарской серии обосновывается главным образом путем ее уверенного сопоставления с алданской серией. Об этом свидетельствует и своеобразный стиль тектонической структуры серии (гнейсовые *складчатые овалы*), *свойственный и архейскому комплексу Алданского щита* (см. ниже). Геологически верхняя граница серии определяется трансгрессивным налеганием на гнейсы неметаморфизованных платформенных отложений нижнего неопротозоя (мукунская серия).

В юго-западной части Сибирской платформы (Енисейский кряж) архейские образования слагают большую часть *Ангаро-Канской глыбы* — срединного массива в протозойской Енисейской складчатой системе. Они представляют собой полиметаморфический комплекс, названный канской серией, в котором древние породы, первоначально перекристаллизованные в условиях гранулитовой и отчасти амфиболовой фаций, впоследствии испытали регрессивные изменения в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, местами сильно выраженные.

В работах последних лет, в соответствии с данными Ю. И. Парфенова [219], канская серия расчленяется на три свиты (снизу): кузеевскую, атамановскую и калантатскую. Кузеевская свита (2000—3000 м) сложена пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и подчиненными им гранатсодержащими гнейсами (мигматитами), иногда с корундом, кордиеритом и шпинелью. Атамановская свита (до 4000 м) образована различными плагиогнейсами (мигматитами), чередующимися с пироксеновыми кристаллическими сланцами, *присутствующими в меньшем количестве. Верхняя, калантатская, свита* (до 2000 м), сложенная биотитовыми гнейсами и амфиболитами с горизонтами мраморов и известково-силикатных пород, располагается в зоне наиболее интенсивного проявления диафтореза, что послужило основанием для некоторых исследователей (Е. К. Ковригиной) рассматривать ее как регрессивно измененную часть атамановской свиты и отрицать ее стратиграфическую самостоятельность. Однако, учитывая специфический состав свиты (в частности, наличие в ней карбонатных пород, отсутствующих в атамановской свите), *эту точку зрения нельзя считать правильной.*

---

* Мощности всех подразделений анабарской серии определены в самом грубом приближении.

С пироксеновыми кристаллическими сланцами и гнейсами канской серии иногда ассоциируют пластовые тела перекристаллизованных анортозитов и пироксенитов и метаноритов (?), а также многочисленные тела гиперстеновых гранитов — чарнокитов.

С более молодыми образованиями докембрия, в том числе с палеопротозойскими осадочно-вулканогенными толщами енисейской серии, канская серия граничит вдоль зон глубоких разломов; при этом она резко отличается от них значительно более сильным метаморфизмом.

Значения возраста пород канской серии, полученные при помощи K-Ar метода, всегда «омоложены» и отражают время более поздних процессов. Rb-Sr методом по валовым пробам гранитов и пегматитов, размещающихся среди канских гнейсов, получен возраст 2500 млн. лет, но геологически верхняя возрастная граница этих пород не выяснена [69]. Для чарнокитов канской серии по монациту и циркону установлен возраст 4200 ± 500 млн. лет [45]. Из-за большого содержания обыкновенного свинца расчет значения этой датировки был проведен путем использования метода Гаутерманса, но точность этого расчета невелика. Если взять поправку с отрицательным знаком, то полученное значение (3700 млн. лет) довольно близко к возрасту метаморфизма архейских пород Алдана и, как увидим впоследствии, многих других архейских образований мира.

Судя по составу и положению в разрезе, кузеевская и атамановская свиты канской серии могут соответствовать нижней части тимптонской подсерии алданского стратотипа, а калантатская свита — ее верхней части (федоровской свите), характеризующейся присутствием карбонатных пород.

В обрамлении Сибирской платформы архейские образования известны во всех складчатых областях, за исключением Таймырской, где новые исследования показали, что сильно метаморфизованные породы докембрия, ранее считавшиеся архейскими, в действительности являются палеопротозойскими и мезопротозойскими.

К Восточно-Саянской складчатой области архейские образования представлены шарыжалгайской и слюдянской сериями, развитыми на востоке области, в пределах Шарыжалгайского краевого выступа платформы и Гарганской глыбы, а также бирюсинской серией, слагающей Бирюсинскую, Канскую и Арзыбейскую глыбы на западе региона.

Шарыжалгайская серия (несколько тысяч метров) разделяется на четыре свиты, из которых три нижние (шумихинская, жидойская и зогинская) сложены в разной пропорции пироксеновыми (гиперстеновыми и двупироксеновыми), амфибол-пироксеновыми, амфиболовыми и биотитовыми (обычно гранатсодержащими) гнейсами (мигматитами) и кристаллическими сланцами, а также амфиболитами, а верхняя (китойская) характеризуется присутствием среди этих пород прослоев и линз мраморов и кальцифиров. С основными породами зогинской свиты ассоциируют магнетито-силикатные руды.

Слюдянская серия (несколько тысяч метров) состоит из различного рода гнейсов (мигматитов), основных пироксеновых кристаллических сланцев и амфиболитов, чередующихся с пластами и мощными пачками мраморов и кальцифиров. К карбонатным породам местами приурочены прослои диопсид-кварц-карбонатных апатитсодержащих пород. Вследствие сложной тектонической структуры внутреннее строение серии различными авторами трактуется по-разному, но, по-видимому, наиболее удовлетворительно деление ее на три свиты (снизу): култукскую, перевальную и харагольскую, из которых средняя имеет существенно карбонатный состав.

Вследствие изолированности главных площадей развития шарыжалгайской и слюдянской серий (они граничат по крупному разлому) вопрос об их соотношениях является дискуссионным. Хотя все исследователи признают, что слюдянская серия является более молодой, одни из них [92, 289] считают, что она лежит согласно на шарыжалгайской и относится вместе с ней к одному архейскому комплексу, другие [103, 323] предполагают наличие между ними большого несогласия и относят слюдянскую серию к протерозою.

Новые, еще неопубликованные, исследования А. Л. Додина и В. К. Маньковского, а также А. З. Коникова убедительно свидетельствуют в пользу первой точки зрения; кроме того, эти исследования подтвердили ранее

высказанное Д. С. Коржинским [147] мнение о том, что относительно слабо метаморфизованные отложения, развитые в центральной части Хамар-Дабана, которые А. А. Шафеевым [323] включались в состав слюдянской серии, являются более молодыми палеопротозойскими и разделены от пород архейского комплекса широкими зонами разрывных нарушений, рассланцевания и диафтореза. Существенно также, что в области развития шарыжалгайской серии выявлено много участков, где на гнейсах согласно залегают гнейсово-карбонатно-сланцевые толщи, близкие к таким же толщам в слюдянской серии.

Для гнейсов шарыжалгайской серии Pb-изохронным методом получены значения возраста до 3000 млн. лет [67, 277]; K-Ar датировки дают гораздо меньшие значения. Возраст пород слюдянской серии определен преимущественно K-Ar методом, причем полученные значения показывают большой разброс цифр, максимальные из них достигают 2600 млн. лет (слюды из гнейсов бассейна рек Ермы и Черемшанки) *. По-видимому, все значения возраста шарыжалгайских и слюдянских пород «омоложены» в результате воздействия более поздних термальных процессов. Это вполне естественно, если учесть, что архейские образования слагают тектонические блоки в складчатой области полициклического развития.

Для архейских образований западных районов Восточно-Саянской складчатой области, относимых к бирюсинской серии, предлагались различные схемы расчленения. Наибольшей известностью пользовалась схема В. Е. Диброва [89], но, как показали позднейшие исследования, она не может быть распространена на всю площадь развития серии. По-видимому, более универсальной является стратиграфическая схема, предложенная недавно (1962 г.) А. З. Кониковым. Согласно ей, бирюсинская серия расчленяется на три свиты (снизу): элгашетскую (более 2500 м), сложенную амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми и биотитовыми плагиогнейсами (кристаллическими сланцами) и амфиболитами, решетскую (800 м), образованную мраморами и кальцифирами с редкими прослоями кварцитовых сланцев и амфиболитов, и голумбейскую (более 1300 м), состоящую из гранатсодержащих биотитовых и двуслюдяных гнейсов с подчиненными прослоями кварцитов и кальцифиров. Две нижние свиты по своему составу хорошо сопоставляются со слюдянской серией, а голумбеевская свита в этом случае, по-видимому, наращивает разрез архея Восточного Саяна.

Относительно возраста бирюсинской серии у разных исследователей нет единого мнения. Одни авторы относят ее к архею [92], другие — к нижнему протерозою [89, 289]. Радиометрические данные также не дают однозначного решения этого вопроса, поскольку датировки, сделанные только K-Ar методом, показывают весьма большой разброс значений (от 500 до 2600 млн. лет), что говорит о сильном воздействии разновременных наложенных процессов. Об этом же свидетельствуют весьма интенсивно проявленные различного типа регрессивные изменения пород. Все же основываясь на большом сходстве бирюсинской серии со слюдянской и на наличии в ней пород с реликтовыми минералами гранулитовой фации метаморфизма, больше оснований относить ее к архейской группе.

В *Байкальской складчатой области* [249] так же, как и в других складчатых поясах обрамления платформы, архейские породы выходят главным образом в пределах срединных массивов глыб (см. рис. 23). В Байкальской глыбе древнейший комплекс, именуемый прибайкальской серией, расчленяется на две подсерии: нижнюю, таланчанскую, сложенную в основном амфиболовыми, реже пироксен-амфиболовыми гнейсами (мигматитами), и верхнюю, святоносскую, для которой характерно многократное чередование пачек мраморов (кальцифиров) с амфиболовыми и пироксеновыми гнейсами

---

* Еще более древние значения возраста получены K-Ar методом по пироксенам из пород обеих серий, но вследствие незначительного содержания в минералах калия такие датировки могут иметь большие погрешности.

и кристаллическими сланцами, изредка кварцитами. На западном побережье Байкала развита преимущественно святоносская подсерия, которая там иногда выделяется под названием «приольхонский комплекс» *. Породы прибайкальской серии изменены главным образом в амфиболовой фации, но местами широко распространены также породы с минеральными ассоциациями гранулитовой фации; в зонах дифференциальных движений развиты диафториты с реликтовыми минералами обеих упомянутых метаморфических фаций.

С другими образованиями докембрия прибайкальская серия граничит по зонам глубинных разломов; тем не менее о ее более древнем возрасте можно судить на основании резкого перепада в степени метаморфизма пород. Об архейском возрасте серии свидетельствует тот факт, что осадочно-вулканогенные породы палеопротозоя вблизи выходов прибайкальских гнейсов часто бывают изменены только в зеленосланцевой фации; кроме того, в их составе присутствуют конгломераты с обломками гнейсов. Радиометрические определения возраста пород, произведенные K-Ar методом, показывают различные «омоложенные» значения (450—1900 млн. лет).

Архейские образования Северо-Муйской и Южно-Муйской глыб, выделяемые в витимскую серию, также расчленяются на две подсерии — илеирскую и тулдунскую, в общем близкие по своему составу к соответствующим подразделениям Прибайкалья, с той только разницей, что в илеирской свите Южно-Муйской глыбы кроме амфиболитов присутствуют в большом количестве гиперстеновые плагиогнейсы и сланцы. Древний возраст витимской серии устанавливается вполне определенно на основании геологических и отчасти радиометрических данных. На гнейсах и мраморах тулдунской подсерии и на заключенных в них гнейсо-гранитах у юго-восточной окраины Северо-Муйской глыбы (р. Самокут) с крупным угловым несогласием залегают базальные метаконгломераты осадочно-вулканогенного комплекса палеопротозоя [249]. Изотопные датировки K-Ar методом в большинстве случаев хотя и показывают «омоложенные» значения, тем не менее отдельные «реликтовые» датировки достаточно близко характеризуют время первоначального метаморфизма архейских пород. В частности, пироксеновые амфиболиты тулдунской свиты из Южно-Муйской глыбы датируются 3200 млн. лет [67].

Архейские супракрустальные и плутонические образования весьма широко развиты в *Становой складчатой области*, обрамляющей Алданский щит с юга. Однако до последнего времени многие исследователи полагали, что к архею относятся только породы, слагающие сравнительно небольшие тектонические блоки (глыбы) среди более молодых (по данным одних авторов, нижнепротерозойских, по данным других — верхнеархейских) метаморфических толщ, выделяемых в становую серию. В настоящее время может считаться установленным, что большая часть площади Становой области сложена архейскими образованиями, к которым во многих районах относятся и толщи, включаемые в состав становой серии (олекминская серия, уркан-ская серия, моготская и лаприйская свиты, гнейсовый комплекс Джугджура и др.).

Вместе с тем выяснено, что в Становой области имеются и значительные участки, большей частью окаймленные разломами и представляющие собой тектонические клинья, зажатые среди архея, в пределах которых развиты палеопротозойские метаморфические осадочно-вулканогенные толщи. Установлено, что архейские образования Становика вполне аналогичны таковым же Алданского щита; отличие состоит главным образом в том, что они во многих местах сильно диафторированы и поэтому минеральные парагенезисы гранулитовой фации в них сохраняются лишь в виде реликтов. Особенно сильно диафторез проявлен в зонах обильного развития мигматитов

---

* «Приольхонский комплекс» в настоящее время детально расчленен Е. А. Шалек; ее исследования показали неудовлетворительность прежних стратиграфических схем, предлагавшихся для архея Приольхонья.

и гнейсо-гранитов палеопротозойского и мезопротозойского возраста (древнестановые и куандинские гранитоиды).

Необходимо отметить, что в Становой области присутствуют также архейские породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации, но это не противоречит их сопоставлению с породами алданской серии, поскольку и для *последних в ряде мест Алданского щита характерна та же степень метаморфизма*. С другой стороны, и в Становой области часто встречаются участки пород гранулитовой фации. Некоторые исследователи такие участки считали архейскими глыбами среди более молодых пород амфиболитовой фации, но наблюдения показывают, что породы гранулитовой и амфиболитовой фаций часто переходят друг в друга по простиранию и что различие в степени их метаморфизма объясняется процессами диафтореза или неотчетливо выраженной зональностью.

В отличие от архейского комплекса Алданского щита архейские образования Становой области весьма интенсивно переработаны палео- и мезопротозойскими движениями, но при этом в полосе так называемого «структурного шва» на границе с Алданским щитом отчетливо распознаются типичные для архея структуры типа гнейсовых складчатых овалов, а сам «шов» представляет собой довольно широкую переходную зону (см. рис. 11).

Стратиграфия архейских гнейсовых толщ Становой области изучена пока еще слабо, и для них не выработана единая и общепринятая схема. Существующие же многочисленные местные схемы нуждаются в проверке, уточнении и лучшем обосновании. Все же можно утверждать, что разрез архея Становика в общем похож на разрез алданской серии (см. схему корреляции, табл. II, вкладка). Так же, как и в последней, там выделяются подразделения, соответствующие иенгрской подсерии, хотя и не самым ее низам (бóльшая часть курультинской и зверевской серий), и нижней части тимптонской подсерии (моготская и лаприйская свиты, становой комплекс центральной *части области, худурканская свита на ее западе и др.). В западной* части Становика имеются и аналоги более высоких подразделений алданской серии: верхней части тимптонской подсерии, заключающей карбонатные породы (альванарская и сиваканская свиты), и джелтулинской подсерии (чильчинская и кудуликанская свиты).

Изотопные датировки возраста архейских пород Становика, сделанные преимущественно K-Ar методом, очень сильно варьируют — от 150 до 3500 млн. лет [67], что вполне естественно, если учесть полициклический характер тектонического развития этой складчатой области и интенсивное проявление в ее пределах мезозойских движений и магматизма. По-видимому, только наиболее древние значения (около 3500 млн. лет), полученные по амфиболам из гнейсов и амфиболитов, являются «реликтовыми» и характеризуют время эпиархейского диастрофизма.

В мезозойской *Верхоянской (или Верхояно-Колымской) складчатой области* архейские породы слагают большой Охотский срединный массив. Согласно исследованиям П. А. Гринберга [86], они представлены разнообразными пироксеновыми, двупироксеновыми, амфиболовыми и биотитовыми (с кордиеритом и гранатом) гнейсами и кристаллическими сланцами, а также амфиболитами, заключающими редкие прослои кварцитов. По преобладанию *тех или иных пород в составе гнейсового комплекса выделяются* три свиты общей мощностью до 7000 м. На пенепленизированной поверхности гнейсов несогласно залегают платформенные отложения неопротозоя. K-Ar датировки биотитов и амфиболов из гнейсов показывают явно «омоложенные» *значения — от 1230 до 1880 млн. лет. В целом рассматриваемый комплекс* гнейсов очень близок по своему составу к тимптонской подсерии Алданского щита, с которой он всегда сопоставляется.

При сравнении архейских образований складчатого обрамления Сибирской платформы с алданским стратотипом бросается в глаза близость состава пород и последовательность их залегания в нормальном разрезе. В срединных массивах обрамления платформы, по-видимому, отсутствуют только

аналоги самых нижних подразделений алданской серии, выделяемых в иенгрскую подсерию. Зато очень широко представлены кристаллические сланцы и плагиогнейсы основного состава, соответствующие большей нижней части тимптонской подсерии, и вышележащие гнейсово-карбонатные толщи, сопоставимые с верхней частью тимптонской подсерии и нижней частью джелтулинской подсерии Алдана. В Восточном Саяне, вероятно, местами присутствуют и аналоги гранато-гнейсовых толщ, венчающих алданскую серию (голумбейская свита бирюсинской серии).

Относительно небольшие участки архейских пород известны на *Советском Дальнем Востоке*. Хотя они и не относятся к складчатым областям, непосредственно обрамляющим Сибирскую платформу, тем не менее архейские породы в их пределах имеют большое сходство с образованиями Алданского щита. К древнейшей группе там, вероятно, принадлежат гнейсово-гранулитовые комплексы, слагающие п-ов Тайгонос на северном побережье *Охотского моря и Ханкайский массив на юге Уссурийского края*. Породы этих комплексов испытали сильное воздействие разновозрастных термальных процессов, в том числе очень молодых (мезозойских), и поэтому радиометрические (K-Ar) датировки их всегда показывают сильно «омоложенные» значения [307]. Гнейсовый комплекс п-ва Тайгонос разделяется В. Н. Липатовым на две толщи («серии»), взаимоотношения между которыми не установлены. Одну из них, коссовскую, состоящую из меланократовых (амфиболовых и пироксеновых) плагиогнейсов и кристаллических сланцев, гранулитов и кальцифиров, названный автор сопоставляет с тимптонской подсерией Алданского щита, другую, пургоносскую, образованную гранат-биотитовыми гиперстен-биотитовыми и силлиманитсодержащими плагиогнейсами, — с джелтулинской подсерией Алдана.

Древнейшие образования Ханкайского массива, выделяемые под названием «иманская серия», *также делятся на две свиты: нижнюю, ружинскую*, для которой характерно присутствие среди гнейсов и кристаллических сланцев (в том числе гиперстеновых) пачек графитовых мраморов, и верхнюю, матвеевскую, отличающуюся преобладанием гранат-биотитовых гнейсов и подчиненной ролью амфиболовых и пироксеновых гнейсов и сланцев, среди которых имеются прослои гиперстен-магнетитовых пород, а также мраморов. Возможно сопоставление ружинской свиты с тимптонской подсерией, а матвеевской свиты — с нижней частью джелтулинской подсерии алданского стратотипа, но не исключено, что обе они отвечают только тимптонской подсерии. На иманской серии, по-видимому, несогласно залегает метаморфическая осадочно-вулканогенная толща палео- и мезопротозоя [61].

Теперь рассмотрим архейские образования Азии, развитые южнее Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. В обширной *Центрально-Азиатской складчатой системе* древнейшие породы обнажаются во многих срединных массивах, расположенных в поясах различного возраста, но стратиграфия их изучена еще слабо. К ним, в частности, относятся в Казахстане бектурганская серия Улутау и зерендинская серия Кокчетавского массива, в Северном Тянь-Шане — актюзская и кеминская свиты, в Среднем и Южном Тянь-Шане — гнейсовый комплекс Тахталыкской гряды, атбашинская свита Атбашинского хребта, гнейсы Каратегина, на Памире — ваханская серия, а также различные гнейсы, слагающие фундамент Тарымского массива, многие гнейсы, выходящие в тектонических клиньях среди горных цепей Гималаев и Тибета [14, 114 и др.].

Все они представлены глубоко измененными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма породами: различными гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами и гранулитами, интенсивно мигматизированными и гранитизированными. В большинстве случаев геологическими и геохронологическими исследованиями их возраст не может быть установлен из-за обычно тектонических (дизъюнктивных) контактов с окружающими породами, а также наложенных процессов регрессивного метаморфизма, обусловливающих всеобщее «омоложение» изотопных

датировок пород. Датировки K-Ar методом обычно показывают возраст последнего метаморфизма или крупных поднятий.

В областях грандиозных молодых поднятий — на Памире, в Тибете (г. Сися-Банма) и в Гималаях — этим методом для гнейсов часто получаются значения около первых десятков миллионов лет; в палеозойских складчатых поясах они обычно колеблются в пределах от 250 до 600 млн. лет и в редких случаях достигают 1800 млн. лет. Между тем единичные определения возраста Rb-Sr изохронным методом тех же пород Памира показали значения до 2500 млн. лет, а Pb-изохронным методом гнейсов Каратегина — до 2900 млн. лет. Все же во многих районах геологические наблюдения определенно указывают на наиболее древний возраст упомянутых гнейсовых (гнейсово-гранулитовых) комплексов среди всех развитых там докембрийских образований.

Значительные выходы архейских пород находятся во многих районах *Китая*, преимущественно на севере страны в провинциях Шаньдун, Ляонин, Синьцзян, Шаньси и в ряде других мест. Везде они относятся к древнейшим комплексам докембрия, слагающим фундамент нескольких сравнительно небольших платформ, которые иногда объединяются под названием Северо-Китайской или Китайско-Корейской платформы. Представлены они различного рода глубоко метаморфизованными породами, первоначально измененными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, но затем претерпевшими сильный диафторез.

Характерным представителем этих комплексов является серия Тайшань, развитая в провинции Шандун. Образована она биотитовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, амфиболитами и гранулитами, обычно сильно гранитизированными и мигматизированными. Стратиграфическое расчленение серии, сделанное Чен Юй-цы и другими [211], вероятно, нуждается в уточнении новыми исследованиями. Возраст пород определен только K-Ar методом по слюдам из мигматитов, гранитов и гранулитов; наиболее часто получаемые значения находятся в интервале 1800—2300 млн. лет, но имеются и датировки около 2500 млн. лет. По-видимому, все они «омоложены», так как на гнейсовый комплекс наложен более молодой метаморфизм, соответствующий по времени проявления карельскому диастрофизму.

С серией Тайшань, вероятно, должны сопоставляться гнейсово-гранулитовые комплексы полуостровов Ляодунь и Шаньдун, а также гнейсово-гранулитовый комплекс с чарнокитами, развитый в горах Куруктаг (гора Каратекунул), который слагает основание Таримской платформы.

В большинстве районов Китая архейские образования трансгрессивно перекрываются платформенными или субплатформенными отложениями неопротозоя и эпипротозоя, но в некоторых местах (на плато Шаньси, Утайшань) на них несогласно залегает геосинклинальный осадочно-вулканогенный комплекс палеопротозоя (серия Утай и др.) [236].

В *Северной Корее* к архею относится гнейсовый комплекс Ранрим, образующий вместе с палеопротозойским комплексом (серией) Мачхолён фундамент Корейской платформы. Комплекс этот сложен главным образом гранито-гнейсами, включающими небольшие полосовидные участки и скиалиты гнейсов, мигматитов, амфиболитов и гранулитов. С метавулканитами Мачхолён он граничит по зоне крупных разрывных нарушений и трансгрессивно перекрывается неопротозоем (серия Санвон и др.).

Обширные поля развития архейских пород находятся на юге Азиатского материка в пределах *Индостанской платформы*. Исследователи геологии Индии и Цейлона к архейской группе обычно относят осадочно-вулканогенные зеленокаменные толщи «системы» Дхарвар (Дарвар) или ее аналогов, а также различные гнейсы, чарнокиты, гнейсо-граниты, которые иногда объединяются под названием «гнейсы Полуострова». Считается, что «гнейсы Полуострова» являются преимущественно плутоническими образованиями, интрудирующими супракрустальные породы «системы» Дхарвар, или ультраметаморфическими породами, возникшими в результате гранитизации

дхарварских осадочно-вулканогенных толщ. В соответствии с этим в известных стратиграфических схемах Б. Рама Рао [571, 572], М. Кришнана [158, 159] и других исследователей «гнейсы Полуострова» показаны как самые молодые образования архея и расположены над «системой» Дхарвар.

При ознакомлении с описаниями нормальных разрезов Дхарвара бросается в глаза чередование как по вертикали, так и в горизонтальном направлении пород самого различного характера метаморфизма. Даже в пределах одного небольшого участка в дхарварских отложениях выделяются наряду с весьма глубоко измененными породами, например гиперстеновыми и гранат-силлиманитовыми гнейсами, такие породы, как филлиты, зеленые сланцы, песчаники с бластопсаммитовой структурой, с волновой рябью и хорошо сохранившейся косой слоистостью. Кроме того, вызывает удивление, что во многих районах сравнительно слабо метаморфизованные отложения Дхарвара располагаются в виде небольших полосовидных участков среди гигантских полей мигматитов и гнейсо-гранитов. Невольно возникает вопрос, не включаются ли в дхарварскую «систему» разновозрастные и потому различно метаморфизованные породы? Такой вопрос тем более законен, что в литературе часто встречаются указания на присутствие среди дхарварских отложений метаморфизованных конгломератов с галькой гранитов и гнейсов. Анализ литературного материала по геологии докембрия Индии, проведенный нами, заставил склониться к мысли о значительной разновозрастности образований, обычно причисляемых к «системе» Дхарвар, что было отражено в таблице, приложенной к докладу на XXII сессии МГК в Индии [248]. Наблюдения во время экскурсии по Южной Индии подтвердили и существенно уточнили высказанные ранее представления. Изложение результатов этих наблюдений дано нами в специальной статье [250]; здесь мы только напомним основные выводы.

В районе Коларского золоторудного поля, что находится между городами Мадрасом и Бангалуром, на востоке «сланцевого пояса Шимога-Дхарвар», т. е. в районе стратотипа «системы» Дхарвар, нами было установлено, что в основании дхарварских зеленокаменных толщ находятся базальные метаморфизованные конгломераты, трансгрессивно залегающие на гнейсо-гранитах (граниты Чемпион) и состоящие из галек и валунов подстилающих гнейсо-гранитов, а также различных гнейсов, мигматитов и других пород, входящих в состав комплекса «гнейсов Полуострова» (рис. 8). Эти конгломераты индийскими геологами ранее ошибочно истолковывались как тектониты («автокласты»).

Наблюдения в районе Колара позволили по-новому рассмотреть взаимоотношения и возраст «системы» Дхарвар и «гнейсов Полуострова». Учитывая многие особенности этих комплексов и их изотопные датировки, мы пришли к выводу о том, что к архею должны быть отнесены только «гнейсы Полуострова» и связанные с ними сильно метаморфизованные супракрустальные породы, а «система» Дхарвар принадлежит нижнему протерозою, или, как мы сейчас называем, палеопротозою [250]. К такому же выводу затем пришли и некоторые индийские и советские геологи [189, 548, 569 и др.] *.

Таким образом, по нашим представлениям, к наиболее древним, архейским, образованиям Индостанской платформы должен быть отнесен комплекс глубоко измененных в условиях гранулитовой и отчасти амфиболитовой фации метаморфизма супракрустальных и магматических пород, в большинстве случаев гранитизированных и превращенных в различного рода гранито-гнейсы и мигматиты. Поскольку он весьма широко распространен на всей территории полуострова, мы предложили его называть индостанским (вместо неудачного термина «гнейсы Полуострова»).

К индостанскому комплексу нами относятся гиперстеновые плагиогнейсы и гранулиты, а также перемежающиеся с ними лептитоподобные

* На новой геологической карте Индии, которая демонстрировалась на XXIV сессии Международного геологического конгресса в Монреале (август 1972 г.), «гнейсы Полуострова» были отнесены уже к архею, а «система» Дхарвар — к нижнему протерозою.

гнейсы, амфиболиты, кальцифиры, мраморы, кварциты, различные богатые глиноземом кристаллические сланцы, в том числе гранат-силлиманитовые (часто графитсодержащие), которые в Индии называются кондалитами. Эти породы занимают большие площади в Восточных Гатах и в штате Мадрас, за пределами Индии — на о. Цейлон. В большинстве других районов Индостана они встречаются в виде небольших участков, среди образовавшихся по ним гнейсо-гранитов и мигматитов.

В тесной связи с гиперстеновыми гнейсами и гранулитами находятся чарнокиты и эндербиты, весьма распространенные на юге и востоке полуострова (как известно, чарнокиты были впервые описаны в Индии). Наблюдения показывают, что чарнокиты и эндербиты образовались в результате

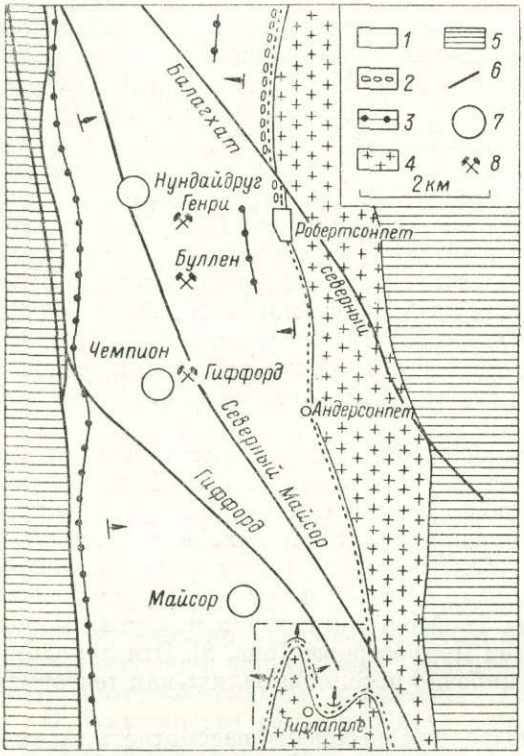


Рис. 8. Схематическая геологическая карта золоторудного поля Колар. По С. Кришнасвами и другим соавторам [441], с изменениями Л. И. Салопа.

1 — метаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения «системы» Дхарвар; *2* — базальные конгломераты «системы» Дхарвар; *3* — джеспилиты «системы» Дхарвар; *4* — граниты и гнейсо-граниты Чемпион; *5* — гнейсо-граниты и мигматиты («гнейсы Полуострова»); *6* — сбросы; *7* — главные рудники; *8* — главные шахты.

гранитизации и, быть может, частично селективного расплавления вмещающих полосчатых (слоистых) гиперстеновых гнейсов.

В общем можно утверждать, что древнейший супракрустальный комплекс пород Индостана и Цейлона вполне аналогичен комплексам других регионов земного шара. Обращает на себя внимание тесная ассоциация во многих местах пироксеновых гранулитов с богатыми глиноземом гнейсами (кондалитами). Так же, как и в других районах развития архея, в Индии среди кристаллических сланцев основного состава иногда встречаются прослои магнетит-пироксеновых кристаллических сланцев, магнетитовых кварцитов и неправильные тела (выделения) магнетито-силикатных руд. В индостанском комплексе их, правда, мало, и в отличие от более поздних дхарварских полосчатых железных руд джеспилитового типа с ними не связаны крупные железорудные месторождения. Интересно отметить, что индийские геологи, сопоставляя глубоко метаморфизованные образования, относимые нами к индостанскому комплексу, с дхарварскими отложениями, в значительной мере основывались на наличии в тех и других железных руд. Между тем существование двух сходных (но не идентичных) по характеру железорудных эпох — архейской и палеопротозойской — доказано для докембрия многих регионов.

Как уже упоминалось, наиболее характерным элементом индостанского комплекса являются так называемые «гнейсы Полуострова», широко развитые в различных частях Индостана, особенно на юге и востоке полуострова, где ими сложено не менее половины всей площади. На геологических картах Индии они обычно обозначаются как «нерасчлененные граниты, включающие гнейсы». По нашим наблюдениям, для них наиболее характерны светло-серые теневые гнейсо-граниты с большим количеством темных скиалитов супракрустального субстрата — биотитовых, биотит-амфиболовых, гранат-силлиманитовых и графитовых гнейсов, амфиболитов и гранулитов. Не менее типичны и полосчатые мигматиты, смятые в мелкие складки.

К «гнейсам Полуострова» относят также многие автохтонные и аллохтонные граниты и гнейсо-граниты, выделяемые в различных районах Индии под собственными названиями, например гнейсы Чемпион, гнейсы Бандельканд и др. Несомненно, что главная масса гнейсо-гранитов Индостана имеет додхарварский (архейский) возраст. Об этом можно судить не только на основании наблюдений в районе Колара, но и по данным геологических карт Южной Индии (штаты Майсур, Мадхья-Прадеш и др.). На геологических картах видно, что дхарварские отложения залегают в синклиналях, разделенных обширными выходами «полуостровных» гнейсо-гранитов и гнейсов. При этом дхарварские породы нередко бывают изменены в зеленосланцевой фации, тогда как в гранито-гнейсах «впаяны» крупные участки гранулитов и кондалитов. Сказанное выше, конечно, не исключает того, что к «гнейсам Полуострова» иногда относят и широко развитые постдхарварские (палеопротозойские) граниты. Во многих случаях следует допустить и постдхарварскую мобилизацию древних гнейсо-гранитов с возникновением на границе их с перекрывающими породами дхарвара местных интрузивных контактов. Особенно это вероятно для участков развития гнейсовых куполов.

Верхняя возрастная граница индостанского комплекса определяется трансгрессивным налеганием на него дхарварских отложений и присутствием в составе базальных конгломератов Дхарвара галек многих характерных для комплекса пород.

Радиометрический возраст пород индостанского комплекса сильно варьирует вследствие наложения позднейших процессов метаморфизма, в особенности связанных с палеопротозойской активизацией. K-Ar датировки показывают значения от 600 до 2500 млн. лет, чаще всего 1900—2300 млн. лет [559]. Датировки при помощи Rb-Sr метода [400] обычно фиксируют возраст постдхарварского метаморфизма 2600—2800 млн. лет; изохрона по 8 образцам гнейсов и гранитов Южной Индии (Майсур) дала значение 2585 ± 35 млн. лет. Rb-Sr датировки чарнокитов гор Нилгири (Юго-Западная Индия) по изохроне, при построении которой учтены только 4 образца, из нескольких, дают значение 2615 ± 80 млн. лет, но другие отдельные датировки пород, при допущении, что первичное отношение $Sr^{87}/Sr^{86} = 0{,}700$, достигают 3200 млн. лет. Rb-Sr изохрона по 5 образцам наиболее древних (по аналитическим данным) гнейсов Южной Индии дает значение 3065 ± 75 млн. лет. Гнейсы, подстилающие зеленокаменную железорудную толщу (аналоги Дхарвара) в районе Сингбхума, по данным K-Ar метода имеют возраст до 3450 (3320) млн. лет [591].

Это значение может рассматриваться как реликтовое, поскольку оно заметно больше значений, получаемых для пород, возникших в результате постдхарварского метаморфизма и плутонизма. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что для архея Индии такие реликтовые датировки, отражающие возраст первоначального метаморфизма пород, пока еще очень редки *. Сильный постдхарварский метаморфизм, почти повсеместно наложенный

* Об интенсивном воздействии на архейские породы палеопротозойских термальных процессов и обусловленном ими «омоложении» изотопного возраста древнейших пород свидетельствует, в частности, тот факт, что в районе Калара заведомо додхарварские граниты Чемпион, а также дхарварские метаморфические породы и рвущие их граниты показывают один и тот же или близкий возраст (2600—2800 млн. лет).

на архейские породы, обусловливает значительные трудности для выявления ранней термальной истории индийского архея. Однако об истинном возрасте архейского метаморфизма и плутонизма в Индии мы может судить косвенным путем. Так, возраст полосчатых гнейсов типа Бандельканд устанавливается на основании определения возраста обломочного циркона из метапесчаников мезопротозойской серии Аравалли, залегающей несогласно на гнейсах. Возраст циркона, датированный Pb-изотопным методом, равен 3500 ± 500 млн. лет [300].

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Канадские и американские геологи считают самыми древними образования докембрия и относят к архею осадочно-вулканогенные (обычно существенно вулканогенные) зеленокаменные толщи киватина и его аналогов, а также залегающие на них существенно обломочные отложения Тимискаминга и его аналогов, широко развитые во многих районах Канады, где они прорваны гранитами, датируемыми 2600—2800 млн. лет. В опубликованной работе [255] мы, основываясь на работах канадских исследователей, показали, что на самом деле в пределах *Канадского* (*Канадско-Гренландского*) щита имеются гораздо более древние кристаллические породы — различные гнейсы и граниты, на которых киватинские породы залегают резко несогласно.

В качестве одного из важных доказательств этого вывода были приведены факты присутствия среди киватинских и тимискамингских отложений мощных пачек конгломератов, состоящих в существенной мере из крупных галек и валунов гранитов, которые должны были образоваться за счет разрушения пород, расположенных вблизи выходов конгломератов. В частности, такие конгломераты с галькой и валунами различных гранитоидов обнаружены среди вулканитов киватина в окрестностях прихода Керр, Онтарио [567]. На северо-западе Онтарио, в районе оз. Би-Лейк, они встречены в прослоях плохо отсортированных аркозов среди киватинских лав [449]. В районах, пограничных между провинциями Онтарио и Манитоба, метаморфизованные гранитные конгломераты установлены в ряде пунктов. Они, например, известны на восточном берегу оз. Риерсон, где гальки и валуны (до 1 фута в поперечнике) гранитоидов составляют до 70% всех обломков, а остальная часть сложена кварцитами и жильным кварцем. В обломках преобладают светло-серые биотитовые граниты, затем довольно много серых гранодиоритов и коричневых гранитов. Судя по геологической позиции, занимаемой конгломератами, а также по составу их обломочного материала, они, скорее всего, относятся к нижней (базальной) части киватина. Характерно полное отсутствие в них обломков вулканитов. Любопытно также, что в данном районе около границы киватинских вулканитов и больших массивов гранитов располагаются выходы обломочных пород: кварцитов и граувакк [411].

Аналогичный характер имеют также конгломераты, обнажающиеся в окрестностях оз. Райс-Лейк [411, 541, 607, 612], принадлежащие к серии Райс-Лейк, аналога киватина. В районе, расположенном севернее Лесного озера, на северном берегу небольшого оз. Кровдук, вблизи контакта киватинских лав и фельзитоподобных пород (гнейсов), обнажаются залегающие почти вертикально метаморфизованные конгломераты с хорошо окатанной галькой и валунами (до 2 футов в поперечнике) гранитов и фельзитоподобных гнейсов [453]. Таких примеров из пограничных районов Онтарио — Манитоба можно привести много. Все упомянутые и другие подобные конгломераты относятся канадскими исследователями к киватинскому комплексу, хотя большей частью не к самым нижним его частям. Однако известные данные об условиях залегания конгломератов не противоречат тому, чтобы рассматривать многие из них как базальные образования киватина. Характерно, что в районах их развития широко представлены древнейшие на Канадском щите

граниты (см. далее). Некоторые исследователи (например, И. Донн и другие [94]) относят гранитные конгломераты серии Райс-Лейк к терригенной толще Маниготаган, которая залегает под вулканитами в основании серии.

Х. Хорвуд описал (в 1935 г.) в районе севернее оз. Виннипег (оз. Кросс-Лейк) метаконгломераты в основании серии Хейс (близкий аналог Киватина). Конгломераты содержат валуны гранодиорита — тоналита до 2 футов в поперечнике; аналогичные по внешнему виду и минералогическому составу гранодиориты подстилают серию Хейс и широко развиты в районе наряду с более молодыми гранитоидами иного состава.

В недавно опубликованной работе И. Эрмановикса [427] сообщается о присутствии в районе низовьев р. Ванипигоу (восточное побережье оз. Виннипег) на контакте вулканитов Райс-Лейк и полосчатых гнейсов конгломератоподобных пород с обломками гнейсов и гнейсо-гранитов. На этом основании полосчатые гнейсы автором предположительно считаются более древними, чем серия Райс-Лейк. По-видимому, кроме упомянутых полосчатых гнейсов к архею относятся и некоторые гранитоиды гранодиоритового состава, широко развитые в районе. Основанием для этого вывода является трансгрессивное залегание на гранодиоритах полевошпатовых кварцитов с прослоями метаконгломератов, относящихся К. Стоквеллом [612] к свите Сан-Антонио. Свита эта залегает также с размывом на вулканитах серии Райс-Лейк.

Канадские исследователи считают, что гранодиориты рвут вулканиты, а свита Сан-Антонио относится уже к значительно более молодым образованиям. Но радиометрические определения возраста минерализации, приуроченной к кварцевым жилам, секущим свиту Сан-Антонио и серию Райс-Лейк, показывают один и тот же возраст — 2720 млн. лет [427]; кроме того, такие же косослоистые полевошпатовые кварциты, как те, что слагают свиту Сан-Антонио, присутствуют и среди вулканитов Райс-Лейк. Позволительно высказать предположение, что многие гранодиориты восточного побережья оз. Виннипег являются более древними, чем серия Райс-Лейк (включая свиту Сан-Антонио), и представление о их более молодом, чем вулканиты, возрасте сложилось потому, что они были частично ремобилизованы во время кеноренского (палеопротозойского) диастрофизма и в областях гнейсовых куполов внедрились в нижние горизонты вулканогенных толщ. Как мы увидим впоследствии, это предположение имеет веские основания и подтверждается рядом других фактов.

Киватинские конгломераты с гранитной галькой встречаются и в других районах щита. Так, они, например, находятся в вулканогенной серии Йеллоунайф (аналог киватина) в провинции Маккензи. По данным Г. Бостока [377], в той же провинции, в районе оз. Итчен-Лейк, конгломераты состоят из хорошо окатанных валунов и галек массивных и гнейсовидных гранитов, гранодиоритов и диоритов и жильного кварца; в подчиненном количестве присутствуют обломки вулканитов. В провинции Киватин валуны гранитоидов встречены в метаморфизованных конгломератах киватина около северо-западного побережья Гудзонова залива [363], а в провинции Квебек (п-ов Лабрадор) описаны киватинские конгломераты с галькой красных гранито-гнейсов и гранитов [420]. Сильно метаморфизованные конгломераты с галькой гранитов, развитые западнее Гудзонова залива (южнее оз. Фергусон), которые выделяются там как серия Маккензи-Лейк и считаются более молодыми, чем киватинская серия Каминак [366], на самом деле могут быть базальными образованиями этой серии, лежащими на гнейсах и гранито-гнейсах.

Особенно большой интерес представляют многочисленные выходы конгломератов с галькой гранитов и сиенитов в терригенной толще Понтиак, подстилающей и частично замещающей киватинские вулканиты на юге провинции Квебек в районе Норанда-Малартик [486, 527]. По данным И. Голубека [486], в этом районе конгломераты, расположенные вблизи основания толщи, содержат обломки гранитов более крупных размеров. На западном берегу оз. Киноджевис такие породы лежат прямо на гранитном фундаменте.

Исключительно яркий пример залегания базальных слоев киватина на древних гранитах описан А. Джоллиффом [499] в районе оз. Стип-Рок (юг Онтарио), где расположено крупное одноименное марганцево-железорудное месторождение. Этот пример будет рассмотрен ниже в главе «Палеопротозойская группа».

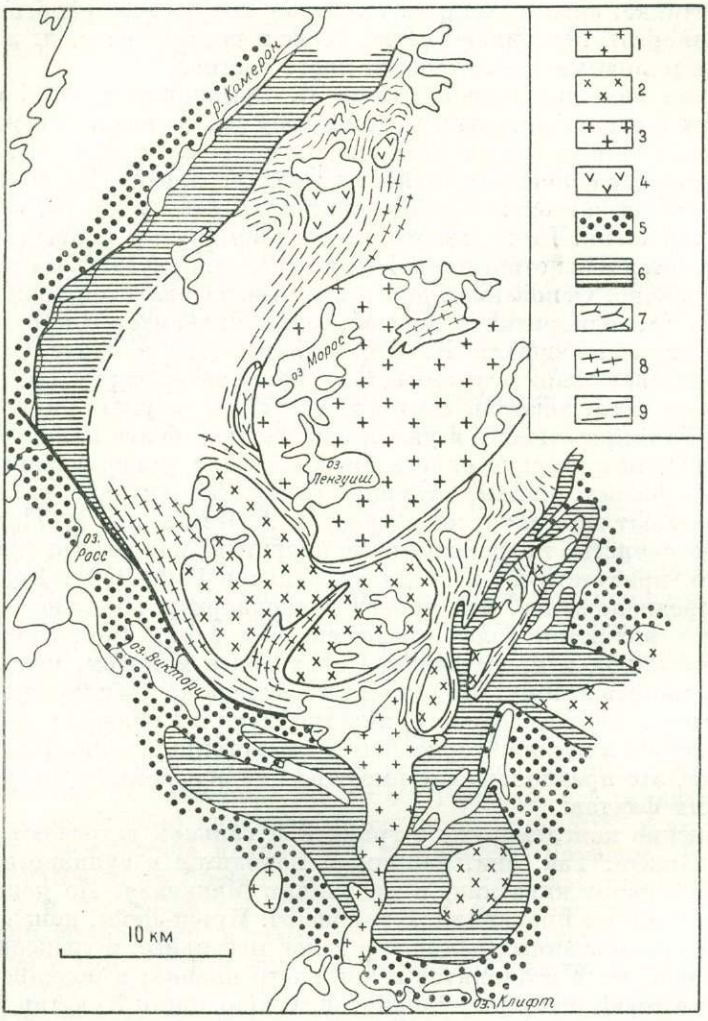


Рис. 9. Окаймленный гнейсовый купол в районе Йеллоунайф. По карте А. Дэвидсона [404]; интерпретация Л. И. Салопа в соответствии с данными Дж. Хендерсона [469].

Палеопротозой: *1—4* — постйеллоунайфские интрузивные породы палеопротозоя: *1* — мусковитовые граниты, *2* — биотитовые граниты, *3* — двуслюдяные адамеллиты, *4* — диориты; *5* — граувакки, сланцы и конгломераты серии Йеллоунайф; *6* — метавулканиты серии Йеллоунайф. Архей: *7* — гнейсовидные диориты, *8* — гнейсовидные гранодиориты и граниты, *9* — гнейсы (мигматиты).

Весьма важное наблюдение, позволяющее предполагать существование докиватинского гнейсо-гранитового комплекса в провинции Маккензи, сделано также У. Барагаром [358]. Там, в районе, расположенном приблизительно в 100 км восточнее г. Йеллоунайф, нижняя часть серии Йеллоунайф (аналог киватина) сложена мощной толщей зеленокаменных шаровых лав, на которых согласно залегают граувакки. Лавы резко контактируют с подстилающими их гранито-гнейсами и вместе с ними секутся роем даек основных пород, которые по своему химическому составу соответствуют йеллоунайфским лавам и, по-видимому, тесно с ними генетически связаны, пред-

ставляя собой интрузивную фацию вулканизма, близкую по времени формирования излияниям лав (в граувакках дайки отсутствуют).

На юго-востоке участка среди гнейсо-гранитов располагается плутон массивных гранитов, сопровождаемых пегматитами, которые проникают и в серию Йеллоунайф. Сами граниты поглощают (ассимилируют) дайки основных пород. Возраст «молодых» гранитов, определенный Rb-Sr изохронным методом, равен 2540 млн. лет, а древних гнейсо-гранитов — около 2600 млн. лет, т. е. практически у обоих гранитов он одинаков (личное сообщение У. Барагара). Учитывая, что в промежутке времени между интрузиями гранитов имели место интенсивная денудация и внедрение субвулканических даек диабазов, можно полагать, что возраст древних гнейсо-гранитов «омоложен» под воздействием интрузии молодых гранитов. Существенно, что на осадочно-вулканогенные отложения наложен метаморфизм зонального типа, явно связанный со вторым этапом гранитообразования. У. Барагар с большим основанием полагает, что древние гнейсо-граниты служили фундаментом, на котором были отложены вулканиты и затем граувакки.

В последнее время получены новые данные, подтверждающие мнение У. Барагара о существовании дойеллоунайфского фундамента. Дж. Хендерсон [469] установил, что севернее г. Йеллоунайф, около оз. Росс на левобережье р. Камерон, в составе обломочного материала конгломератов граувакковой толщи серии Йеллоунайф присутствуют валуны гнейсовидных гранодиоритов, которые слагают северо-восточнее упомянутого озера большой массив («гранодиориты Росс-Лейк»). Судя по геологической карте, составленной А. Дэвидсоном [404], гранодиориты Росс-Лейк и ассоциирующие с ними гнейсо-граниты и гнейсы (мигматиты), образуют в этом районе ядро большого окаймленного гнейсового купола, на крыльях которого выходят зеленокаменные осадочно-вулканогенные толщи палеопротозойской серии Йеллоунайф (рис. 9). На левом берегу р. Камерон метавулканиты, по-видимому, несогласно лежат на гнейсах фундамента.

Присутствие во многих древних гранитах включений гнейсов заставляет подозревать, что в составе фундамента щита должны находиться и глубоко метаморфизованные супракрустальные породы. В этой связи обращает на себя внимание то, что слабо метаморфизованные киватинские породы часто располагаются среди обширных полей гранитов и гнейсов. Кроме того, кажется странным, что на одних и тех же участках, где развиты слабоизмененные породы, или же по соседству с ними, присутствуют сильно метаморфизованные породы, такие, как гнейсы, мигматиты, гиперстеновые плагиогнейсы, гранулиты и чарнокиты. Обычно эти образования рассматриваются как продукты глубокого изменения киватинских пород, однако доказательства в пользу этого отсутствуют.

В действительности установлено, что киватинские породы нередко изменены в амфиболитовой фации метаморфизма и даже локально гранитизированы, но переходы от таких пород к породам гранулитовой фации нигде не отмечались. Последние всегда развиты изолированно и там, где это удается установить, лежат ниже киватина (хотя контакты между ними не наблюдались). Некоторые исследователи относят их к нижней части киватина, но, учитывая резкий перепад в степени метаморфизма пород, есть основания считать, что гнейсо-гранулитовые толщи и отложения киватина разделены эпохой диастрофизма (метаморфизма и плутонизма). Об этом же определенно свидетельствует обнаружение около западного побережья Гудзонова залива (бассейн р. Карибон) в прослоях метаосадочных пород среди киватинских лав галек и валунов гиперстеновых гранулитов [405]. Названные породы в коренном залегании занимают в районе значительную площадь и переслаиваются с кварцитами, силлиманитовыми, гранат-силлиманитовыми, биотит-гранатовыми и другими гнейсами.

Породы гнейсо-гранулитового комплекса развиты почти во всех районах щита, но обычно они слагают относительно небольшие полосовидные участки

среди гнейсо-гранитов. Во многих местах они встречаются там же, где и перекрывающие их отложения киватина. Однако в некоторых районах они одни занимают крупные площади. К таким районам относится северо-западная часть п-ова Лабрадор, которая, по всей вероятности, представляет собой древнейший участок Канадско-Гренландского щита, не переработанный сколько-нибудь сильно посткиватинскими (кеноренскими) и более молодыми движениями (часть древней протоплатформы Унгава, рис. 10). Гнейсы и гранулиты, пронизанные многочисленными гранитными телами, образуют там сложную складчатую структуру овальной формы, расчлененную и перекрытую с запада, севера и востока линейными складчатыми поясами мезопротозоя, а на юге — складчатым поясом киватина. По своей морфологии, размеру и генезису эта структура, представляющая собой типичный гнейсовый складчатый овал, резко отличается от структур вулканогенных толщ Киватинского пояса и аналогичных поясов в других районах земного шара, для которых характерны сравнительно небольшие куполовидные структуры, развитые на фоне общего линейного простирания складок [257].

Другая, еще более крупная площадь развития гнейсо-гранулитового комплекса в Канаде находится в тектонической провинции Гренвилл, представляющей собой область палео- и мезопротозойской складчатости, испытавшую сильное поднятие в конце неопротозоя, в результате которого и последующей глубокой денудации на поверхности оказались обнаженными породы фундамента складчатого пояса. Гнейсы и гранулиты занимают большие площади также на севере щита: на полуостровах Бутия и Мелвилл, на о. Баффинова Земля и в других районах, которые, по всей вероятности, ранее принадлежали протоплатформе Унгава.

В тектонических провинциях Черчилл и Слейв гнейсо-гранулитовые породы выходят в кульминациях складчатых структур палео- и мезопротозоя или слагают там жесткие массивы — глыбы. Глыба гранулитовых и анортозитовых пород, выделенная Ч. Беллом [363] под названием субпровинции Пиквитони, располагается в зоне глубинного разлома на границе тектонических провинций Сьюпириор и Черчилл. Названный исследователь также относит слагающие ее породы к докиватину.

Представление о широком развитии в Канаде докиватинских образований хотя и противоречит широко распространенным концепциям, но не является только нашим мнением. Оно в той или иной форме (обычно предположительно) предлагалось и ранее: в последнее время в таком смысле довольно определенно высказывались У. Гросс и С. Фергюсон [455], А. Гудвин [448] и некоторые другие авторы.

Радиометрические определения возраста докиватинских (архейских), а также киватин-тимискамингских образований и пост-тимискамингских гранитов обычно показывают одни и те же значения, которые располагаются в интервале 2400—2800 млн. лет [94, 339, 350, 409, 438, 614 и др.]. Это, безусловно, связано с палеопротозойскими кеноренскими термальными процессами, наложенными на все более древние образования щита. На интенсивность кеноренской мобилизации, обусловившей «омоложение» докиватинских образований, указывают большое распространение в Канаде кеноренских гранитов, образовавшихся в результате регенерации докиватинского гнейсо-гранитового фундамента, а также широкое развитие во многих районах структур типа гнейсовых куполов, в строении которых участвуют реоморфизованные породы фундамента и метаморфические толщи киватин-тимискаминга.

Тем не менее, несмотря на сильный кеноренский диастрофизм для гранито-гнейсов и гнейсов, развитых на самой южной окраине Канадско-Гренландского щита (штат Миннесота, США), Pb-изотопным методом по циркону получено значение 3550 млн. лет [385], впоследствии подтвержденное Rb-Sr изохронным методом [445, 446 и др.]. Г. Гиммельберг [477] показал, что упомянутые гранито-гнейсы и гнейсы (Мортон-гнейсы) входят в состав плутонического и супракрустального гнейсо-гранулитового комплекса (Монте-

видео), состоящего из разнообразных амфибол-пироксеновых, гиперстеновых и двупироксеновых плагиогнейсов, гранат-биотитовых гнейсов, мигматитов и гнейсо-гранитов, широко развитых в долине р. Миннесота. Интересно отметить, что несколько севернее этого района находятся обширные поля сравнительно слабо метаморфизованных палеопротозойских осадочно-вулканогенных толщ серии Или (= Киватин) и Райс-Лейк. Хотя непосредственные

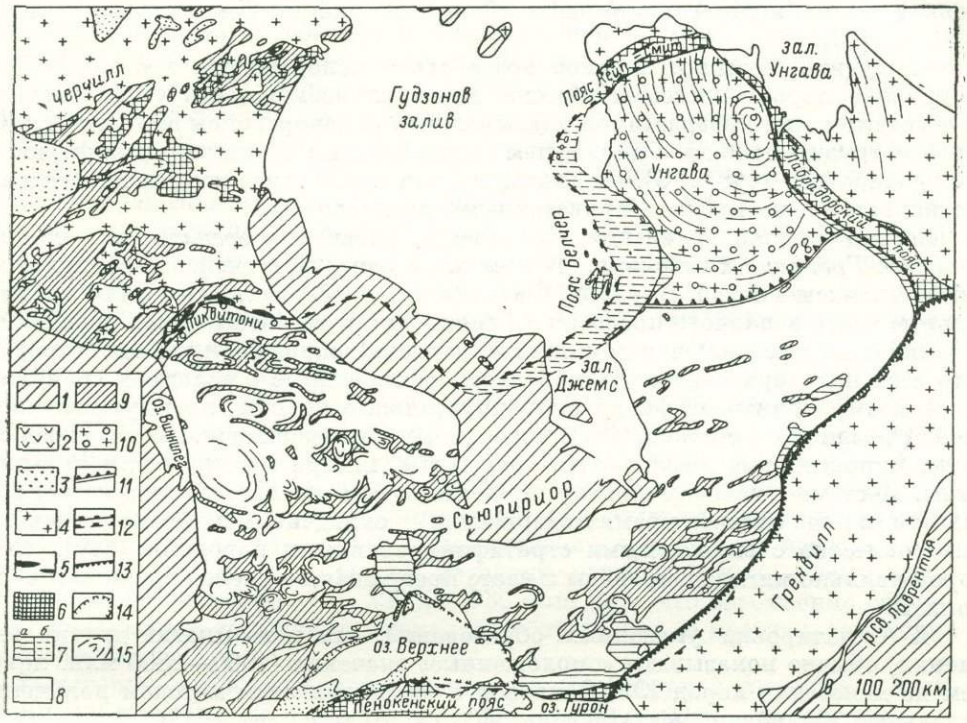


Рис. 10. Схема геологического строения юго-восточной части Канадского щита.

1 — палеозойские и мезозойские отложения; *2* — неопротозойские габброиды (массив Дулут); *3* — неопротозойские платформенные отложения и лавы (в районе оз. Верхнее частично эпипротозойские); *4* — мезопротозойские и палеопротозойские гранитоиды (образовавшиеся частично за счет регенерации архейских гранитов и гнейсов), а также архейский гранито-гнейсо-гранулитовый комплекс, в разной степени переработанный палеопротозойскими и мезопротозойскими движениями и метаморфизмом (преобладает в провинции Гренвилл и на востоке п-ова Лабрадор); *5* — мезопротозойские гипербазиты; *6* — мезопротозойские миогеосинклинальные отложения; *7, а* — мезопротозойские платформенные или субплатформенные отложения; *7, б* — то же, под покровом молодых отложений и под водой; *8* — палеопротозойские гранитоиды (образовавшиеся частично в результате регенерации архейских гранитов и гнейсов), а также архейский кристаллический комплекс, переработанный во время палеопротозойского диастрофизма; *9* — палеопротозойские осадочно-вулканогенные толщи (в провинции Сьюпириор — существенно вулканогенные толщи Киватина); *10* — архейский гранито-гнейсо-гранулитовый комплекс, не затронутый в существенной мере более молодыми движениями и метаморфизмом (ядро Унгава и срединный массив — глыба Пиквитони); *11* — граница палеопротозойского складчатого пояса и области архейской стабилизации (ядро Унгава); *12* — граница мезопротозойской складчатой области и мезопротозойской платформы; *13* — «гренвиллский фронт»; *14* — контур области развития осадочно-вулканогенных толщ нижнего и верхнего Кивино (наложенная мульда оз. Верхнее); *15* — простирания гнейсовидности и осей складок.

контакты гнейсо-гранулитового комплекса с осадочно-вулканогенными толщами не наблюдались, резкий перепад в степени метаморфизма пород, несомненно, свидетельствует о более молодом возрасте последних *.

Исследования изотопного состава галенитов из района Кобальт-Норанда (на границе Онтарио — Квебек) и других районов Канады, проведенные У. Слаусоном и др. [340], показали, что первоначальное отделение свинцов из гомогенных источников и их отложение произошло 3,2—3,5 млрд. лет.

* В литературе [6] имеются также указания на древний возраст пегматитов из района р. Виннипег, определенный Rb-Sr методом по лепидолиту 3360 млн. лет, однако при вычислении возраста автором использовалась старая неточная константа распада; пересчет на новую константу показывает значение около 2600 млн. лет.

По мнению авторов упомянутого исследования, «даты 2,4—2,7 млрд. лет, полученные K-Ar и Rb-Sr методами по отдельным минералам, представляются результатом нескольких метаморфических событий поздней стадии. Изотопы свинца показывают проявления более древних тектонических и метаморфических событий. Таким образом, оба метода — модельно-свинцовый и свинцово-урановый — показывают, что докембрийская геология Северной Америки начинает свое исчисление более 3,2 млрд. лет тому назад. Эти очень древние породы покрывают обширные районы Северной Америки» [340, с. 413].

А. Гудвин, отмечая сильное воздействие кеноренского метаморфизма на древние породы, пессимистически оценивал возможность установления их действительного возраста; он указывал, что «в кеноренском орогеническом барьере трудно пробить брешь путем использования техники радиометрических датировок» [448, с. 5]. По-видимому, это так, но представляется все же, что первая брешь пробита приведенными датировками.

Весьма широко архейские образования развиты в *гренландской части Канадско-Гренландского щита*. К ним нами относятся гнейсово-гранулитовые комплексы Готхоб, Норланд, Финнефельд и Исорток, слагающие значительные части западного побережья Гренландии и так называемой докетилидийский комплекс (включая комплекс м. Фарвель) южной оконечности острова. Для всех них характерны глубоко метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций супракрустальные породы, преимущественно гнейсы различного состава, в том числе гиперстенсодержащие, затем амфиболиты, пироксеновые амфиболиты, гранулиты, иногда мраморы или кальцифиры. Местами в гнейсах и гранулитах заключены послойные тела метаанортозитов (в ряде случаев хромитсодержащих), складчатых и метаморфизованных совместно с вмещающими стратифицированными породами [647]. Все породы сильно мигматизированы и часто превращены в гнейсо-граниты и чарнокиты.

K-Ar *датировки указанных образований, как и во многих других регионах*, обычно показывают «омоложенные» значения (1900—2800 млн. лет); тем не менее для пород Юго-Западной Гренландии этим методом получены отдельные датировки, достигающие 3400 (3210) млн. лет [648]. Для архейских гранито-гнейсов из того же района Pb-изотопным методом по циркону установлен возраст 3000 млн. лет. Однако в самое последнее время для гнейсов и гранито-гнейсов Амитсок, входящих в состав комплекса *Готхоб*, Rb-Sr *изохронным методом получено значение* 3980 ± 170 млн. лет (при $Sr^{87}/Sr^{86} = 0{,}699$), Pb-изохронным методом — 3620 ± 100 млн. лет. и Pb-изотопным методом по циркону ~3670 млн. лет [493]. Эти значения являются в настоящее время рекордными из числа всех аналитически и геологически достоверных датировок земных горных пород. Все же они указывают не возраст образования супракрустальных пород архея, а время их гранитизации и первого интенсивного преобразования (метаморфизма), поскольку изохронный метод датирует время установления гомогенного распределения изотопов в породах, которое достигается после их перекристаллизации *.

В *закрытой платформенными отложениями части Северо-Американской платформы* архейские породы находятся в составе фундамента Восточных Скалистых гор и на плато Колорадо в юго-западной части Северо-Американской плиты. Они представлены разнообразными гнейсами (биотитовыми, силлиманитовыми, кордиеритовыми, иногда гиперстенсодержащими), амфиболитами, кварцитами, мраморами; гнейсы обычно мигматизированы и пронизаны послойными телами гнейсо-гранитов. Для гнейсового комплекса фундамента гор Биг-Хорн установлен возраст метаморфизма Pb-изотопным методом по циркону в 3200 млн. лет [465]. K-Ar датировки показывают гораздо меньшие («омоложенные») значения, достигающие

* См. примечание на с. 273.

2890 (2900) млн. лет. Rb-Sr возраст также «омоложен» и не превышает 2410 млн. лет.

Значительное развитие весьма глубоко метаморфизованных пород, измененных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации и сильно гранитизированных, уже давно было известно в некоторых районах *складчатой области Северо-Американских Кордильер*, примыкающих к Восточным Скалистым горам, однако только в последнее время изотопными датировками доказан их весьма древний возраст. Так, гнейсово-гранулитовый комплекс фундамента складчатой области в Юго-Западной Монтане (комплекс Пони) по данным Rb-Sr изохронного метода датируется 3300 млн. лет [381], а такого же характера комплекс в пограничных районах Монтана — Вайоминг (горы Бертут) по данным Pb-изотопного метода (по циркону) — до 3500 млн. лет [386 и др.]. В штате Айдахо (горы Альбион) породы гнейсово-гранулитового комплекса, обнажающиеся в ядрах окаймленных гнейсовых куполов, датируются Rb-Sr изохронным методом 3700 млн. лет [354, 592]. Таким образом, наиболее точными изотопными методами неоспоримо доказывается архейский возраст пород гнейсо-гранулитового фундамента ряда районов Северо-Американских Кордильер. Важно отметить, что K-Ar датировки этих же пород показывают заметно «омоложенные» значения, не превышающие 2890—2900 млн. лет.

Весьма вероятно присутствие архейского фундамента и в *Аппалачской складчатой системе* (горы Блу-Ридж и Пьедмонт). Имеются в виду гнейсово-гранулитовый комплекс Балтимора и гнейсы Кранберри, обнажающиеся в кульминациях складчатых структур верхнего докембрия и палеозоя. В составе первого из них кроме широко распространенных гнейсов и мигматитов нередко встречаются и стратиформные тела анортозитов и чарнокитов, очень характерные для многих архейских комплексов мира. Однако изотопные датировки этих пород различными методами постоянно показывают резко «омоложенные» значения — от 350 до 1130 млн. лет, что несомненно обусловлено наложением различных термальных процессов в позднем докембрии и в палеозое.

Внутреннее строение архейских комплексов Северной Америки и Гренландии либо вообще не установлено, либо изучено плохо; исключение составляет только архейский комплекс Гренвилл, развитый на юго-востоке Канады (в тектонической провинции Гренвилл вблизи г. Оттавы) и в сопредельных районах США (Адирондак). Детальные исследования, среди которых заслуживают быть особо отмеченными работы Х. Вин-Эдвардса [540, 651 и др.], позволяют выделить в его составе две части. Нижняя часть сложена различными гнейсами, преимущественно гиперстеновыми и двупироксеновыми, гранулитами, амфиболитами, а также чарнокитами, образовавшимися за счет гиперстеновых гнейсов при их гранитизации. Среди этих пород иногда присутствуют пластовые складчатые тела анортозитов (они особенно характерны для Адирондакских гор); следует отметить, что эти анортозиты иногда ошибочно объединяют в один комплекс с более молодыми (неопротозойскими) анортозитами, образующими большие интрузивные секущие массивы.

Верхняя часть комплекса, которая обычно выделяется как серия Гренвилл, характеризуется чередованием пачек гнейсов, мраморов (кальцифиров) и кварцитов. По данным Х. Вин-Эдвардса, в южной части провинции Гренвилл для серии в общем характерна такая последовательность толщ (снизу): 1) гнейсы и гранулиты, 2) мраморы, 3) гнейсы, 4) мраморы, 5) кварциты, 6) мраморы *. Но в Адирондаке, по данным Д. Де-Ваарда и М. Уолтона [412 и др.], последовательность залегания как будто обратная, что, по мнению Х. Вин-Эдвардса, возможно, связано с иной интерпретацией весьма сложных складчатых структур. Относительно взаимоотношения нижней гнейсо-гранулитовой части комплекса с верхней гнейсо-мраморно-кварцито-

* Здесь указаны только преобладающие породы.

вой (или серией Гренвилл) у исследователей нет единого мнения. Х. Вин-Эдвардс, например, полагает, что между обеими частями имеется несогласие, и нижнюю часть он относит к архею, а верхнюю — к протерозою, точнее к афебию *.

Другие канадские исследователи отрицают существование несогласия и рассматривают все эти образования в составе единого комплекса. Точно так же нет единомыслия и среди американских геологов относительно взаимоотношения пород комплекса в Адирондаке. Д. Де-Ваард и М. Уолтон полагают, что серия Гренвилл была отложена на размытой поверхности складчатого гнейсо-чарнокито-анортозитового фундамента, но многие геологи, в том числе, например, крупнейший исследователь Адирондакских гор А. Баддингтон, категорически возражают против такой интерпретации. Обсуждение доводов в пользу той или другой точки зрения в рамках настоящей работы невозможно; можно только сказать, что объективное рассмотрение вопроса приводит нас к выводу о том, что представления о наличии внутри комплекса несогласия не подтверждаются убедительными фактами, и нам представляется гораздо более обоснованным мнение о структурном единстве комплекса.

Обращает на себя внимание сходство в составе и последовательности пород комплекса Гренвилл со средней частью разреза архея Алдана (алданской серии), который нами рассматривается как мировой стратотип группы.

Нижняя часть комплекса вполне сопоставима с нижней частью тимптонской подсерии Алдана, сложенной главным образом основными кристаллическими сланцами и гнейсами (метабазитами), а верхняя часть — с верхней частью этой подсерии, в которой среди метабазитов присутствуют карбонатные породы. Еще больше сходства с разрезом архея западной части Украинского щита (бугской серией), где в составе метабазито-карбонатной толщи (залегающей на метабазитах) часто присутствуют кварциты.

Гренвиллский комплекс мог быть предложен в качестве стратотипа архея Северной Америки и Гренландии, если бы был установлен радиометрическими методами его истинный возраст. Однако многократное сильное наложение на породы комплекса позднейших термальных событий затрудняет или исключает такую возможность. В качестве временного такого стратотипа, вероятно, может рассматриваться гнейсо-гранулитовый комплекс р. Миннесота (Монтевидео комплекс = Мортон-гнейсы), надежно датированный различными изотопными методами.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРУППЫ

Архейские супракрустальные образования во всех регионах составляют единые комплексы, лишенные внутренних несогласий, по крайней мере угловых, так как стратиграфические перерывы в условиях сильного метаморфизма пород и сложной складчатости могут быть не обнаружены. Имеющиеся в литературе указания на наличие несогласий в некоторых рассматриваемых комплексах не подтверждены последующими исследованиями или же не доказаны.

Для всех архейских комплексов характерна высокая степень изменения пород, соответствующая гранулитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма. Породы, относящиеся к этим фациям, как правило, пространственно разобщены, но поля их развития имеют неправильную форму и, видимо, *незакономерно чередуются между собой; во всяком случае, метаморфическая* зональность линейного типа отсутствует. Наиболее широко распространена гранулитовая фация, тогда как породы прогрессивной амфиболитовой фации развиты локально и относятся к высшим ступеням этой фации. Боль-

* На новой геологической карте Канады серия Гренвилл отнесена частично даже к хеликию. Необходимо иметь в виду, что к серии Гренвилл иногда ошибочно относятся более молодые образования докембрия (см. главы V и VI).

шее развитие имеют породы переходной субфации роговообманковых гранулитов.

В складчатых областях и в определенных зонах на щитах архейские породы бывают диафторированы и в них развиваются новые минеральные ассоциации, соответствующие более низкотемпературным фациям. С особой силой регрессивный метаморфизм проявляется в архейских породах, слагающих ложе протозойских и более молодых подвижных поясов (геосинклинальных систем). Примером может служить глубоко эродированная Становая складчатая область, в пределах которой вскрыты «корни» палеопротозойской геосинклинали, где архейские породы на обширных пространствах претерпели сильный диафторез в условиях амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фаций. Высказываемое некоторыми исследователями мнение о том, что амфиболитовая фация в архейских комплексах всегда вторичная, наложенная при последующих процессах диафтореза на гранулитовую, как показывают наблюдения на Алданском щите, является неверным [263]. Архейские породы почти повсеместно мигматизированы и гранитизированы, хотя интенсивность и формы проявления этих процессов в разных районах и в разных породах бывают различными.

Слабо измененные породы, отвечающие зеленосланцевой фации или эпидот-амфиболитовой фации прогрессивного метаморфизма, в архейских комплексах (древнее 3500 млн. лет) северного полушария неизвестны. Предварительный анализ материала показывает, что они отсутствуют и в подлинно архейских образованиях южного полушария. В этой связи необходимо отметить, что сравнительно слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи надсерии Свазиленд (Южная Африка), рассматриваемые многими исследователями как древнейшие образования Африканского континента, нами относятся к палеопротозою. Полученная для сульфидных концентратов и циркона из кварцевых порфиров нижней серии (Онвервахт) этой надсерии *Pb-изохронная датировка, равная 3360 млн. лет* [631], характеризует время излияния лав, а не возраст их метаморфизма; а Rb-Sr датировка валовых проб филлитизированных глинистых сланцев средней (Фиг-Три) серии, показывающая значение 2980 млн. лет, и такая же датировка пегматитов Консорт, секущих верхнюю (Модис) серию, равная 3000 млн. лет [346], не противоречат палеопротозойскому возрасту серии, тем более что в породах надсерии находятся микроскопические остатки сине-зеленых водорослей и надсерия залегает трансгрессивно на более древних гранитах, гнейсах и гранулитах фундамента [346, 398, 533] и хорошо сопоставляется с другими палеопротозойскими комплексами Южной Африки *.

В породах архейских комплексов реликтовые структуры исходных пород отсутствуют или отмечаются крайне редко, в этих случаях они выражены весьма неясно и поэтому бывают сомнительны. Вместе с тем слоистые осадочные текстуры большей частью сохраняются совершенно отчетливо.

Весьма существенно, что гранулитовая фация метаморфизма, по крайней мере регионально проявленная, как будто является специфической чертой архейских пород и в более молодых комплексах отсутствует. Хотя этот вывод отрицается многими исследователями, но приводимые ими примеры, доказывающие существование более молодых гранулитовых пород, неубедительны. Во всех случаях послеархейский возраст таких гранулитовых пород не доказан и он базируется или на неправильной интерпретации геологических наблюдений, или на неверно понятых цифрах изотопных датировок. Это в полной мере относится и к утверждениям, содержащимся в не-

---

* Следует отметить, что уникально высокое первичное отношение Sr^{87}/Sr^{86} в пегматитах Консорт (0,770) и высокое в сланцах Фиг-Три (0,712) заставляет подозревать присутствие в породах избыточного радиогенного Sr^{87}, заимствованного из более древних пород фундамента, а следовательно, и возможность некоторого «удревнения» изотопного возраста. Подробно вопрос о возрасте надсерии Свазиленд и ее соотношениях с подстилающими породами будет рассмотрен автором в другой работе, посвященной докембрию *южных материков.*

давно опубликованном сборнике, специально посвященном гранулитовой фации метаморфизма [83] *.

Для всех архейских комплексов северного полушария характерно широкое развитие разнообразных меланократовых амфиболовых, амфибол-пироксеновых и пироксеновых плагиогнейсов и кристаллических сланцев, а также амфиболитов. Судя по их химическому и минералогическому составу, а также условиям залегания, они представляют собой сильно метаморфизованные основные и иногда ультраосновные лавы и туфы, а в некоторых случаях и пластовые или пластово-секущие интрузивные тела габброидов, и реже гипербазитов. В некоторых гнейсовых комплексах встречаются стратиформные тела метаанортозитов (измененных в амфиболитовой или в гранулитовой фации). Метабазиты во многих регионах слагают преобладающую по мощности часть разреза, однако во многих случаях они бывают сильно гранитизированы и превращены в различного рода мигматиты, теневые гнейсо-граниты с реликтами метабазитового субстрата, гиперстеновые граниты (чарнокиты и эндербиты). При гранитизации пироксены и амфиболы обычно замещаются биотитом, и поэтому по метабазитам образуются мезократовые и даже лейкократовые биотитовые или биотит-амфиболовые гнейсы, содержащие только реликты пироксенов. Это обстоятельство следует учитывать при оценке роли метабазитов в составе архея.

Метаморфизованные кислые вулканиты среди архейских пород достоверно не установлены. Однако это отнюдь не означает, что кислые вулканиты в архее отсутствовали. Просто еще не выработаны надежные критерии, позволяющие устанавливать такие породы, когда они изменены в условиях очень сильного метаморфизма. Известно, что порфиры, будучи сильно рассланцованными и перекристаллизованными, даже в условиях зеленосланцевой фации превращаются в серицит-хлоритовые сланцы, часто неотличимые от парасланцев, и только реликты бластопорфировой структуры выдают их генезис. Многие исследователи архея не без основания полагают, что некоторые биотитовые лептитоподобные гнейсы, встречающиеся в ряде архейских комплексов, являются измененными кислыми вулканитами.

С метабазитами в некоторых толщах тесно ассоциируют гранат-биотитовые, силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы, а также кварциты. Среди таких пород иногда присутствуют разности с большим количеством силлиманита, с корундом и шпинелью, иногда еще обогащенные магнетитом. Судя по составу, они должны рассматриваться как метаморфизованные высокоглиноземистые осадки, образовавшиеся из переотложенных продуктов кор химического выветривания. Существенно отметить, что в послеархейских, особенно верхнепротерозойских и фанерозойских, геосинклинальных комплексах парагенезис вулканитов с кварцитами и высокоглиноземистыми породами является крайне редким или даже «запрещенным». Это обстоятельство указывает на большую специфику архейского литогенеза **.

Несомненно, осадочными образованиями являются также мраморы и графитовые гнейсы. Вопрос о генезисе графита в архейских гнейсах и мраморах является дискуссионным. Одни исследователи полагают, что углерод возник в результате радиогенного синтеза из аммиака, воды и углекислоты под влиянием космического излучения подобно тому, как, вероятно, образуются сложные углеводороды в метеоритах (А. П. Виноградов и др.); другие исследователи (например, К. Ранкама, Св. А. Сидоренко и др.), основы-

---

* Необходимо отметить, что чарнокитоподобные гиперстенсодержащие граниты (и гранодиориты) с признаками интрузивного становления иногда встречаются в более молодых (протозойских) комплексах докембрия [324 и др.]. В большинстве случаев они образовались в результате реоморфизма (частичного или почти полного плавления) архейских гиперстеновых плагиогнейсов и метасоматических чарнокитов.

** Проблема архейского литогенеза и, в частности, вопрос о генезисе архейских кварцитов подробнее будет обсужден в гл. X. Там мы покажем, что архейские кварциты нельзя считать метаморфизованными аналогами кремнистых сланцев, которые часто ассоциируют с молодыми геосинклинальными вулканитами.

ваясь главным образом на изотопном составе углерода, считают графит биогенным. Вторая точка зрения, по нашему мнению, более обоснованна. Радиогенный синтез, по-видимому, имел ограниченное значение, так как он мог осуществляться лишь в наружных слоях плотной архейской атмосферы, между тем графитовые гнейсы (и мраморы) в архее местами широко распространены и к ним приурочены крупные месторождения графита. Таким образом, мы должны прийти к выводу о существовании уже в архее примитивного биоса — «биологических систем» (см. гл. X) *.

Во многих районах в архейских толщах заключены прослои и неправильные обособления сингенетических метаморфизованных железных руд. Постоянной и характерной их чертой является теснейшая ассоциация с метабазитами — амфиболитами и основными (амфиболовыми и пироксеновыми) кристаллическими сланцами. Рудным компонентом является магнетит, иногда частично или полностью замещенный гематитом (мартит). Можно выделить три вида рудных тел. К первому из них относятся полосчатые, как правило, грубополосчатые или неяснополосчатые, редко тонкополосчатые породы, в которых прослойки, богатые магнетитом, чередуются с прослойками, бедными этим минералом или без него. И в тех и других прослойках присутствует много амфиболов и пироксенов (моноклинных и ромбических), а также гранат, биотит, кварц, полевой шпат. Кварц находится главным образом в безрудных прослойках; иногда количество его так велико, что порода в этих прослойках имеет характер кварцита или кварцитового сланца. В общем этот вид железных руд довольно близок к джеспилитовому, отличаясь, однако, от типичного, характерного для более молодых комплексов докембрия, менее четко выраженной и грубой полосчатостью, присутствием очень большого количества силикатов и алюмосиликатов, меньшим содержанием кварца и отсутствием карбонатов.

Другими, еще более характерными для архея являются алюмосиликатно- и силикатно-магнетитовые руды, заключенные в виде прослоев, линз, неправильных обособлений и вкрапленности магнетита среди амфиболитов и амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев. Оба указанных вида часто встречаются совместно в одних и тех же пачках метабазитов и образуют характерную рудную ассоциацию. Мы предлагаем выделять ее как особый тип сингенетических метаморфизованных руд докембрия, наиболее типичный для архея, под названием «приазовский тип» (по приазовским месторождениям). Судя по тесной ассоциации с метабазитами, этот тип руд, вероятно, генетически связан с вулканическими процессами.

Третья разновидность железных руд архея, имеющая ограниченное распространение, представлена вкрапленностью магнетита (мартита) в прослоях кварцитов, обогащенных силлиманитом. По-видимому, эти руды генетически связаны с древнейшими корами выветривания и образовались в результате переотложения их продуктов.

Очень интересной и важной чертой супракрустальных толщ архея является отсутствие в их составе конгломератов или гравелитов; этот факт не может быть объяснен глубоким метаморфизмом пород, так как псефитовая структура является очень устойчивой и сохраняется при любой степени перекристаллизации пород и даже на первых стадиях метасоматической гранитизации [249]. По-видимому, грубообломочные породы в архее отсутствовали изначально или же были крайне редкими. Необходимо отметить, что в геологической литературе многократно описывались конгломераты в составе гнейсовых комплексов, относимых нами к архею. Однако во всех случаях оказывалось, что за конгломераты были ошибочно приняты или тектониты («псевдоконгломераты») или агматитовые брекчии [27, 100, 164, 234 и др.].

---

* В литературе [118] имеется указание о нахождении в прослоях кальцифиров среди гранулитового комплекса Кольского полуострова, относимого нами к архею, реликтов строматолитовой структуры. По нашему мнению, наблюдаемая структура имеет неорганическое происхождение и возникла в результате процесса будинажа в прослойках карбонатных пород различной компетентности.

В частности, метаконгломераты, совсем недавно описанные С. И. Макиевским и К. А. Николаевой [181] в составе кольско-беломорского комплекса в Волчьих тундрах Кольского полуострова по данным Ю. Б. Богданова (личное сообщение), являются типичными тектонитами. В ряде случаев за архейские конгломераты были приняты более молодые образования докембрия, лежащие трансгрессивно на архейских гнейсах или имеющие с ними тектонические контакты *.

Обращает на себя внимание выдержанность состава толщ архея на больших расстояниях. Быстрые фациальные изменения (выклинивания) отмечаются только для метавулканитов (ортоамфиболитов и некоторых пироксеновых ортосланцев); однако необходимо отметить, что во многих случаях за фациальные изменения ошибочно принимаются тектонические утолщения и утонения пластов или их редукция и разлинзование, что особенно характерно для толщ, в которых содержатся пачки или прослои пластичных карбонатных пород. Первичная осадочная фациальная зональность линейного типа не установлена.

Однако едва ли не самой удивительной чертой архейских комплексов Северной Евразии и, возможно, всех материков является удивительное сходство строения и последовательности залегания толщ в разрезах даже далеко друг от друга отстоящих районов [252]. В наиболее полных разрезах архея, к которым относятся разрезы Алданского щита (алданская серия — стратотип архея Сибири и мировой стратотип группы) и Анабарского массива (анабарская серия), в нижней части гнейсового комплекса располагаются толщи, состоящие преимущественно из метавулканитов (ортоамфиболитов или пироксеновых ортогнейсов) и кварцитов, заключающих прослои (пачки) высокоглиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев и иногда магнетитовых кварцитов. Выше располагаются мощные однородные толщи основных кристаллических сланцев (и плагиогнейсов) или амфиболитов, образовавшихся за счет вулканитов основного состава. Еще выше залегают подобные толщи метавулканитов, но уже с прослоями и мощными пачками карбонатных пород. Венчаются эти разрезы толщами, в составе которых самую существенную роль играют гранатовые гнейсы, а подчиненное значение имеют ортоамфиболиты, пироксеновые сланцы, кварциты и другие породы.

Такая же, в общем, последовательность отмечается и в неполных разрезах других регионов, в которых присутствуют только некоторые смежные члены упомянутого вертикального ряда формаций.

Причина такой выдержанной последовательности не вполне ясна. Не исключено, что смена одних формаций другими в какой-то мере является следствием нормального типа макроритмичности, характерной для осадочно-вулканогенных серий различного возраста и отражающей большие колебательные тектонические движения в пределах трансгрессивно-регрессивного макроцикла. Но, скорее всего, как мы увидим в дальнейшем, указанная особенность строения архейских толщ обусловлена эволюцией геохимической среды во время седиментации, а также осадочной, главным образом химической, дифференциацией вещества.

Возникает вопрос, а не образовались ли последовательно залегающие толщи сходного состава одновременно, хотя бы в грубых чертах? Для осадочных комплексов фанерозоя на такой вопрос мы должны были ответить отрицательно; все увеличивающаяся со временем гетерогенность строения зем-

* В недавно опубликованной статье Е. А. Кулиша [168] указывается на широкое развитие в районе верхнего течения р. Алдана в нижней части иенгрской серии (подсерии) метаморфизованных конгломератов, которые якобы залегают на более древних породах алданского архея. Нами и другими исследователями этого района такие образования там нигде не были встречены. Возможно, что Е. А. Кулиш принял за конгломераты тектониты («псевдоконгломераты»), а также конгломератоподобные кварциты и гнейсы, содержащие округлые скопления силлиманита, которые действительно иногда встречаются в архейском комплексе Алдана. Не исключено также, что им встречены конгломераты, относящиеся к ярогинской толще мезопротозоя, в ряде мест зажатой в тектонических клиньях среди архея.

ной коры и обусловленная этим неодновременность развития ее отдельных участков не благоприятствовали фациальной устойчивости отложений. Однако анализ состава и парагенезисов древнейших супракрустальных толщ указывают на очень слабую дифференцированность тектонических движений в раннем докембрии. Для архея было характерно отсутствие сколько-нибудь ясно выраженной фациальной (формационной) зональности, контрастных форм рельефа, устойчивых областей сноса. Почти вся поверхность Земли была покрыта океаном; участки суши представляли собой низкие острова или отмели неправильной конфигурации [248].

Естественно, что сопоставление разрезов архейских комплексов, проведенное на основании гипотетических представлений, не является вполне доказательным и убедительным. Однако кажется, что при современном уровне наших знаний никаких других возможностей синхронизации толщ архея удаленных районов у нас нет.

На схемах корреляции докембрийских образований Сибири и европейской части СССР (см. табл. I и II, вкладки) в горизонтальных рядах показаны архейские толщи (свиты, серии) близкого состава, причем все они помещены друг относительно друга в колонках в соответствии с наблюдаемым стратиграфическим положением.

Самые древние супракрустальные толщи архея, расположенные в нижнем ряду таблиц (A^{I}), характеризуются ассоциацией кварцитов, амфиболитов или основных гиперстеновых и двупироксеновых плагиогнейсов, богатых глиноземом или высокоглиноземистых (силлиманитовых, гранатовых, корундовых, кордиеритовых) сланцев и гнейсов, а также магнетитовых кварцитов и отчасти магнетитовых пород. Как уже указывалось, это весьма характерная для архейских комплексов всего мира ассоциация пород. По наиболее типичным образованиям этот комплекс нами был назван ферралито-амфиболитовым [252], но лучше его называть ферралито-амфиболито-кварцитовым. Судя по составу пород, для нижнего комплекса архея характерна ассоциация метавулканитов с остаточными продуктами химического выветривания.

К данному формационному комплексу в Сибири относятся иенгрская подсерия Алданского щита, далдынская подсерия Анабарского массива, нижние части курультинской серии (унгринская и чайнытская свиты) и зверевская серия Становой области, возможно, в какой-то мере, ерминская свита Присаянья и кузеевская свита (?) Енисейского кряжа. В Европе этот комплекс развит слабо, по-видимому, он едва вскрыт. К нему или, точнее, к его самой верхней части, переходной ко второму — метабазитовому комплексу, могут принадлежать низы пинкельяврской свиты Кольского полуострова, керетьская свита Беломорья, а также самые низы ингульской и орехово-павлоградской серии Украины, для которых характерно присутствие магнетитовых кварцитов и глиноземистых пород. Сравнительно большое количество прослоев кварцитов в гнейсо-гранулитовом комплексе Южной Швеции дает некоторое основание подозревать и там присутствие нижней части архейской группы. В Америке нижний комплекс достоверно не установлен.

К рассматриваемому комплексу на Алданском щите приурочены промышленные месторождения горного хрусталя латераль-секреционного типа, локализованные в горизонтах кварцитов. На Алданском и Анабарском щитах, в Становой складчатой области, на Кольском полуострове и на Украине с вулканогенными породами комплекса тесно ассоциируют метаморфизованные железорудные породы (джеспилиты), и почти во всех районах его развития находятся горизонты высокоглиноземистых пород (силлиманитовые и корундовые гнейсы), которые могут иметь практическое значение как сырье для производства алюминия, различных огнеупоров и абразивных материалов.

Вышележащий формационный комплекс (A^{II}) объединяет мощные толщи, характеризующиеся монотонным строением и составом. Преобладают в них

амфиболиты (и) или гиперстеновые, реже двупироксеновые основные (иногда ультраосновные) кристаллические сланцы или плагиогнейсы. В подчиненном количестве присутствуют различные другие гнейсы и кристаллические сланцы; редко, в виде маломощных прослоев и пачек, встречаются кварциты, высокоглиноземистые породы и мраморы. В результате гранитизации гиперстенсодержащих пород комплекса по ним образуются чарнокиты и эндербиты. Как видно, в составе этого комплекса преобладают породы, которые нами и многими другими геологами считаются измененными лавами основного состава и отчасти их интрузивными производными. Таким образом, данный комплекс можно назвать метабазитовым.

Метабазитовый комплекс пород развит значительно шире, чем нижележащий. К нему в Сибири относятся нижняя часть (нимгерканская и унгринская свиты) тимптонской подсерии Алданского щита, верхнеанабарская подсерия Анабарского щита *, кузеевская и атамановская свиты Енисейского кряжа, большая часть шарыжалгайской серии и ерминского комплекса Присаянья, таланчанская подсерия Прибайкалья, илеирская толща Среднего Витима, значительная часть станового комплекса Становой области и др. На территории Восточно-Европейской платформы к нему принадлежит бóльшая часть разреза гнейсо-гранулитовых комплексов Балтийского щита (в частности, главная часть пинкельяврской свиты кольской серии и хеталамбинской свиты беломорской серии), Украинского щита (побужская и днестровско-бугская свиты бугской серии, володарская свита росинско-тикичской серии, значительная часть ингульской серии, новопавлоградская свита орехово-павлоградской серии, лозоватская подсерия приазовской серии) и фундамента Русской плиты. Вероятно, к этому же формационному комплексу относится и бóльшая часть гнейсо-гранулитовых комплексов Южной Евразии (Китая, Индии и др.), Западной Европы (например, «монотонная группа» Чешского массива) и Северной Америки (в частности, нижняя — метабазитовая — часть комплекса Гренвилл).

Полезные ископаемые сингенетического метаморфогенного типа в этом комплексе представлены преимущественно железными рудами приазовского типа, очень тесно связанными с вулканической деятельностью. К ним относятся массивные и вкрапленные, иногда полосчатые магнетит-силикатные руды в пинкельяврской свите Кольского полуострова, в володарской свите, ингульской серии и новопавлоградской свите Украины, в обоянской серии КМА, в зогинской свите Присаянья, в моготской свите Станового хребта, в метабазитовой толще комплекса Гренвилл в провинциях Онтарио-Квебек Канады, в гнейсо-гранулитовых комплексах Баффиновой Земли, а также пограничных районов штатов Невада — Вайоминг (США), в метабазитах Южной Индии и т. д. Несмотря на многочисленность таких проявлений и месторождений, запасы кондиционных руд в них обычно невелики. К стратиформным телам архейских анортозитов Юго-Западной Гренландии, залегающих среди основных кристаллических сланцев и гнейсов, приурочено хромитовое оруденение.

Третий снизу формационный комплекс архея ($А^{II}$) имеет более сложное строение и состав; он сложен разнообразными гнейсами, основными кристаллическими ортосланцами и амфиболитами, но наиболее типичны для него карбонатные породы: мраморы, кальцифиры, диопсидовые, диопсид-скаполитовые и другие известковистые кристаллические сланцы. Довольно часто встречаются прослои и пачки графитовых гнейсов или мраморов, высокоглиноземистых пород и кварцитов. Количество карбонатных пород сильно варьирует в разных районах, а также по разрезу. В большинстве районов, кроме Прибайкалья, Побужья, Памира и Юго-Восточной Канады, они имеют подчиненное значение и редко слагают самостоятельные мощные толщи, а чаще всего перемежаются с другими породами, преимущественно с орто-

* Лейкократовый облик многих метабазитов верхнеанабарской подсерии обусловлен интенсивно проявленными процессами гранитизации и мигматизации.

амфиболитами и пироксеновыми плагиогнейсами, иногда с кварцитами. На Алданском щите, например, метабазиты слагают бóльшую часть разреза данного комплекса, а карбонатные породы находятся среди них в виде прослоев или пачек. Все же по наиболее характерным породам этот комплекс можно называть метабазито-карбонатным.

К рассматриваемому комплексу в Сибири относятся федоровская, сеймская (иджэкская) и кюриканская свиты на Алданском щите, хаптасыннахская толща Анабара, элгашетская и решетская свиты Восточного Саяна, слюдянская серия Присаянья и Хамар-Дабана, приольхонский комплекс Западного Прибайкалья, святоносская толща Восточного Прибайкалья, тулдунская толща Среднего Витима и многие другие. В других районах Азии это будут ружинская свита Уссурийского края, коссовская свита п-ва Тайгонос, каракульджинская свита Тахталыкской гряды (Тянь-Шань), ваханская серия Памира, ряд толщ в Афганистане, Китае и Индии. На территории европейской части СССР к нему принадлежат, в частности, верхняя часть хеталамбинской свиты Беломорья, чудзьяврская свита Кольского полуострова, тетерево-бугская свита Побужья, белоцерковская свита центральной части Украинского щита, ореховская свита Приднепровья, корсакшовкайская подсерия Приазовья и некоторые другие. В Западной Европе типичным представителем этого комплекса является «пестрая группа» Чешского массива. В Северной Америке к нему относится серия Гренвилл (s. str), слагающая верхнюю часть одноименного комплекса, а также, по-видимому, многие другие толщи в разных районах материка, на арктических островах Канады и в Гренландии, стратиграфическое положение которых не установлено.

Полезные ископаемые, приуроченные к породам этого комплекса, разнообразны и многочисленны. Среди них имеются как сингенетические метаморфогенные месторождения, так и метасоматические, приуроченные к карбонатным породам. Последние имеют особенно большое практическое значение. К ним относятся, например, известные месторождения и проявления флогопита на Алданском и Анабарском щитах, в Южном Прибайкалье, на Украине и в других районах, а также магнетитовые руды, слагающие в федоровской свите Алданского щита крупные метасоматического типа залежи (Южно-Алданская группа месторождений). Большую ценность имеют также биметасоматические месторождения лазурита, встречающиеся в мраморах Южного Прибайкалья, Памира, Афганистана и Баффиновой Земли. Обращает на себя внимание, что лазуритовые месторождения во всем мире приурочены преимущественно к архейским карбонатным породам. Это, возможно, связано с тем, что архейские карбонатные породы образовались при сильном дефиците кислорода в морской воде и атмосфере, вследствие чего вместе с карбонатами осаждались не только сульфаты, но и сернистые соединения; следовательно, можно думать, что исходными породами, подвергшимися затем метасоматозу, были сульфатно-сернистые известняки (и доломиты)*.

Из числа сингенетических метаморфогенных полезных ископаемых, размещающихся в метабазито-карбонатном комплексе, следует отметить железорудные месторождения приазовского типа, тесно связанные с метабазитами. Это довольно крупные месторождения в Приазовье (Мариупольская группа месторождений, Кусунгур и др.) и сравнительно небольшие или недостаточно изученные месторождения в Побужье, на Кольском полуострове и в некоторых других местах. Большое практическое значение имеют графитовые гнейсы и мраморы, с которыми связаны очень крупные месторождения графита в Побужье (Завальевское), а также различной величины месторождения в Приазовье (Троицкое, Каратюкское), на Алданском щите и во многих других районах. Среди карбонатных пород комплекса в Южном Прибайкалье (слюдянская серия) заключены прослои богатых апатитом

---

* Лазурит — сложный алюмосиликат, содержащий Na_2S и Na_2SO_4.

кварц-диопсидовых кристаллических сланцев (метаморфизованные фосфатные кремнисто-карбонатные осадки), имеющие практическое значение для извлечения апатитового концентрата. Апатитоносные породы известны и в карбонатных породах многих других районов (в Приольхонье, Приазовье и т. д.). В составе рассматриваемого комплекса местами присутствуют высокоглиноземистые породы с силлиманитом, корундом и шпинелью. Многие мраморы широко используются как строительные и поделочные камни.

Самый верхний — четвертый — комплекс архея (A^{IV}) развит только в некоторых районах. На Алданском щите к нему относятся сутамская свита джелтулинской подсерии, на Анабарском щите — биллээх-тамахская свита хапчанской подсерии, в Восточном Саяне — голумбейская свита бирюсинской серии, на Дальнем Востоке — матвеевская свита иманской серии, в Казахстане — верхняя часть зерендинской серии, в Карелии — лоухская свита беломорской серии, на Кольском полуострове — волшпахская свита кольской серии, на Украине — верхняя толща бугской серии и каратышская подсерия приазовской серии. Аналоги этих подразделений, вероятно, развиты и в составе архей ских комплексов Северной Америки и Южной Азии.

Среди пород, слагающих этот комплекс, резко преобладают гранатсодержащие биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы, изредка графитовые и силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы, кварциты и совсем редко пироксеновые и амфиболовые гнейсы. По гранат-биотитовым гнейсам в результате гранитизации в специфических условиях гранулитовой фации метаморфизма образуются характерные гранатсодержащие гранулиты. До метаморфизма гнейсы рассматриваемого комплекса, вероятно, представляли собой пелитовые осадки, а, быть может, частично и кислые вулканиты.

Месторождения полезных ископаемых в данном комплексе отсутствуют, но вполне вероятно, что некоторые, очень богатые гранатом, гнейсы смогут представить интерес как сырье для абразивной промышленности.

Предлагаемая группировка архейских образований на четыре последовательно сменяющие друг друга формационных комплекса дает возможность прогнозировать некоторые виды полезных ископаемых, связанных с определенными парагенезисами пород. В этом смысле она является вполне обоснованной и весьма перспективной; вместе с тем стратиграфическое (корреляционное) значение выделенных комплексов нуждается в дальнейшем обосновании.

Архейские супракрустальные толщи повсеместно интенсивно складчаты. Там, где они развиты на большой площади и не испытали сильной вторичной деформации, как, например, на Алданском и Анабарском щитах, им свойствен особый стиль тектоники, резко отличный от стиля всех более молодых докембрийских и фанерозойских образований. Для древнейших гнейсовых комплексов наиболее характерны изометрические или удлиненные, неправильной («амебовидной») или овальной и округлой формы структуры, несколько напоминающие, на первый взгляд, гнейсовые купола, но отличающиеся от них гораздо бóльшими размерами (от 100 до 800 км в поперечнике), а главное — весьма сложным внутренним строением. Такие структуры, названные нами гнейсовыми складчатыми овалами [257], представляют собой складчатые системы, характеризующиеся концентрической группировкой складок, преимущественно линейных и изоклинальных с ясно выраженной центростремительной вергенцией (перемещением масс к центру овалов). Большие складки осложнены складками течения более мелких порядков, вплоть до микроплойчастости. Осевые поверхности складок бывают сильно изогнуты в горизонтальной или в косых плоскостях.

Интенсивность пластической деформации находится в прямой связи с насыщенностью пород гранитным материалом или, иначе говоря, со степенью гранитизации пород. В ядрах некоторых складчатых овалов находятся довольно крупные конформные, частично секущие, тела розовых аляскитовых гранитов, образовавшихся в результате реформизма гранитизирован-

ных масс и селективного анатексиса гнейсового субстрата на поздней стадии тектоно-плутонического цикла. Более ранние автохтонные метасоматические плагиоклазовые (или микроклин-плагиоклазовые) гнейсо-граниты развиты повсеместно и участвуют в сложной складчатости наравне с гнейсами, однако очень крупные их массы приурочены к внутренней части овалов. Между складчатыми овалами располагаются различной величины площади с хаотической ориентировкой складок, отсутствием ясно выраженной вергентности и развитием брахиформных и небольших купольных структур.

Стиль архейской тектоники с несомненностью свидетельствует о высокой пластичности материала, а также о тесной связи складчатости с процессами гранитизации и анатексиса, которые сопровождались подъемом гранитизированных масс.

Тектоника гнейсовых складчатых овалов и межовальных полей лучше всего изучена в пределах Алданского щита, где выделяется более десятка овальных систем, представляющих различные их формы: от простых овальных до амебоидных (рис. 11). Описание этих структур и обсуждение вопросов их генезиса даны нами в специальных работах [257, 263]. В настоящее время такие структурные формы установлены во многих регионах, расположенных на различных материках. Поскольку они еще мало известны, приведем несколько примеров на материале северного полушария. В Сибири кроме Алданского щита они установлены в Байкальской горной области, где отдельные фрагменты складчатых овалов обнажены в пределах срединных массивов (глыб), сложенных архейскими породами [249]; кроме того, по геофизическим данным (в основном магнитной съемки) концентрические структуры, соизмеримые с рассматриваемыми складчатыми системами, намечаются в фундаменте Сибирской платформы: в районе Иркутского амфитеатра, затем севернее Алданского щита и на севере платформы.

Дешифрирование аэрофотоснимков позволило нам выявить их и в Анабарском щите. Судя по ориентировке складок и их формам, на территории этого щита обнажены части трех складчатых овалов разной величины, из которых наиболее крупный, восточный, по-видимому, достигает 750 км по длинной оси. Средний овал имеет сложную лопастную форму, а к его центральной части приурочены гнейсовые купола. В этом отношении он напоминает Верхнеалданский «амебоид». Близкая ориентировка складок на смыкающихся окраинах овалов и обусловила преобладающее северо-западное простирание архейских структур массива. Для межовальных пространств типична сложная хаотическая (неориентированная) складчатость. По дугообразным изогнутым линейным магнитным аномалиям возможно установить форму овалов под чехлом платформенных отложений, облекающих Анабарский массив (рис. 12).

Овальные складчатые системы составляют характерную особенность архейского фундамента также Восточно-Европейской платформы. Во многих районах на щитах они сильно переработаны более молодыми протозойскими дислокациями, расчленены большими интрузиями гранитоидов и поэтому сохранились лишь в виде фрагментов (Украина, Карелия). На Балтийском щите сравнительно полно сохранившимся гнейсовым овалом, по-видимому, является Центрально-Финляндский гранито-гнейсовый массив. Во внутренней его части обнажаются гиперстенсодержащие граниты, которые со всех сторон окружены гнейсами (иногда гиперстеновыми), мигматитами и гнейсо-гранитами, слагающими концентрическую складчатую систему до 400 км в поперечнике. Все эти образования обычно относят к свекофеннскому комплексу, однако имеются многие данные, которые позволяют рассматривать Центрально-Финляндский массив как блок (срединный массив) архейских пород в свекофеннском эвгеосинклинальном поясе, обрамленный мезопротозойскими (ботнийскими) метаморфическими толщами [256]. Во время свекофеннского (карельского) диастрофизма архейские породы подверглись селективной анатектической мобилизации, обусловившей образование аллохтонных гранитов, а также испытали интенсивную

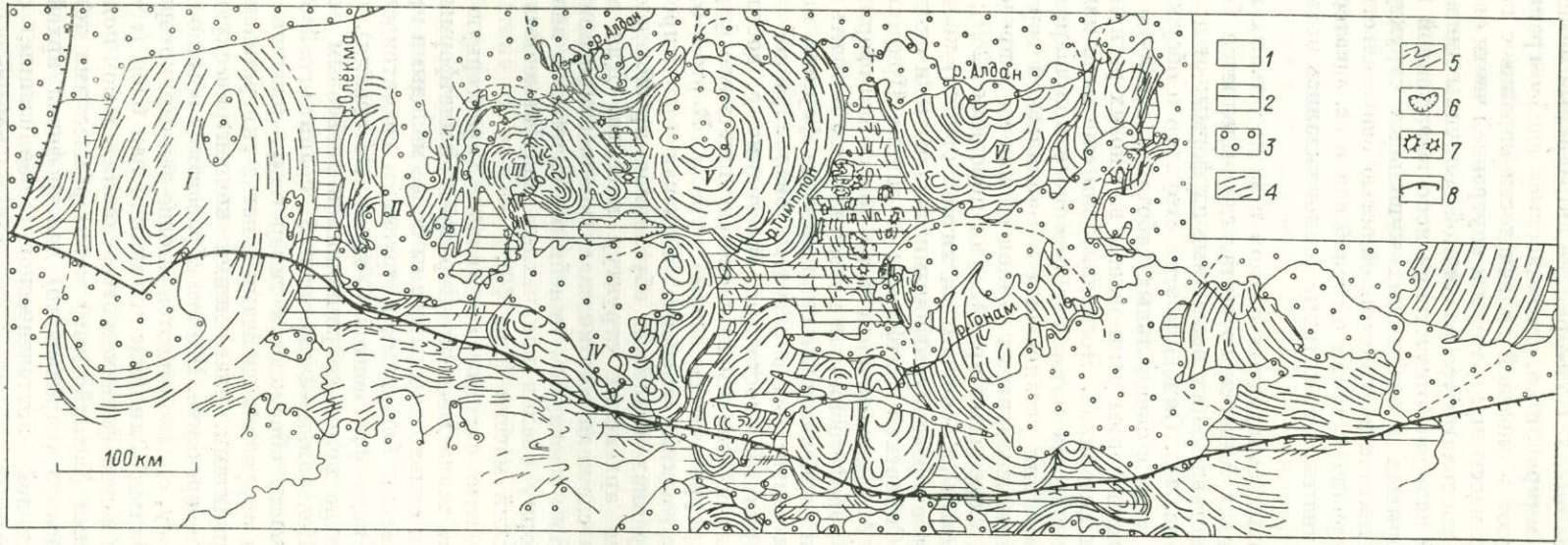


Рис. 11. Гнейсовые складчатые овалы в архейском комплексе Алданского щита.

1 — гнейсовые складчатые овалы; *2* — межовальные поля; *3* — послеархейские отложения платформенного чехла; *4* — простирание осей складок в складчатых овалах; *5* — простирание осей складок и отчасти слоистости в межовальных полях; *6* — брахисинклинали; *7* — гнейсовые купола; *8* — северная граница Становой складчатой области. Складчатые овалы: *I* — Чарский, *II* — Нелюкинский, *III* — Верхнеалданский, *IV* — Верхнетимптонский, *V* — Нижнетимптонский, *VI* — Суннагинский. Тектонические схемы Верхнеалданского, Нижнетимптонского и Суннагинского складчатых овалов помещены в статье Л. И. Салопа [257].

тектоническую переработку, затушевавшую первоначальные соотношения пород массива и его обрамления.

Гнейсовые складчатые овалы исключительно четко вырисовываются в фундаменте Русской плиты по геофизическим данным и при этом как раз *в тех районах, где бурением установлены большие площади развития гнейсов* (мигматитов) и гранулитов. На рис. 13 показаны структуры типа складчатых овалов, выявленные нами в фундаменте платформы по линейным маг-

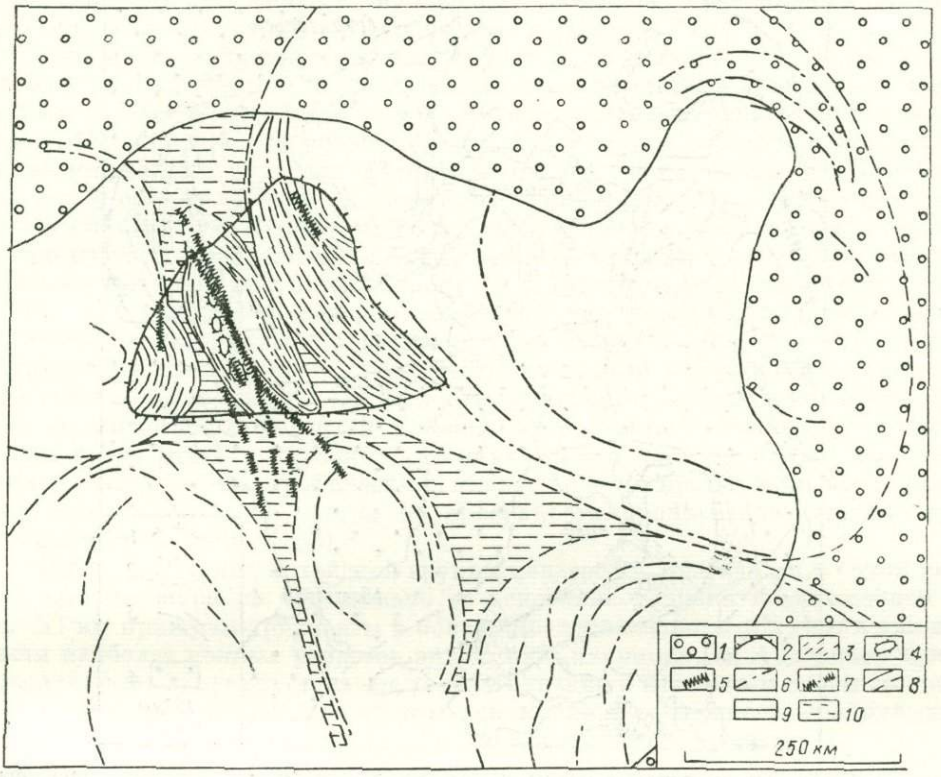


Рис. 12. *Гнейсовые складчатые овалы в архейском фундаменте севера Сибирской платформы.*

Простирания складок на Анабарском щите показаны схематично по данным детального дешифрирования *аэрофотоснимков; простирания магнитных аномалий нанесены по данным Л. В. Булиной.*
1 — отложения краевых прогибов; *2* — контур Анабарского щита; *3* — простирание складок в гнейсах архея; *4* — гнейсовые купола; *5* — зоны тектонических нарушений (по данным дешифрирования и геологических съемок НИИГА); *6* — простирания магнитных аномалий, интерпретируемые как простирания складчатых структур в архейском фундаменте; *7* — простирания магнитных аномалий, интерпретируемые как зоны тектонических нарушений в фундаменте; *8* — границы складчатых овалов (наблюдаемые и предполагаемые); *9* — межовальные поля со свойственными им структурами на Анабарском массиве; *10* — межовальные поля под платформенным чехлом (предполагаемые).

нитным аномалиям различной интенсивности (Карта магнитных пород фундамента Русской плиты, составленная А. Н. Берковским с соавторами под редакцией В. А. Дедеева, 1970 г.). Один из изображенных на схеме складчатых овалов, расположенный на востоке Польши (Мазовецкий овал), показан по материалам В. Рыка [585, 586], основанным на данных бурения и геофизики. Как видно, размеры овальных складчатых систем изменяются от 250 до 600 км и, следовательно, являются типичными для таких структур во всем мире. О группировках складок архейских пород в виде гнейсовых складчатых овалов на Канадском щите (в массиве Унгава) и в Чешском срединном массиве уже говорилось ранее (см. рис. 7 и 10).

Рассмотрение тектоники докембрия не является предметом данной работы; здесь мы обратили внимание на структурные формы архейских комплексов лишь с целью показать исключительную специфичность текто-

нического стиля древнейших образований Земли. Как мы видели, наиболее существенной чертой архейской тектоники представляется группировка складок в виде больших замкнутых систем (овалов, «амебоидов»), располагающихся неупорядоченно на всем поле развития гнейсовых комплексов. Такая группировка складок свидетельствует о том, что складчатое поле не имело рамы, иначе говоря, его не ограничивали какие-либо кратонные блоки (платформы). Это дает основание говорить о всеобщей подвижности земной

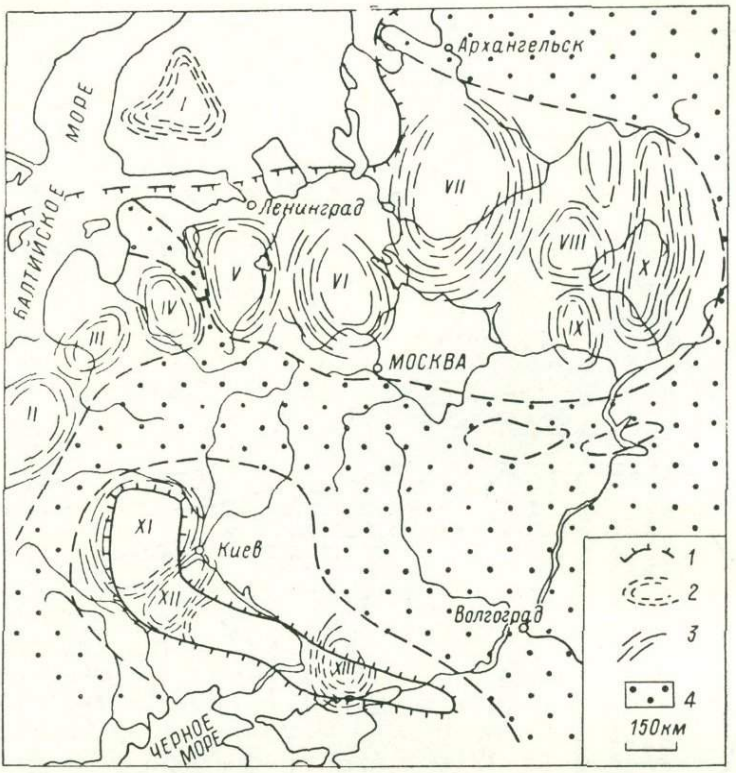


Рис. 13. Гнейсовые складчатые овалы в архейском фундаменте Восточно-Европейской платформы. В пределах Русской плиты структуры показаны по данным карты магнитных полей, составленной под редакцией В. А. Дедеева (1970 г.), и для Польши по данным В. Рыка [586].

1 — граница щитов; *2* — простирания складок архейских пород в овалах на щитах; *3* — простирания линейных магнитных аномалий; *4* — поля линейных магнитных аномалий поясового типа в фундаменте плиты. Гнейсовые складчатые овалы: *I* — Центрально-Финляндский, *II* — Мазововецкий, *III* — Каунасский, *IV* — Резекненский, *V* — Новгородский, *VI* — Бологоевский, *VII* — Вологодский, *VIII* — Моломский, *IX* — Санчурский, *X* — Вятский, *XI* — Житомирский, *XII* — Киевский, *XIII* — Приазовский (?).

коры в архее и соответственно выделять древнейшую пермобильную стадию развития земной коры.

В заключение главы следует остановиться на вопросе о границах архейской группы.

Древнейшие гнейсовые комплексы докембрия везде отделены от вышележащих палеопротозойских большим структурным несогласием. Такое повсеместное проявление несогласия указывает на большую длительность эпиархейского перерыва и на сложную геологическую историю формирования поверхности несогласия, во время которой неоднократно происходила миграция поднятий и опускания земной коры (см. гл. II, рис. 2).

Радиометрические датировки, полученные различными методами, главным образом Pb-изотопным, Pb-изохронным и Rb-Sr изохронным, для архейских плутонических и метаморфических пород, которые характеризуют

время проявления наиболее ранних термальных процессов, чаще всего дают значения около 3500 млн. лет, иногда 3700 млн. лет. Это, по-видимому, время наиболее интенсивных метаморфических и плутонических процессов саамского диастрофического цикла, завершившего архейскую эру и вместе с тем пермобильную стадию развития Земли (отвечающую криптозойскому эону). Таким образом, 3500 млн. лет следует принять за верхний геохронологический рубеж эры (и эона).

Большой интерес представляют значения возраста, полученные для архейских гранито-гнейсов и гнейсов Западной Гренландии — 3980 ± ± 170 млн. лет по данным Rb-Sr изохронного метода и 3620 ± 100 млн. лет по данным Pb-изохронного метода. Как уже указывалось, Rb-Sr датировка является самой древней из числа полученных во всем мире надежных определений возраста архейских пород. Если ее взять с отрицательной поправкой (—170 млн. лет), то в общем она не будет сильно выпадать из интервала значений, характерных для времени саамского диастрофизма, и в этом случае она может указывать на наиболее ранние фазы этого тектоно-плутонического цикла *. Предположения о том, что гранито-гнейсы Готхоба относятся к какому-то более древнему, по сравнению с саамским, циклу диастрофизма или же возникли в результате первичной дифференциации земного вещества [493], нам кажутся маловероятными, так как упомянутые породы представляют собой обычные образования в архейских комплексах Гренландии и других регионов. Вместе с тем учитывая особый термальный режим земной коры в архее (см. гл. X), можно предположить, что в древнейшую стадию геологического развития планеты интенсивные термальные процессы могли иметь место в глубоких сечениях земной коры не только во время заключительного диастрофического цикла, но и на протяжении всей архейской эры, даже тогда, когда на поверхности происходила седиментация и изливались лавы [253].

Нижняя граница архейской группы неизвестна, так как ни в одном районе земного шара не обнаружено ее основание. Однако в дальнейшем (в гл. X) мы приведем аргументы в пользу предположения о том, что в нижней части наиболее полных разрезов архея, как, например, на Алданском щите, присутствуют супракрустальные толщи, близкие к базальным слоям группы, и что, следовательно, нельзя считать исключенной возможность обнаружения в некоторых местах доархейского (катархейского) фундамента.

ГЛАВА V

ПАЛЕОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

К палеопротозойской группе мы относим геологические образования, сформировавшиеся после саамского диастрофизма и до окончания кеноренского диастрофизма, т. е. в промежутке времени от 3500 млн. лет до 2600 млн. лет. Как уже указывалось, супракрустальные толщи этой группы повсюду, где только удается наблюдать, залегают на архейском комплексе с большим структурным несогласием и только в некоторых районах соотношения их с подстилающими породами бывают замаскированы разрывными нарушениями или позднейшими складчатыми деформациями, обусловившими перестройку древнего тектонического плана и подчинение его более молодому. Тем не менее первоначальные соотношения комплексов обычно выявляются достаточно уверенно на основании присутствия в палеопротозойских терригенных отложениях обломков метаморфических и плутонических пород архея, по заметному перепаду метаморфизма пород, в общем различному структурному плану обоих комплексов и по ряду других признаков.

Палеопротозойские образования широко развиты во многих районах мира и большей частью слагают крупный самостоятельный структурный

* См. примечание на с. 273.

ярус, резко отличающийся от нижележащего — архейского и вышележащего — мезопротозойского. Только в некоторых регионах Азии они образуют вместе с мезопротозойскими толщами единые комплексы. В отличие от архейских палеопротозойские породы нередко бывают сравнительно слабо метаморфизованы и в них отчетливо распознаются структуры и текстуры исходных осадков или изверженных пород. В очень многих случаях рассматриваемые образования хорошо датированы различными изотопными методами и по многим признакам уверенно выделяются среди других образований докембрия.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР И ГЛАВНЕЙШИЕ РАЗРЕЗЫ

ЕВРОПА

Метаморфические толщи, относящиеся к палеопротозойской группе представлены широко на территории *Восточно-Европейской платформы* они обнажены на Балтийском и Украинском щитах и вскрыты буровыми скважинами в ряде районов Русской плиты, где участвуют вместе с архейскими породами в строении фундамента платформы. Здесь так же, как и в других регионах земного шара, для рассматриваемой группы наиболее характерны эвгеосинклинальные осадочно-вулканогенные толщи, вмещающие джеспилиты. Европейским стратотипом их может быть избрана гимольская серия Западной Карелии, залегающая трансгрессивно на гнейсо-гранитах архея и прорванная гранитами и гранодиоритами, датируемыми Pb-изотопным методом по акцессорным циркону и сфену 2750—2770 млн. лет [508, 624]. Приведенные датировки относятся к гранитоидам, секущим породы серии в пограничных с СССР районах Финляндии, где гимольская серия выделяется как толща Иломанти. На территории СССР сланцы гимольской серии датированы K-Ar методом по амфиболу 2570 и 2830 млн. лет [196], а сульфидные руды, заключенные в породах серии, Pb-модельным методом — 2480—2530 млн. лет [196].

По данным В. М. Чернова [48], гимольская серия состоит из четырех свит (снизу): 1) суккозерской (150 м), сложенной метаконгломератами и туфоконгломератами с прослоями биотитовых и амфиболовых сланцев и метаандезитов; 2) костамукшской (40—350 м), образованной кварцево-слюдяными и хлоритовыми сланцами, а также лептитами с пачками магнетитовых кварцитов (джеспилитов); 3) межозерской (40—500 м), состоящей из лептитовых гнейсов, туфобрекчий и туфосланцев, и 4) кадиозерской (80—620 м), близко напоминающей нижележащую, но содержащую прослои магнетитовых пород. По мнению Л. Я. Харитонова и соавторов [166], суккозерские конгломераты лежат в верху серии, а базальными ее слоями являются сланцы и гнейсовидные метааркозы, подстилающие костамукшскую свиту.

Аналогами гимольской серии в других районах Карелии являются осадочно-вулканогенные серии: хаутоварская, ялонварская, бергаульская, парандовская и пебозерская, развитые на изолированных участках. Эти серии характеризуются несколько большей ролью в их составе вулканогенных пород и меньшим количеством прослоев джеспилитовых руд. Все они занимают то же стратиграфическое положение (между археем и мезопротозоем), что и гимольская серия, и в тех же возрастных пределах (2600—2800 млн. лет) различными изотопными методами датирован возраст их метаморфизма и рвущих их гранитоидов [256]. В частности, возраст гранодиоритов, секущих хаутоварскую серию, определен Pb-изотопным методом по циркону 2800 млн. лет [207].

Несколько более низкое стратиграфическое положение по сравнению с перечисленными сериями, но в пределах палеопротозойской группы занимает осадочно-вулканогенная тикшеозерская серия (400—1200 м), развитая локально в Северной Карелии и не имеющая себе аналогов в других районах щита. Серия эта залегает несогласно на гнейсах беломорской серии архея и с перерывом перекрывается пебозерской серией. Отличительной ее особенностью является присутствие среди обломочных пород богатых глино-

земом сланцев. Возможно, что она представляет собой отложения, возникшие еще в конце эпиархейского диастрофизма и сохранившиеся от последующего размыва.

На Кольском полуострове возрастными и формационными аналогами стратотипа являются осадочно-вулканогенные тундровая серия, серия Воронья-Колмозеро и лебяжинская серия. Последняя до недавнего времени выделялась в ранге свиты и относилась к низам кейвской серии. Однако новые исследования показывают, что кейвская серия включает разнородные и разновозрастные толщи (см. ниже) и что лебяжинская свита представляет собой самостоятельную осадочно-вулканогенную серию [78, 186]. Серия Воронья-Колмозеро также неоднородна и разновозрастна. Здесь мы принимаем ее без верхней червуртской свиты, залегающей несогласно на подстилающих породах и параллелизуемой с кейвской серией (s. str.) мезопротозоя. Возраст метаморфизма пород серии Воронья-Колмозеро и тундровой 2600—2800 млн. лет (K-Ar метод по слюдам и амфиболам) [57].

Аналоги палеопротозойских толщ Карелии и Кольского полуострова широко развиты и в западной, зарубежной, части Балтийского щита. К ним относятся многие зеленокаменные толщи с джеспилитами, как, например, толщи Коли-Пиэлисъярви, Нурмес, Иломанти, Соданкила, Вихди и другие в Финляндии, лептитовая формация Центральной Швеции, толща Сёр-Варангер (Бьёрневан), развитая на севере Норвегии, и серия («группа») Рьюкан на юге этой страны. Радиометрический возраст большинства этих серий «омоложен» под влиянием позднейшего преимущественно мезопротозойского (карельского — свекофеннского) метаморфизма; но стратиграфическое положение их в разрезе докембрия вполне аналогично палеопротозойским образованиям восточной части щита. Обоснование их возраста, а также корреляции между собой и соответствующими сериями Карело-Кольского региона даны в ранее опубликованной работе автора [256] и с учетом новых геологических и радиометрических данных, полученных финскими и шведскими геологами [35 и др.]. *

На *Украинском щите* к эвгеосинклинальным образованиям палеопротозоя, несомненно, должны быть отнесены зеленокаменные осадочно-вулканогенные толщи с джеспилитами, развитые в Приднепровье и в Криворожье. Они выделяются под различными названиями, причем наиболее распространенные из них — конкско-верховцевская или конкско-белозерская серия — являются наименее приемлемыми, поскольку в районах Конкской и Белозерской магнитных аномалий находятся также метаморфические толщи более молодого возраста, ошибочно включаемые в состав этих серий. Вероятно, лучше всего их выделять под названием верховцевской или базавлукской серии по районам одноименных магнитных аномалий, где широко развиты рассматриваемые серии и где детально изучен их нормальный разрез.

Осадочно-вулканогенные толщи залегают в виде сложных синклиналей, форма которых в плане определяется разделяющими их гнейсо-гранитовыми куполами. На контакте гнейсо-гранитов с зеленокаменными породами, в узкой зоне среди последних, иногда наблюдаются проявления фельдшпатизации и мигматизации, а сами зеленокаменные породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации. Существенно, что метаморфизм пород довольно быстро падает вверх по разрезу до зеленосланцевой фации, так что породы серии в целом изменены сравнительно слабо и в них прекрасно сохраняются многие первичные структуры и текстуры; в частности, среди основных вулканитов широко распространены миндалекаменные разности с порфиритовой или спилитовой структурой. Многие факты свидетельствуют о том, что зональный метаморфизм вокруг куполов связан с термальной и тектонической мобилизацией гнейсо-гранитового фундамента зеленокаменных толщ при образовании купольных структур и что первоначально осадочно-вулканогенные толщи были отложены на

---

* См. примечание на с. 273.

размытой поверхности кристаллических пород. Такого рода трансгрессивное залегание установлено пока только в Криворожском районе, где в основании метабазитовой толщи иногда присутствуют базальные конгломерато-брекчии [169] или кварциты, залегающие на коре выветривания гнейсо-гранитов [91, а также исследования автора].

Возраст метаморфизма зеленокаменных толщ Приднепровья датируется К-Ar методом по амфиболу 2600—2800 млн. лет [170]; как указывалось ранее, возраст гнейсо-гранитов фундамента 3500 млн. лет.

На разных горизонтах метабазитов, а иногда и непосредственно на гнейсо-гранитах фундамента трансгрессивно залегает криворожская осадочная железорудная серия мезопротозоя.

В центральных и западных районах Украинского щита к палеопротозою относится мощная тетеревская (звенигородская) серия, залегающая, по-видимому, трансгрессивно на бугской и росинско-тикичской сериях архея. Стратиграфия этой серии изучена еще очень слабо, но обычно в низу ее выделяется станишовская (городокская) свита метаконгломератов, биотитовых и силлиманитсодержащих гнейсов и амфиболитов, выше которой располагается кочеровская свита метабазитов (амфиболитов и амфиболовых гнейсов) с прослоями и пачками мраморов [60, 325 и др.]. Возраст метаморфизма биотитовых гнейсов тетеревской серии, определенный Pb-изохронным методом (по материалам А. Д. Дашковой и Т. Н. Билибиной в лаборатории ВСЕГЕИ), равен 2750—2800 млн. лет.

Метаморфическая осадочно-вулканогенная толща, по-видимому соответствующая тетеревской серии, участвует в строении фундамента Русской плиты в сопредельных с западной частью Украинского щита районах Волыно-Подолии [335].

В *центральной части Русской плиты*, в районе КМА (Воронежский массив), к палеопротозою относится так называемая михайловская (старооскольская) серия метабазитов и измененных кислых вулканитов, заключающая прослои магнетит-силикатных руд. На породах этой серии и на подстилающих ее гнейсо-гранитах трансгрессивно, с конгломератами в основании, залегает мезопротозойская курская железорудная серия. Возраст метаморфизма вулканитов михайловской серии, судя по «реликтовым» К-Ar датировкам, около 2700 млн. лет.

В Восточной Белоруссии аналогом михайловской серии является железорудная околовская серия, вскрытая буровыми скважинами в фундаменте платформы.

В складчатом обрамлении Восточно-Европейской платформы палеопротозойские образования развиты *на Урале* и, по-видимому, на Кавказе. На западном склоне Урала к палеопротозою должна быть отнесена осадочно-вулканогенная тукмалинская серия тараташского комплекса, залегающая несогласно на гнейсах аршинской серии архея и трансгрессивно перекрытая бурзянской серией мезопротозоя. По данным Ю. Д. Смирнова [1, 275] эта серия состоит из неравномерно метаморфизованных слюдистых кварцитов и разнообразных сланцев или гнейсов, содержащих мощные толщи метадиабазов, метапорфиритов и амфиболитов, к которым приурочены пачки полосчатых железистых кварцитов (джеспилитов). Возраст метаморфизма гнейсов тукмалинской серии, определенный по циркону α-Pb методом, равен 2700 млн. лет.

Гораздо шире палеопротозойские образования развиты в осевой части Уральской складчатой области, но установление их возраста радиометрическими методами большей частью затруднено вследствие позднейшего неоднократного наложения процессов метаморфизма. Наиболее достоверно к рассматриваемой группе относятся уфалейский, сысертский и ильменогорский метаморфические комплексы, развитые в зоне Уралтау. Среднего и Южного Урала, а также харбейский метаморфический комплекс Полярного Урала. Для гнейсов ильменогорского комплекса Rb-Sr изохронным методом установлен возраст 2500 млн. лет [43], а для гранитов, рвущих харбей-

ский комплекс, по циркону Pb-изотопным методом — от 1670 до 2490 млн. лет [228]. По-видимому, палеопротозойскими являются также шатмагинская толща Приполярного Урала и талдыкская серия Мугоджар, залегающая несогласно на архейском (?) каиндинском гнейсовом комплексе. Все это мощные глубоко метаморфизованные осадочно-вулканогенные комплексы сложного строения. В некоторых из них (например, в уфалейском комплексе) содержатся полосчатые магнетитовые кварциты и магнетитовые сланцы, тесно ассоциирующие с метавулканитами.

На Кавказе к палеопротозою может быть условно отнесена гнейсо-амфиболитовая зеленчукская серия Главного Кавказского хребта, залегающая, по данным Ю. А. Потапенко, в основании докембрия этого района.

Возможно, что палеопротозойские отложения присутствуют и в каледонидах и герцинидах Западной Европы, но там они достоверно не установлены. Особенно вероятно их наличие в Шотландском нагорье, где известны гранитоидные интрузии, датированные около 2600 млн. лет, и где на породы архея наложен регрессивный метаморфизм того же возраста (скаурийский). Палеопротозою, по-видимому, принадлежит и так называемый пентеврийский комплекс Арморикансного массива Франции, сложенный различными гнейсовидными гранодиоритами, среди которых размещаются участки кристаллических сланцев, амфиболитов и мигматитов. Согласно новым геологическим данным и определениям возраста Rb-Sr изохронным методом [620] этот комплекс пород испытал трехкратный метаморфизм; наиболее ранние его проявления имели место в конце палеопротозоя — 2800—2700 млн. лет назад (икартийский — кеноренский цикл), а более поздние в конце мезопротозоя — 2000—1900 млн. лет (литоанский — карельский цикл) и в конце неопротозоя — 1100—900 млн. лет (позднепентеврианский — гренвиллский цикл). На рассматриваемом «комплексе основания» резко несогласно залегают отложения неопротозоя (бриовер).

АЗИЯ

На этом континенте палеопротозойские супракрустальные и плутонические комплексы лучше всего изучены в Сибири, особенно в складчатых областях южного обрамления Сибирской платформы. Везде они представлены различно метаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами, залегающими резко несогласно на архейских породах. По характеру соотношения их с перекрывающими отложениями мезопротозоя выделяют два типа разрезов: один из них характеризуется несогласным залеганием на палеопротозое (и прорывающих их интрузивных породах) мезопротозойских толщ, другой — согласными взаимоотношениями пород обеих групп. Второй тип разрезов более всего типичен для Байкальской и Восточно-Саянской складчатых областей, где палеопротозойские и мезопротозойские отложения образуют в общем единый структурный ярус, хотя отложения, относящиеся к разным группам, заметно отличаются по формационному составу и иногда бывают разделены местными размывами.

Такие непрерывные комплексы прежде относились целиком к палеопротозою (нижнему протерозою), но теперь, после установления новых геохронологических групп докембрия, возраст их должен быть пересмотрен. Стратиграфическое положение их повсюду устанавливается достаточно точно: они залегают резко несогласно на архейском гнейсовом фундаменте и секутся мезопротозойскими гранитами, возраст которых надежно датируется различными изотопными методами в интервале 1900—2000 млн. лет. Кроме того, на них и на гранитах трансгрессивно залегают отложения неопротозоя (в том числе нижнего неопротозоя). Таким образом, формирование рассматриваемых комплексов происходило в интервале от конца архея до начала неопротозоя. В верхней части комплексов находятся отложения, содержащие строматолиты и онколиты, характерные для мезопротозоя. Однако представляется маловероятным, чтобы эти комплексы целиком относились к

мезопротозою, а палеопротозойские образования в районах их развития вовсе отсутствовали. О том, что в их составе находятся образования двух групп, свидетельствуют многие данные, и в первую очередь уверенная корреляция отложений нижней и верхней частей таких комплексов соответственно с отложениями палеопротозоя и мезопротозоя соседних районов, где обе группы разделены угловым несогласием и надежно датированы изотопными методами. В некоторых местах устанавливается постепенный переход по простиранию отложений верхней части непрерывного комплекса в мезопротозойские отложения, залегающие несогласно на палеопротозойских толщах, тождественных нижней части этого комплекса (см. ниже).

Обращает на себя внимание, что непрерывные комплексы почти повсюду обладают двучленным строением, которое выражается или в существовании двух неполных седиментационных макроритмов, каждый из которых начинается терригенными породами и заканчивается карбонатными, или в довольно резкой смене вверх по разрезу вулканогенных толщ осадочными или вулканогенно-осадочными (преимущественно терригенными) толщами, при этом на границе нижнего и верхнего членов иногда наблюдаются размывы.

Весьма существенно, что в эвгеосинклинальных поясах складчатых областей юга Сибири нижняя часть рассматриваемых комплексов, образованная осадочно-вулканогенными толщами, заключает тонкополосчатые железисто-кремнистые породы — джеспилиты. Как мы видели, такая ассоциация джеспилитов с осадочно-вулканогенными отложениями является весьма типичной для палеопротозойской группы Европы. В дальнейшем мы покажем, что вулканогенные толщи начальной спилито-кератофировой формации, подобные тем, что слагают нижние части эвгеосинклинальных комплексов Сибири, характерны для палеопротозойских серий многих других регионов земного шара.

Стратотип палеопротозоя Сибири лучше всего избрать в хорошо изученных разрезах *Байкальской складчатой области* [249]. В качестве стратотипа предлагается рассматривать нижнюю существенно вулканогенную часть муйской серии в составе парамской и килянской подсерий, общей мощностью свыше 6000 м. Ее взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями установлены отчетливо: она трансгрессивно и с угловым несогласием лежит на архейских гнейсах и согласно перекрывается вулканогенно-осадочной заминской подсерией, в основании которой везде находится мощная толща кварцитов, начинающая, по всей вероятности, новый — мезопротозойский цикл осадконакопления (рис. 14)*.

Нижняя — парамская — подсерия муйской серии сложена в основании метаморфизованными конгломератами и песчаниками с горизонтами метавулканитов (самокутская свита), выше которых залегают мраморы, чередующиеся с метавулканитами и сильно измененными туффитами (булундинская свита). Килянская подсерия, слагающая большую часть разреза палеопротозоя, образована преимущественно метавулканитами кислого и основного состава и их туфами, которые принадлежат спилито-керафировой формации, начинающей собой разрезы эвгеосинклинальных поясов различного возраста. Характерной ее особенностью является присутствие в определенных фациальных зонах пачек джеспилитов.

Палеопротозойский возраст нижней части муйской серии (парамской и килянской подсерии) доказывается на основании корреляции ее с осадочно-вулканогенными толщами палеопротозоя, развитыми на крайнем северо-восточном фланге Байкальской складчатой области, на границе ее со Становой складчатой областью, вблизи Чарского выступа древнего кратона (протоплатформы). Кроме того, нами [249] установлено, что верхняя часть муйской серии (заминская подсерия) по направлению к востоку фациально

---

* Заминская подсерия выделена автором из состава килянской подсерии, к верхней части которой она прежде им относилась.

замещается терригенной удоканской серией мезопротозоя, залегающей несогласно на упомянутых осадочно-вулканогенных толщах (об этом см. гл. VI).

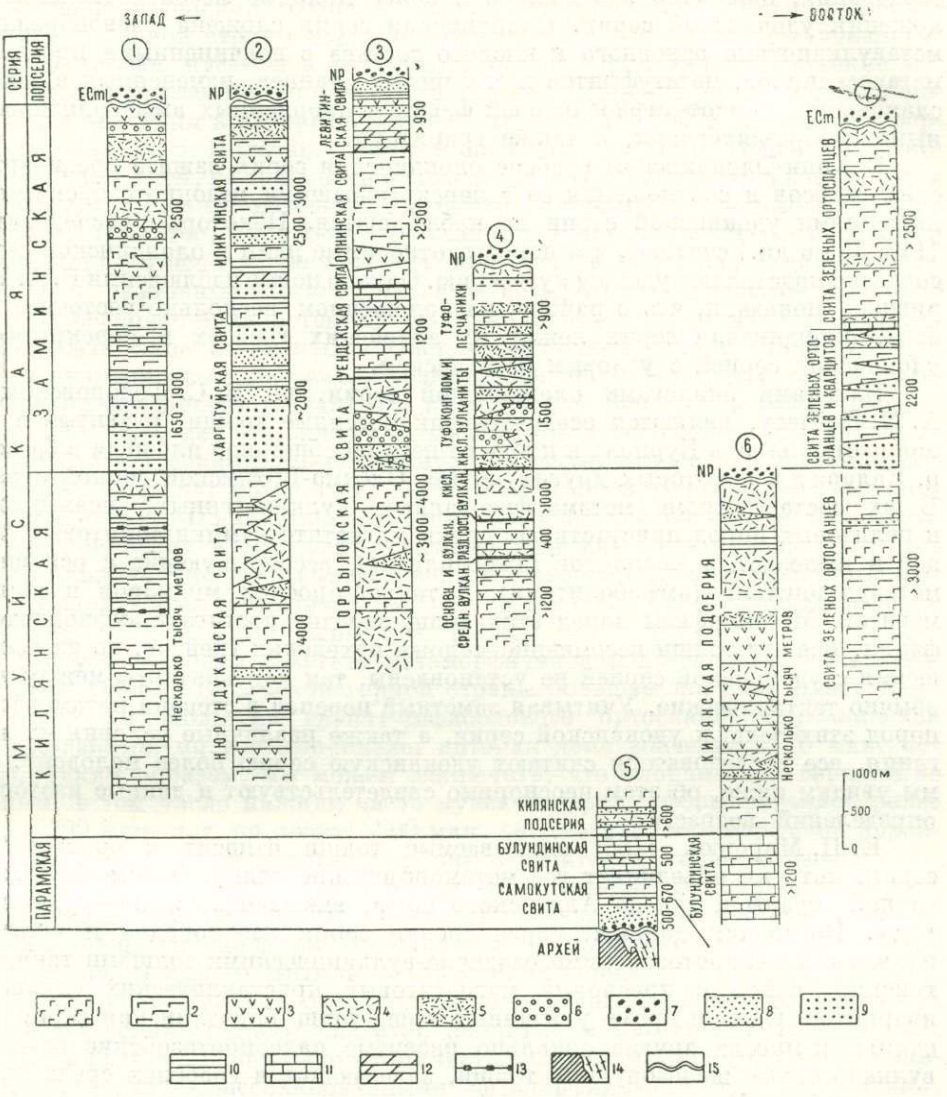


Рис. 14. Сопоставление разрезов муйской серии Байкальской складчатой области.

1 — вулканиты основные; *2* — зеленые ортосланцы и ортоамфиболиты; *3* — вулканиты средние; *4* — вулканиты кислые; *5* — туфы вулканитов, преимущественно кислых и средних; *6* — туфоконгломераты; *7* — конгломераты; *8* — песчаники полимиктовые; *9* — кварциты; *10* — парасланцы; *11* — известняки кристаллические; *12* — доломиты кристаллические; *13* — джеспилиты; *14* — архейские гнейсы, мраморы и гранитогнейсы; *15* — угловое несогласие; NP — неопротозой; ECm — эокембрий; номера колонок: *1* — Северо-Западное Прибайкалье (реки Тыя и Холодная), *2* — Западное Прибайкалье (Байкальский и Приморский хребты), *3* — Южно-Муйский хребет (р. Горбылок), *4* — Северо-Муйский хребет (р. Киляна), *5* — Северо-Муйский хребет (р. Самокут), *6* — Делюн-Уранский хребет (р. Янгуда), *7* — западная часть хр. Кодар (р. Талои).

Развитие осадочно-вулканогенных толщ на северо-востоке Байкальской складчатой области выяснено в последние годы исследованиями В. С. Федоровского и А. М. Лейтеса [305], С. Н. Нужнова [200], Е. П. Миронюка [185], а также В. А. Кудрявцева и Л. В. Травина. Характерным представителем рассматриваемых образований является мощная (до 2500 м) осадочно-вулканогенная олондинская серия, развитая локально в бассейнах рек

Олондо и Хани в пределах Хани-Олондинского грабена. С. Н. Нужновым с соавторами [200] она выделялась под названием олондинской свиты и относилась к «сахаборской серии», в состав которой, как показали новые исследования, ошибочно включались и более молодые мезопротозойские отложения удоканской серии. Олондинская серия сложена разнообразными метавулканитами основного и кислого состава с подчиненными прослоями метапесчаников, метатуффитов и слюдистых сланцев, измененных в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации и прорванных амфиболизированными габбро-диабазами, а также гранитами.

В Хани-Олондинском грабене олондинская серия зажата среди архейских гнейсов и соотношения ее с перекрывающими мезопротозойскими отложениями удоканской серии не наблюдаются. Некоторые исследователи [148, 305 и др.] считают, что породы, относимые нами к олондинской серии, согласно подстилают удоканскую серию. Однако новые наблюдения В. А. Кудрявцева показали, что в районе, расположенном несколько восточнее грабена, олондинская серия лежит на архейских гнейсах и перекрывается удоканской серией с угловым несогласием.

Близкими аналогами олондинской серии, по В. С. Федоровскому и А. М. Лейтесу, являются осадочно-вулканогенные толщи, развитые в южной части гольцов Бурпала и к югу от него на обширной площади в бассейне р. Калара и в некоторых других местах Олёкмо-Витимской горной страны. В их составе кроме метаморфизованных вулканогенных, псаммитовых и пелитовых пород присутствуют пачки магнетито-куммингтонитовых сланцев и железистых кварцитов (джеспилитов), ассоциирующие с основными метавулканитами (амфиболитами), а также прослои мраморов и конгломератов. Метаморфизм пород этих толщ нередко достигает амфиболитовой фации. Все эти толщи несомненно моложе архейских гнейсов, но их соотношения с удоканской серией не установлены, так как контакты между ними обычно тектонические. Учитывая заметный перепад в степени метаморфизма пород этих толщ и удоканской серии, а также различные условия их залегания, все исследователи считают удоканскую серию более молодой*. Как мы увидим ниже, об этом неоспоримо свидетельствуют и данные изотопных определений возраста.

Е. П. Миронюк [185] описываемые толщи относит к борсалинской серии, которая объединяет все метаморфические толщи Олёкмо-Витимской горной страны и запада Алданского щита, вмещающие железорудные породы. По нашим данным, борсалинская серия неоднородна и включает наряду с палеопротозойскими осадочно-вулканическими толщами также архейские гнейсы с прослоями магнетитовых кристаллических сланцев и кварцитов. Однако кроме указанных выше толщ борсалинская серия объединяет и многие другие локально развитые палеопротозойские осадочно-вулканогенные железорудные толщи, залегающие в грабенах среди архейских гнейсов Чарского выступа Алданского щита, например в бассейнах рек Тяни, Орюс-Миэле и др.

По мнению В. С. Федоровского и А. М. Лейтеса [305], рассматриваемые толщи сформировались в узких приразломных геосинклинальных трогах, возникших в самом начале заложения подвижного пояса. Названные авторы выделяют в Олёкмо-Витимской горной стране ряд таких «трогов», но наши исследования показывают, что некоторые отложения, относимые к «троговому комплексу», в действительности развиты в пределах широкого Байкальского эвгеосинклинального пояса и принадлежат муйской серии. Это, в частности, относится к отложениям так называемого «Таллаинского трога» и осадочно-вулканогенным толщам, занимающим обширные поля

---

* В. С. Федоровский и А. М. Лейтес полагают, что в гольцах Бурпала удоканская серия лежит согласно на осадочно-вулканогенной железорудной толще, однако наблюдения Ю. В. Богданова, Л. В. Травина и других показали, что там они разделены крупным разрывным нарушением.

в бассейне Калара («Каларский трог»). Указанное обстоятельство лишний раз подчеркивает сходство (почти тождество) отложений, развитых в «трогах», с отложениями муйской серии.

Палеопротозойский возраст осадочно-вулканогенных толщ Олёкмо-Витимской горной страны надежно определяется изотопным датированием. K-Ar датировки мусковита из пегматитов, секущих метаморфические породы рассматриваемого комплекса, в гольцах Бурпала по р. Калакан показывают значения в интервале 2370—2420 млн. лет [305], а в более северных районах, по р. Налстак, — 2510 и 2540 млн. лет [185]. Подобные мусковитовые пегматиты, но только расположенные среди гнейсов архея по р. Хани датируются тем же методом по слюде около 2900 млн. лет (данные М. З. Глуховского). Известно, что в Восточной Сибири архейские пегматиты мусковит не содержат (за исключением редких новообразований в зонах диафтореза), тогда как различные мусковитоносные пегматиты встречаются довольно часто в осадочно-вулканогенных толщах и более молодых отложениях. Раньше все такие пегматиты в Олёкмо-Витимской горной стране относились к куандинскому комплексу гранитоидов, более молодому, чем удоканская серия мезопротозоя [249]. Но куандинские гранитоиды имеют возраст около 1900 млн. лет (см. ниже), а рассматриваемые гранитоиды являются гораздо более древними. По-видимому, их следует относить к самостоятельному комплексу, для которого Е. П. Миронюком [185] предложено название «чародаканский». По-видимому, к этому комплексу относятся и пегматиты, содержащие ортит и мусковит, секущие железорудные породы архея на южной окраине Чарского выступа вблизи выходов осадочно-вулканогенных толщ. *Возраст этих пегматитов надежно установлен Pb-изотопным методом* по ортиту в 2600—2700 млн. лет [249].

Для установления возраста метаморфизма пород осадочно-вулканогенных толщ Олёкмо-Витимской горной страны большое значение имеет K-Ar датировка амфибола из гранат-амфиболового ортосланца борсалинской серии, развитой по р. Орюс-Миэле, которая дала значение 2670 млн. лет [185]. Таким образом, мы можем заключить, что олондинская серия и ее аналоги, в том числе нижняя часть муйской серии, сформировались ранее 2600—2700 млн. лет, но позже 3500 млн. лет (возраст метаморфизма архейских гнейсов) и, следовательно, все они относятся к палеопротозою.

Как показано нами в монографии, посвященной Байкальской горной области [249], муйской серии в Северо-Байкальском нагорье соответствует чуйская толща, в Западном Прибайкалье — сарминская (муйская) серия, а в бассейне Верхнего Витима — гаргинская серия.

Олондинской серии в *западной части Алданского щита* соответствует субганская серия (толща), развитая локально в Субганском грабене [87, 171]. Серия эта в нижней (вскрытой) части сложена метаморфическими сланцами, а вверху — рассланцованными метапорфиритами и порфироидами, близко напоминает образования Олондинского грабена.

Весьма близким аналогом муйской серии в *Становой складчатой области* являются осадочно-вулканогенные метаморфические толщи янкано-джелтулакского комплекса, развитого в центральной части Становика [64], и кавыктинская, часовинская и соболинская свиты вместе взятые (*амазарская — никиткинская серия*), *установленные на юго-западе этого региона* [132]. Помимо сходства в составе пород с муйской серией их объединяет присутствие в них одинаковых интрузий габброидов, диоритов и плагиогранитов. Возраст метаморфических пород янкано-джелтулакского комплекса, определенный K-Ar методом 2000—2100 млн. лет, по-видимому, значительно «омоложен» под воздействием наложенных термальных процессов, имевших место 1900—2000 млн. лет назад. Вместе с тем не исключено, что рассматриваемый метаморфический комплекс Становика, подобно муйской серии, включает отложения палеопротозоя и мезопротозоя, а завершающий формирование этого комплекса диастрофизм относится к карельскому циклу.

В южном обрамлении Сибирской платформы, западнее Байкальской складчатой области, аналоги муйской серии известны в *Присаянье*, где они представлены вулканогенно-осадочными толщами Урикско-Ийского и Онотского грабенов [92, 289]. Одной из характерных черт этих толщ является наличие в их составе (в свитах Сосновый Байц и урикской, или далдарминской) полосчатых железистых руд типа джеспилитов. Как уже указывалось, эти же образования присутствуют и в составе муйской серии Северо-Западного Прибайкалья. Обращает на себя внимание присутствие карбонатных пород в низах разреза палеопротозоя Присаянья (ондотская и камчадальская свиты) и стратотипа этих отложений в Байкальской горной области (булундинская свита). По новым данным А. З. Коникова, в Урикско-Ийском грабене на осадочно-вулканогенных отложениях несогласно залегает существенно терригенная белореченская свита, тогда как в Онотском грабене ее аналог — иретская свита — лежит на подстилающих вулканитах без перерыва. Обе упомянутые свиты сопоставляются нами с заминской подсерией муйской серии, относящейся к мезопротозою. Таким образом, в Урикско-Ийском грабене диастрофизм, завершающий палеопротозойскую эру, проявился не только в изменении состава пород (образовании мощной толщи обломочных пород), но и в формировании углового несогласия.

Палеопротозойские толщи, вероятно, присутствуют в *Хамар-Дабане*. Стратиграфия докембрия этого района изучена еще недостаточно, и взаимоотношения различных метаморфических толщ там большей частью тектонические. Естественно, поэтому и корреляция развитых там толщ со стратотипами не может быть надежной. По-видимому, к палеопротозою принадлежит мощная хангарульская толща («серия») метаморфизованных терригенных пород, отчасти мраморов и амфиболитов (основных метавулканитов?). Соотношение этой толщи с архейскими образованиями неясно. Многие исследователи считают ее верхним членом разреза архейского комплекса, но гораздо более слабый метаморфизм слагающих ее пород, по сравнению с архейскими, а также наличие местами между ними резкого перепада в степени метаморфизма свидетельствуют, скорее, в пользу более молодого — палеопротозойского, ее возраста. Хангарульская толща ближе всего напоминает гаргинскую серию (толщу), развитую в стороне от зоны глубинных разломов и поэтому сравнительно бедную вулканогенными породами.

К более высоким подразделениям палеопротозоя в Хамар-Дабане, по-видимому, относится иркутная свита и ее аналоги (нарынская и ингасунская свиты), сложенные мраморами, переслаивающимися с сильно метаморфизованными терригенными и, вероятно, вулканогенными породами [289]. Эта свита не имеет близких аналогов в стратотипических разрезах Байкальской горной области, но она несколько напоминает часть разреза палеопротозоя Урикско-Ийского грабена Присаянья.

В пределах *Восточно-Саянской складчатой области* и в сопредельных с ней районах Алтае-Саянской складчатой области, например в Туве, палеопротозойские супракрустальные толщи тесно связаны с согласно их перекрывающими толщами мезопротозоя. В Удско-Дербинской структурно-формационной зоне они слагают нижнюю часть дербинской серии (алыгджерскую и ханскую свиты), а в Иркутно-Окинской зоне — соответствующую часть китойской серии (архутскую и иркутную свиты). О том, что упомянутые мощные серии объединяют в своем составе палеопротозойские и мезопротозойские образования, можно судить по тому, что самые нижние их свиты (алыгджерская и архутская) очень похожи по составу, строению и степени метаморфизма на хангарульскую и гаргинскую толщи, а также на тесхемскую и мугурскую свиты Тувы, из которых последняя вмещает джеспилиты, характерные для палеопротозоя. Архутская свита, согласно В. К. Маньковскому [289], ложится трансгрессивно непосредственно на архейские породы. Вышележащие свиты в обеих сериях (ханская и иркутная свиты) имеют существенно карбонатный или терригенно-карбонатный

состав и весьма близки иркутной свите Хамар-Дабана и урикской свите Присаянья.

В самой верхней части дербинской серии — в жайминской свите — присутствуют онколиты, крайне редкие в палеопротозое, но очень обычные в более молодых подразделениях протозоя. Кроме того, жайминская свита трансгрессивно, а в некоторых местах, видимо, согласно перекрывается кувайской серией, содержащей онколиты, характерные уже для неопротозоя. Подобным же образом аналоги жайминской свиты в Туве — билинская и чартысская свиты — согласно перекрываются айлыгской и нарынской свитами, содержащими такие же онколиты. Представляется существенным то, что обе серии состоят из двух неполных осадочных макроритмов, каждый из которых начинается терригенными толщами и заканчивается карбонатными. К палеопротозою, вероятно, относятся только отложения нижнего макроритма. Терригенные или карбонатно-терригенные породы, начинающие верхние макроритмы (сигачская и уртагольская свиты), характеризуют начало мезопротозойского этапа осадконакопления. Такое двуцикличное строение разрезов дербинской и китойской серии, можно думать, обусловлено колебательными движениями, явившимися отзвуком палеопротозойского диастрофизма.

В *Енисейском кряже* к палеопротозою относится енисейская серия сильно измененных терригенных и вулканогенных пород, которая по своему вещественному составу и строению разреза близко напоминает хангарульскую и гаргинскую серии Присаянья и Верхнего Витима и отчасти алыгджерскую и архутскую свиты Восточного Саяна. Вместе с ними она, по-видимому, принадлежит к тому типу эвгеосинклинальных отложений, который характеризуется умеренным количеством вулканитов. Судя по тому, что в Енисейском кряже широко развиты палеопротозойские граниты и породы енисейской серии слагают самостоятельный структурный ярус, резко отличных от вышележащего мезопротозойского, есть основание считать, что диастрофизм, завершающий палеопротозойскую эру, проявился в этом регионе достаточно энергично.

В *Таймырской складчатой области* палеопротозойские образования выделяются с известной долей условности, поскольку для них отсутствуют «неомоложенные» (реликтовые) изотопные датировки. Судя по составу развитых там толщ (ортоамфиболиты, амфиболовые и биотит-гранатовые гнейсы), они относятся к эвгеосинклинальному терригенно-вулканогенному формационному типу и, по-видимому, могут быть сопоставлены с енисейской, хангарульской, гаргинской и другими сериями подобного состава.

В северо-западной части Таймыра взаимоотношения амфиболовых гнейсов, выделяемых А. И. Забиякой [112] в тревожнинскую серию палеопротозоя, с вышележащими терригенными породами харитоновской серии мезопротозоя замаскированы вследствие переработки структур во время сильного мезопротозойского диастрофизма, обусловившего образование окаймленных гнейсовых куполов. В восточной части Таймыра, по данным М. Г. Равича [233], между палеопротозойскими и мезопротозойскими комплексами отмечается резкое угловое несогласие.

В *Оленекском поднятии Сибирской платформы* к палеопротозою условно относятся образования фундамента, представленные эекитской серией метаморфизованных терригенных пород, прорванной интрузиями основного и кислого состава [22, 155]. K-Ar датировки слюд из гранитов и метаморфических пород серии показывают значения в интервале 1950—2080 млн. лет, которые отвечают карельскому циклу диастрофизма, однако не исключено, что они характеризуют время проявления процессов мезопротозойского «омоложения», а сама эекитская серия и секущие ее интрузивные породы имеют более древний возраст.

В пользу этого мнения свидетельствует также резкое структурное несогласие между эекитской серией, залегающей в фундаменте платформы, и перекрывающими ее горизонтально неметаморфизованными отложениями

неопротозоя (солоолийская серия), слагающими основание платформенного чехла. Если бы эекитская серия и рвущие ее абиссальные интрузивные породы относились к мезопротозою, то оба комплекса вряд ли отличались столь резко в формационном отношении. Наконец, для того чтобы метаморфические и интрузивные породы были обнажены, а складчатая область пенепленизирована, должен был пройти весьма значительный период денудации. Необходимо отметить, что в базальных конгломератах маастахской свиты эпипротозоя, залегающей трансгрессивно на эекитской серии, наблюдаются гальки джеспилитов (в коренном залегании джеспилиты в эекитской серии не найдены). В Сибири джеспилиты встречаются преимущественно в палеопротозойских толщах.

Палеопротозойские супракрустальные серии, вероятно, присутствуют и в разрезах докембрия Центрально-Азиатской складчатой системы, но радиометрическими методами их возраст пока не обоснован. Более или менее достоверно они выделяются в Казахстане и Северном Тянь-Шане.

В Западном *Казахстане* к ним принадлежат осадочно-вулканогенные толщи, развитые в Улутау, которые включаются в состав аралбайской (до 6500 м), и залегающей на ней согласно, карсакпайской (до 4000 м) серий. Обе эти серии сложены различными измененными вулканитами липарито-дацитового, кератофирового, базальтового и спилитового состава, чередующимися с прослоями или пачками туфов, туффитов и метаосадочных пород (сланцев, филлитов, мраморов, метапесчаников); характерной их особенностью является присутствие на разных уровнях горизонтов джеспилитов. Аралбайская серия залегает с угловым несогласием на гнейсах беклургапской серии архея, и обе серии несогласно перекрываются майтюбинской серией нижнего неопротозоя или мезопротозоя*. Отложению майтюбинской серии предшествовали складчатость и внедрение гранитоидов [114].

В Северном Казахстане (Кокчетавский массив) к палеопротозою может быть отнесена осадочно-вулканогенная боровская серия (5000 м) в составе ефимовской и иманбурлукской свит, залегающая на гнейсах зерендинской серии архея, но трансгрессивно перекрытая кууспекской серией нижнего неопротозоя (?). В ефимовской свите содержатся прослои гематитовых сланцев.

В *Средней Азии* палеопротозой выделяется условно и только в Северном Тянь-Шане, где к нему, возможно, относится киргизская (макбальская) серия, более молодая, чем развитый там гнейсовый комплекс архея. Верхняя возрастная граница серии недостаточно определена, так как перекрывающие отложения докембрия не датированы и могут относиться к неопротозою. Поэтому не исключено, что киргизская серия принадлежит мезопротозою. Серия сложена различными сланцами, кварцитами, мраморами и амфиболитами, измененными в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. По мнению В. Н. Огнева и Л. Н. Бельковой [61], с киргизской (макбальской) серией в более восточных районах Центрально-Азиатской системы должен сопоставляться близкий по составу метаморфический комплекс, развитый в Куруктаге (Китай, провинция Синьцзян), где он залегает с крупным структурным несогласием на гнейсах архея.

Образования, относящиеся к рассматриваемой группе, по-видимому, широко распространены в ряде других районов *Китая*, но достоверно палеопротозойский возраст установлен только для серии Аньшань, развитой в провинции Ляонин. Серия эта состоит главным образом из сильно измененных основных лав, представленных амфиболовыми, хлоритовыми и актинолитовыми ортосланцами и амфиболитами, чередующимися пачками филлитов и железистых кварцитов (джеспилитов), имеющих большое промышленное значение. Перекрывается она резко несогласно мезопротозойской серией

---

* Выделяемая Ю. А. Зайцевым и Л. Н. Филатовой [114] над карсакпайской серией и под майтюбинской вулканогенная жийдинская серия является, скорее всего, верхней частью карсакпайской серии.

Ляохе. По данным Н. И. Полевой, Ли Пу [173] и А. И. Тугаринова [300], мусковит из пегматитов, секущих аньшаньские породы, датируется К-Ar методом в 2250—2330 млн. лет; однако эти значения несколько «омоложены», поскольку ортит из этих же пегматитов по данным Pb-изотопного метода имеет возраст 2560 млн. лет. Таким образом, верхняя возрастная граница серии (возраст гранитов и сопряженного метаморфизма) определяется примерно 2600 млн. лет, т. е. соответствует кеноренскому диастрофизму, завершившему палеопротозойскую эру.

Менее ясным представляется возраст серии («системы») Утай, слагающей основание древних толщ в провинции Шаньси. Согласно исследованиям Ма-Син-юаня и других геологов [213], серия образована амфиболовыми, хлоритовыми, слюдяно-кварцевыми и другими метаморфическими сланцами, *а также известковистыми филлитами, среди которых находятся пачки* измененных спилитов, туфов и железистых кварцитов (джеспилитов «аньшаньского типа»). Бóльшая часть серии образована зелеными сланцами, образовавшимися, вероятно, за счет основных вулканитов, и поэтому серия Утай иногда еще называется «системой Зеленых сланцев». На утайских породах *несогласно залегают конгломераты мезопротозойской серии Хуто. Слюды* (мусковит и биотит) из пегматитов, секущих утайские амфиболиты, датируются К-Ar методом в 1860 млн. лет [300], т. е. они имеют возраст карельского диастрофизма, завершившего мезопротозойскую эру. На этом основании серию Утай можно было относить к мезопротозою. Однако, как указывают Ма Синь-Юань и его соавторы, утайские породы «прошли, по крайней мере, через два орогенических цикла, причем особенно интенсивной мигматизации и гранитизации они подверглись во время люйлянских движений» [213, с. 156], имевших место после образования серии Хуто. Таким образом, приведенные значения возраста пегматитов, скорее всего, характеризуют возраст второго диастрофического (люйлянского или карельского) цикла, а следовательно, серия Утай может иметь гораздо более древний возраст.

В *Северной Корее* аналогом серии Аньшань, по-видимому, является серия Мачхоллён, сложенная различными сланцами, гнейсами и амфиболитами, среди которых заключены пачки доломитовых мраморов и джеспилитов; последние тесно ассоциируют с ортоамфиболитами (метавулканитами). Эта метаморфическая серия трансгрессивно перекрывается неопротозойскими *осадочными отложениями серии Санвон. Биотиты из сланцев серии* Мачхоллён датированы в интервале 1600—1700 млн. лет, но эти значения, вероятно, сильно «омоложены», так как мачхоллёнские породы были по меньшей мере дважды метаморфизованы и интенсивно смяты в складки.

Также очень похожи на серию Аньшань метаморфические толщи, развитые на *Советском Дальнем Востоке. Имеются в виду* осадочно-вулканогенные серии Ханкайского массива (в составе тургеневской, нахимовской и татьяновской свит), Буреинского антиклинория (в составе амбардахской, саганарской и лепиканской свит) и Хингано-Буреинского массива (амурская серия в составе туловчихинской, дичунской и урильской свит). Все они сложены метаморфизованными в условиях амфиболитовой, реже зеленосланцевой фации породами: различными сланцами, в том числе основными ортосланцами, гнейсами, амфиболитами, кварцитами, мраморами. В Ханкайском массиве они лежат выше архейского гнейсо-гранулитового комплекса (иманской серии), а в других местах являются самыми древними подразделениями докембрия. Везде они несогласно перекрываются мезопротозойскими отложениями. Возраст их изотопными методами пока не определен.

Весьма широко палеопротозойские образования развиты на юге Азии в пределах *Индостанской платформы*. Их стратотипом является серия или надсерия Дхарвар (Дарвар) Южной Индии, которая индийскими геологами выделяется в ранге «системы». Нормальный разрез серии и состав слагающих *ее пород в разных районах несколько варьируют. Наиболее полный разрез* серии отмечается для так называемого «сланцевого поля Шимога-Дхарвар»,

где, по данным Б. Рама Рао [571, 572] и М. Кришнана [158, 159], последовательность отложений такова (сверху вниз):

Верхняя часть «системы» Дхарвар	Железистые кварциты Известняки Аргиллиты и карбонатные сланцы Кварциты и конгломераты
	Несогласие
Средняя часть «системы» Дхарвар	Полосчатые железистые кварциты Известняки и доломиты Филлиты, хлоритовые сланцы и т. д. Конгломераты
	Несогласие (перерыв)
Нижняя часть «системы» Дхарвар	Лавы ра ичного состава, обычно метаморфизованные, полосчатые железистые кварциты Зеленокаменные породы, амфиболиты, роговообманковые гнейсы Древнейшие гнейсы и вулканиты

Следует отметить, что приведенная последовательность не может считаться вполне выясненной вследствие сла ой разработанности стратиграфии нижнего докембрия Индии вообще. Из схемы видно, что надсерия Дхарвар состоит из трех частей, или серий, разделенных перерывами. Наиболее распространена нижняя осадочно-вулканогенная серия, которая развита во всех других районах Южной Индии и, по существу, только одна представляет собой надсерию Дхарвар. Очень вероятно, что верхняя часть надсерии представляет собой самостоятельный комплекс осадочных отложений более молодого (мезопротозойского) возраста, условно объединяемый с нижележащими гораздо сильнее метаморфизованными и более складчатыми осадочно-вулканогенными толщами. В дальнейшем под серией Дхарвар будем иметь в виду только нижнюю и среднюю части надсерии. С ней мы имели возможность познакомиться во время геологической экскурсии XXII сессии МГК в 1964 г., и наши наблюдения частично использованы для характеристики серии.

По характеру серия Дхарвар (s. str.) представляет собой типичную осадочно-вулканогенную формацию (или группу формаций) геосинклинальных поясов. Вулканиты, представленные различного рода метаморфизованными диабазами, спилитами (в том числе шаровыми спилитами) и кератофирами, приурочены главным образом к нижней и средней частям серии, но покровы лав нередко встречаются на всех уровнях. Филлиты, слюдистые сланцы, метапесчаники, кварциты и карбонатные породы тяготеют к верхней части разреза. Весьма характерны тонкополосчатые железистые кварциты или джеспилиты, как правило ассоциирующие с метавулканитами. Наиболее мощные пачки железорудных пород, с которыми связаны месторождения переотложенных при процессах метаморфизма и гипергенеза железных руд, заключены в середине серии. В складчатых поясах, сложенных дхарварскими образованиями, отчетливо выражена метаморфическая зональность, связанная с расположением древних структурно-формационных элементов, глубинных разломов, гранитных интрузий и т. д. Породы серии метаморфизованы от средних ступеней зеленосланцевой фации до амфиболитовой. В ряде синклинорных структур установлено некоторое усиление метаморфизма к подошве серии, обусловленное, скорее всего, мобилизацией архейского фундамента при образовании структур типа гнейсовых куполов.

Осадочно-вулканогенные толщи прорваны в ряде мест интрузиями габброидов и гипербазитов, а также большими плутоническими телами позднеорогенных гранитов. Местами, в узких зонах, проявлена синкинематическая гранитизация. К числу наиболее известных постдхарварских (палеопротозойских) плутонов относится Клосепетский массив, сложенный разнообразными гранитами, главным образом розовыми и розово-серыми крупно-

зернистыми, часто порфировидными. Граниты сопровождаются пегматитами и лампрофирами.

Дхарварские отложения собраны в линейные складки выдержанного на большом протяжении простирания. Наряду с такого рода складками характерны купольные структуры. На геологических картах Индии видно, что отложения дхарварской серии (и ее аналогов) сосредоточены в определенных поясах. Можно думать, что эти пояса соответствуют палеопротозойским геосинклинальным системам, окаймлявшим древние платформы, сложенные архейскими породами. Об этом свидетельствуют правильный характер группировки палеопротозойских складчатых поясов, а также закономерное изменение фаций отложений, типа складчатости и метаморфизма пород вкрест простирания систем.

Как было показано нами ранее (см. гл. IV), дхарварские отложения являются не самым древними образованиями Индостана, как это считают индийские геологи, а залегают несогласно, местами (район Калара) с конгломератами в основании, на гнейсо-гранулитовом комплексе архея. Верхняя граница серии определяется трансгрессивным залеганием на ней и на рвущих ее гранитах осадочных толщ неопротозойской надсерии Куддапах. Если справедливо наше предположение о мезопротозойском возрасте верхней части серии, то на дхарварских (s. str.) образования несогласно залегают и мезопротозойская группа (см. гл. VI) *.

Радиометрические определения возраста дхарварских метаморфических пород и гранитов при помощи K-Ar метода большей частью показывают значения от 1900 до 2200 млн. лет. Эти значения, безусловно, сильно омоложены в результате позднейших термальных процессов. Лишь некоторые «реликтовые» K-Ar датировки по амфиболам из амфиболовых сланцев показывают возраст до 2700 (2630) млн. лет, а единичная датировка мусковита из слюдистых сланцев — 2800 (2700) млн. лет [559]**. Rb-Sr изохрона, построенная по 8 образцам дхарварских метавулканитов, показывает возраст 2345 ± 60 млн. лет, а изохрона по 10 образцам постдхарварских клосепетских гранитов — 2380 ± 35 млн. лет, но по другим породам получена изохрона около 2700 ± 400 млн. лет, которая рассматривается А. Крауфордом [400] как вероятный возраст этих гранитов. Возраст дхарварского амфиболита из района Колара, по данным Pb-модельного метода, 2900 млн. лет [40], но эта датировка не очень точная. Вероятно, значения 2600—2700 млн. лет ближе всего характеризуют время палеопротозойского диастрофизма.

Таким образом можно заключить, что серия Дхарвар Индии по многим особенностям состава и строения, а также по времени образования весьма близка к палеопротозойским эвгеосинклинальным комплексам рассмотренных ранее регионов.

Близким аналогом надсерии Дхарвар на северо-востоке Индостанского полуострова, в штате Орисса, является железорудная надсерия Орисса. Эта надсерия изучалась многими геологами, предлагавшими для нее различные стратиграфические схемы [158]. Согласно позднейшим исследованиям Г. Прасада Рао и его соавторов [564], надсерия состоит из шести толщ (серий), разделенных несогласиями, в составе которых присутствуют в различных соотношениях метавулканиты, хлоритовые, амфиболовые и слюдистые сланцы, филлиты, кварциты, метапесчаники, конгломераты, а также железистые кварциты (джеспилиты), слагающие несколько горизонтов; в одной из толщ содержатся марганцевоносные сланцы. Серии разделены интрузиями габбро и ультраосновных пород, а иногда и гранитов. По мнению некоторых индийских геологов, указанная стратиграфическая схема сильно осложнена вследствие не всегда оправданных конструкций отдельных частей разреза, и многие несогласия между сериями не являются доказан-

---

* См. примечание на с. 273.

** Имеется одна K-Ar датировка амфиболового гнейса, показывающая значение 3420 (3295) млн. лет, но неясно, относится ли она к дхарварским или к подстилающим породам.

ными. Мы предполагаем, что интрузии габбро и ультраосновных пород не разделяли серии, а сопровождали разновременные излияния основных лав. По-видимому, это относится и к некоторым субвулканическим натровым гранитам (гранофирам), *которые могли быть комагматичными с кислыми вулканитами.*

Вместе с тем очень вероятно, что надсерия Орисса так же, как и надсерия Дхарвар, объединяет отложения разных групп докембрия: нижняя ее часть, с большим количеством вулканитов и содержащая джеспилиты, относится к палеопротозою, а верхняя часть, отделенная крупным несогласием и внедрением гранитов, состоящая главным образом из конгломератов, кварцитов, сланцев и граувакк и слабо измененных лав (вверху), принадлежит мезопротозою. Надсерия Орисса залегает несогласно на гнейсовом комплексе архея Восточных Гат (включающем чарнокиты и гранулиты). Палеопротозойский возраст нижней (преобладающей по мощности) части надсерии доказывается на основании прорывания ее гранитами Сингбхум (Сингбум), возраст которых определен разными методами 2700 млн. лет. Существенно, что лавы и долериты, венчающие всю надсерию, датируются К-Ar методом в 1665—1745 (1600—1700) млн. лет [559], что подтверждает отнесение верхней части разреза к мезопротозою.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Палеопротозойские супракрустальные и плутонические образования в Северной Америке широко распространены на территории Канадско-Гренландского щита и известны также во многих районах Северо-Американских Кордильер. Только на значительной площади, расположенной на северо-востоке щита, они, по-видимому, отсутствовали изначально. Эта площадь, к которой относятся древний жесткий блок Унгава и прилежащие к нему провинция Найн и северная часть провинции Гренвилл, о. Баффинова Земля и п-ов Бутия в Арктической Канаде, а также северная часть Гренландии, в палеопротозое, вероятно, относилась к большому приподнятому кратонному массиву, который мы предлагаем назвать Баффинова платформа (протоплатформа).

Почти во всех регионах палеопротозойские супракрустальные образования представлены измененными в зеленосланцевой или реже в амфиболитовой фации метаморфизма вулканогенными и осадочными толщами эвгеосинклинального типа. Типичные миогеосинклинальные формации среди них не известны или пока не выявлены, однако некоторые сравнительно редкие серии с небольшим количеством вулканитов, в составе которых широко развиты различные терригенные породы, приближаются к миогеосинклинальным формациям. Следует отметить, что толщи, которые мы относим к формациям переходного типа, изучены слабо и нельзя исключить, что некоторые из них представляют собой только часть мощного разреза эвгеосинклинальных комплексов, характеризующуюся преобладанием осадочных пород.

Осадочно-вулканогенные серии палеопротозоя в большинстве районов *Канадско-Гренландского щита* очень похожи друг на друга по составу слагающих их пород. Среди них преобладают измененные основные вулканиты, часто представленные шаровыми лавами, затем граувакки, различные туфы и туффиты; несколько менее развиты средние и кислые вулканиты, а также аркозы, еще реже — кварциты и карбонатные породы. Конгломераты и туфоконгломераты встречаются на разных стратиграфических уровнях, иногда слагая довольно мощные горизонты; местами известны и базальные конгломераты или аркозы (см. гл. IV). Во многих сериях присутствуют тонкополосчатые железисто-кремнистые (иногда железисто-кремнисто-карбонатные) породы — джеспилиты, как правило тесно пространственно ассоциирующие с вулканитами.

Вместе с тем внутреннее строение осадочно-вулканогенных толщ и степень метаморфизма пород варьируют от места к месту; отчасти поэтому

в разных районах, даже сравнительно близко расположенных друг от друга, рассматриваемые серии выделяются под разными названиями (см. схему корреляции, табл. III, вкладка). В тектонической провинции Сьюпириор (оз. Верхнее) осадочно-вулканогенные серии нередко имеют трехчленное строение: внизу и вверху они состоят преимущественно из обломочных пород с подчиненным количеством вулканитов, в средней части резко преобладают вулканиты; однако такое строение разреза выдерживается далеко не всегда.

Для обозначения нижней терригенной толщи в разных районах используются разные названия (Кучичинг, Маниготаган, Инглиш-Ривер, Понтиак и др.), для средней, вулканогенной, обычно наиболее мощной части разреза серии иногда употребляется обобщающее название Киватин или Абитиби, причем первое из них во многих случаях используется также для обозначения *совокупности нижней и средней частей разреза или даже всей серии*. Некоторые исследователи полагают, что нижняя терригенная толща Понтиак существенно синхронна вулканогенной толще Абитиби, являясь ее фациальной разновидностью. Верхняя терригенная или вулканогенно-терригенная толща не имеет общего названия, наиболее известными из местных ее наименований являются Тимискаминг, Дикинсон (Дайкинсон), Найф-Лейк. Эта толща нередко залегает на вулканитах со значительным размывом, и поэтому ее выделяют как самостоятельную серию.

Канадские исследователи прежде считали, что перерыв между Киватином (и его аналогами) и Тимискамингом (и его аналогами) обусловлен крупным диастрофизмом, с которым были связаны складчатость и интрузии гранитов (лаврентьевский диастрофизм). Однако исследования последних лет показали, что *в ряде случаев обе толщи (серии) залегают согласно*, а конгломераты Тимискаминга (и аналогов) содержат обломки как древних докиватинских гранитов, так и гранитоидов (часто субвулканических гипабиссальных), тесно связанных с киватинскими вулканитами [362, 378, 486, 616 и др.]. Существование самостоятельного лаврентьевского диастрофизма отрицается большинством исследователей докембрия Канады. В широко распространенной тектонической схеме К. Стоквелла [614] фигурирует лишь одна посттимискамингская (кеноренская) орогения, соответствующая в старых схемах алгоманскому диастрофизму.

В качестве наиболее показательного и по существу единственного примера, доказывающего существование лаврентьевского диастрофизма и отвечающих ему гранитов, обычно приводятся данные о геологическом строении района оз. Саганага, *расположенного на границе Канады и США* (провинция Онтарио — штат Миннесота). Новые исследования [339] подтверждают прежние наблюдения [457, 566] о том, что граниты Саганага прорывают вулканогенную толщу Киватина, а на них трансгрессивно залегают конгломераты Найф-Лейк. Однако эти наблюдения показывают, что граниты Саганага и более поздние гранитоиды Икарус и Голд-Айленд, рвущие конгломераты Найф-Лейк, почти не отличаются по своему возрасту; по данным Rb-Sr изохронного метода первые имеют возраст 2710 ± 560 млн. лет (по данным Pb-изотопного метода 2750 млн. лет), вторые — 2690 ± ± 480 млн. лет. Кроме того, граниты, точнее, кварцевые диориты (тоналиты) Саганага и так называемые «гнейсы» Нортерн-Лайт представляют собой, скорее всего, интрузивные и субвулканические образования, сопровождающие излияния вулканитов кислого и среднего состава. К такому выводу пришли и многие американские исследователи, в частности Г. Морей с соавторами [616], которые находят, что гипабиссальные интрузии гранитоидов (главным образом гранодиоритового и диоритового состава) формировались на протяжении всего периода накопления киватинских лав и поэтому они не могут быть отнесены к лаврентьевскому диастрофизму, а перерыв между Киватином и Тимискамингом (Найф-Лейк) часто отсутствует или едва выражен.

Какой из многих хорошо изученных разрезов палеопротозоя в тектонической провинции Сьюпипиор следует избрать в качестве стратотипического

трудно решить, но, по-видимому, лучше всего удовлетворяет требованиям, предъявляемым к стратотипу, разрез в районе Норанда — Малартик — Валь-д'Ор на границе Онтарио и Квебек [458, 516, 527]. Нижняя часть палеопротозоя здесь образована метаосадочными породами Понтиак, которые частично замещаются вулканитами вышележащей толщи Малартик. Как уже указывалось в предыдущей главе (см. архейская группа), по данным И. Голубека [486], конгломераты в нижней части Понтиака содержат обломки архейских гранитов и местами (оз. Киноджевис) лежат прямо на древнем гранитном фундаменте. Толща (серия) Малартик сложена главным образом основными вулканитами, но в ее верхней части обособляются покровы кислых лав и их пирокластических продуктов. На вулканитах (иногда замещая их) залегают метаосадочные и частично вулканогенные породы,

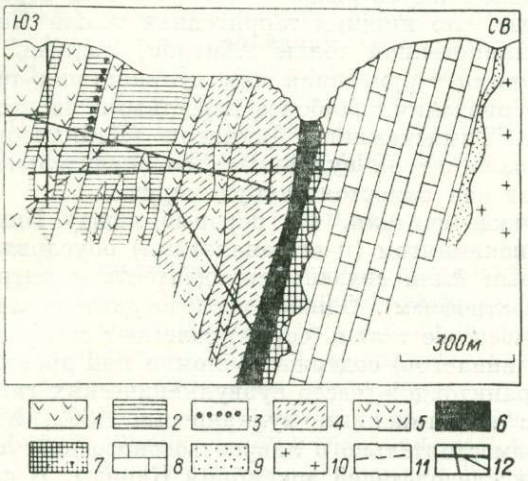


Рис. 15. Геологический разрез в районе рудника Эррингтон, оз. Стип-Рок. По А. Джоллиффу [499].

1—3 — вулканический комплекс (Киватин): *1* — основные лавы, *2* — туфы, *3* — конгломераты: *4—9* — серия Стип-Рок: *4* — пепловые туфы, *5* — шаровые лавы, *6* — гетитовая зона рудной толщи, *7* — марганцевая зона рудной толщи, *8* — доломиты, *9* — базальные конгломераты; *10* — граниты; *11* — сбросы *12* — горные выработки.

слагающие толщи Кавагама, Блэк-Ривер и Кадиллак. Все эти осадочно-вулканогенные серии рвутся гранитами (Лакорне и др.), которые датируются различными методами 2700 млн. лет. На палеопротозойских породах (включая граниты) резко несогласно лежат отложения гурона, относящиеся к мезопротозою.

Очень интересный, но своеобразный разрез нижней части палеопротозоя провинции Сьюпириор установлен А. Джоллиффом [499] в районе рудного месторождения Стип-Рок (Онтарио, вблизи границы в США), где наблюдается также контакт с подстилающими гранитами архея. Геологическое строение месторождения изучено многими исследователями по естественным обнажениям и многочисленным горным выработкам. В его окрестностях несогласно на гнейсовидных гранитах и диоритах, заключающих участки гнейсов, залегает серия Стип-Рок, которая состоит (начиная снизу) из базальных конгломератов, доломитов, рудной пачки и толщи пирокластических пород с покровами шаровых лав (свита Эшрок) общей мощностью от 300 до 1000 м. Выше располагаются весьма мощные вулканогенные толщи киватинского типа (рис. 15).

Базальные конгломераты залегают в углублениях достипрокских пород и состоят из галек и валунов подстилающих гранитоидов; местами они перемежаются с аркозами и гравелитами. Максимальная их мощность 200 м. Там, где они отсутствуют, непосредственно на граниты ложатся доломиты с редкими зернами кварца и небольшими гальками. Доломиты мелко- и криптокристаллические, мощность их до 500 м. В них были обнаружены строматолиты, а также своеобразные остатки с концентрически-радиальным строением, названные Ч. Уолкоттом [636] *Atikokania*, но которые, по-видимому, являются неорганическими образованиями [480]. Между доломитами и рудной пачкой имеется эрозионное несогласие. Рудные породы лежат на закарстованной и сильно размытой поверхности доломитов и местами прямо на гранитах. В нижней части рудной пачки находятся кремнистые породы с марганцевыми минералами, гётитом, гематитом, каолинитом и гиббситом; эти образования А. Джоллифф сравнивает с современными бокситами

типа «terra rosa». Выше размещаются породы, состоящие преимущественно из гётита и гематита с подчиненными количествами кварца и каолинита, которые заключают неправильные массы железистого пизолитового боксита. В верху рудной пачки находится много коломорфного пирита. Толща пирокластических пород и шаровых лав залегает на рудной пачке совершенно согласно и, в свою очередь, также согласно перекрывается мощными (несколько километров) толщами вулканитов.

Присутствие в районе Стип-Рока в основании вулканогенного комплекса доломитов с органическими остатками, неизвестных в других районах, сильно смущало многих геологов, относивших стипрокские породы к архею. Однако догуронский возраст этих образований ни у кого не вызывал сомнений. Кроме геологических данных об этом свидетельствуют и радиометрические определения возраста пород, показывающие значения более 2500 млн. лет [499]. K-Ar датировки филлита непосредственно из серии Стип-Рок показали возраст метаморфизма пород 2800 (2700) млн. лет [522].

Верхняя возрастная граница палеопротозоя в провинции Сьюпириор почти повсеместно фиксируется вполне уверенно, так как изотопные датировки метаморфических пород и кеноренских гранитов, определенные различными методами, в подавляющем большинстве случаев находятся в интервале 2550—2750 млн. лет, причем наиболее достоверные из них — в интервале 2650—2750 млн. лет. По данным Г. Хансона, С. Голдича и других исследователей [339], главный этап кеноренской складчатости, магматизма и метаморфизма имел место примерно 2700 млн. лет назад, а все более молодые датировки «омоложены». Кроме того, верхняя граница палеопротозоя геологически доказывается тем, что во многих районах провинции отложения киватин-тимискамингского комплекса перекрываются с угловым несогласием мезопротозоем (см. схему корреляции — табл. III, вкладка).

В тектонической провинции Черчилл рассмотренным выше образованиям соответствуют в общем аналогичные по составу и часто по трехчленному строению разреза осадочно-вулканогенные метаморфические серии, выделяемые в разных районах провинции под разными названиями (Тазин, Каминак, Сенфли, Васекван, Амиск и др.); иногда их описывают как зеленокаменные толщи киватинского типа или даже просто называют киватином. Подобно тому, как это имеет место в провинции Сьюпириор, многие из них содержат джеспилиты, ассоциирующие с вулканитами. Возраст их метаморфизма, определенный K-Ar и Rb-Sr методами, около 2600—2800 (2520—2700) млн. лет, но в некоторых районах он заметно «омоложен» под воздействием позднейшего метаморфизма.

В тектонических провинциях Слэйв (Невольничьего озера) и Медвежьего озера близким аналогом киватин-тимискамингского комплекса является серия Йеллоунайф. Стратиграфическая последовательность пород этой серии в разных участках несколько варьирует, но в общем нижняя часть серии сложена основными (часто шаровыми), реже кислыми, метавулканитами и их туфами и агломератами; верхняя часть, залегающая обычно согласно, иногда с размывом на нижней, — метаосадочными породами, преимущественно измененными граувакками, аркозовыми кварцитами, аркозами, конгломератами, туффитами и туфами. Терригенные породы в низу серии отсутствуют и основные вулканиты, как уже указывалось (см. архейскую группу), непосредственно ложатся на гнейсо-граниты фундамента. Согласно новым исследованиям Д. Хендерсона [468], с метавулканитами местами ассоциируют комагматические интрузии габбро-диоритов, внедрившиеся еще во время формирования серии. Йеллоунайфские породы рвутся также более молодыми гранитами, возраст которых по данным Rb-Sr изохронного метода 2650 млн. лет [452], а Pb-изотопного — 2610—2690 млн. лет [622]; K-Ar метод обычно показывает несколько «омоложенные» значения (2400—2500 млн. лет).

Аналогом серии Йеллоунайф на юго-востоке провинции Слэйв, в районе Большого Невольничьего озера (пограничном с провинцией Черчилл), является серия Уилсон, сложенная кислыми, реже основными метавулканитами, и внизу — мощной толщей кварцитов и субаркозов. По-видимому,

к ее верхней части относится толща сланцев и основных метавулканитов, отделенная от других толщ серии разрывным нарушением. Возраст метаморфизма серии и рвущих гранитов, по данным K-Ar метода, 2500 млн. лет.

Палеопротозойские образования в провинции Слэйв так же, как и в других тектонических провинциях Канадского (Канадско-Гренландского) щита, несогласно перекрываются различными сериями мезопротозойской группы (см. табл. III, вкладка).

К палеопротозою, по-видимому, принадлежат довольно сильно метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы, выделяемые в так называемый комплекс р. Клэр или серию Хермен, развитые в южной части тектонической провинции Гренвилл [302, 542]. Там они залегают несогласно на архейском комплексе Гренвилл, а выше их несогласно лежат отложения серии Флинтон, условно относимые нами к мезопротозою. Изотопные датировки пород серии Хермен, как обычно в провинции Гренвилл, показывают «омоложенные» значения. Основанием для отнесения этого комплекса к палеопротозою, помимо его стратиграфического положения в общем разрезе докембрия, является сходный с палеопротозойскими сериями других провинций состав пород, а также тот факт, что зеленокаменные толщи палеопротозоя из южных районов провинции Сьюпириор протягиваются в субширотном направлении до провинции Гренвилл и несомненно должны были в нее продолжаться, если бы не были обрублены разломами в зоне так называемого гренвиллского фронта и не уничтожены в сильной мере денудацией в поднятом гренвиллском блоке. В отличие от зеленокаменных толщ провинции Сьюпириор, относительно слабо переработанных позднейшими движениями и метаморфизмом, в провинции Гренвилл они были снова, вероятно двукратно (в мезопротозое и неопротозое), деформированы и перекристаллизованы.

В *Гренландии* к палеопротозою должны быть отнесены метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фации осадочно-вулканогенные серии Уманак, Эгедесмине, Малена и Тарток, развитые в различных районах юго-западного побережья острова. Стратиграфическое положение первых двух серий, очень близких между собой по составу, точно не установлено, поскольку основание серии Уманак не известно, а серия Эгедесмине граничит с архейским гнейсо-гранулитовым комплексом вдоль тектонического нарушения. Изотопные датировки обеих этих серий также отсутствуют. К палеопротозою они относятся на том основании, что они гораздо слабее метаморфизованы по сравнению с гнейсо-гранулитовым комплексом архея, а серия Уманак, по-видимому, несогласно перекрывается серией Каррат, являющейся аналогом мезопротозойской серии Валлен.

От соответствующих по возрасту отложений Канады они отличаются присутствием, подчас в заметном количестве, прослоев карбонатных пород. В серии Уманак эти породы развиты преимущественно в средней части разреза — в свите Марморлик (см. табл. III, вкладка, колонка 48). Серия Малена, сложенная главным образом основными метавулканитами (иногда с первичной шаровой текстурой), залегает несогласно на гнейсах Готхоб, возраст которых определен 3600—3980 млн. лет. Серия Тарток, развитая вблизи южной оконечности острова, в районе пос. Ивигут, также похожа на палеопротозойские образования киватинского типа Канады. Сложена она измененными в эпидот-амфиболитовой фации основными метавулканитами, заключающими в подчиненном количестве прослои псаммитовых и тальковых сланцев, конгломератов и агломератов. Серия эта, по данным датских геологов [476], залегает несогласно на докетилидийском гнейсо-мигматитовом комплексе архея и также несогласно перекрывается кетилидийскими отложениями (серии Валлен и Сортис), которые, как мы увидим ниже, уверенно относятся к мезопротозою.

В фундаменте *Северо-Американской плиты* палеопротозойские образования достоверно не установлены, но к ним может относиться комплекс

Вишну, слагающий основание докембрия в Большом Каньоне р. Колорадо. Однако, судя по изотопным датировкам, он, скорее, принадлежит мезопротозою (см. гл. VI).

Несомненно палеопротозойской является серия Шерри-Крик, развитая в складчатой области *Северо-Американских Кордильер* в горах Юго-Западной Монтаны (США). Серия эта сложена метаосадочными породами — мраморами, кварцитами, слюдистыми и силлиманитовыми сланцами, чередующимися с амфиболитами, возникшими в результате метаморфизма основных лав. К породам серии, преимущественно к амфиболитам, приурочены железорудные образования джеспилитового типа. Серия Шерри-Крик залегает несогласно на гнейсо-гранулитовом комплексе Пони (или Пони-Крик), датируемом в 3300 млн. лет, а сама прорвана гранитами и метаморфизована 2730 млн. лет назад (обе датировки сделаны Rb-Sr изохронным методом). Кроме того, на породы серии наложен мезопротозойский метаморфизм, также сопровождавшийся внедрением гранитов (их возраст 1850—1900 млн. лет, Rb-Sr изохронный и K-Ar методы) [381].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРУППЫ

Среди супракрустальных комплексов палеопротозоя развиты главным образом осадочно-вулканогенные толщи, близкие эвгеосинклинальным формациям фанерозоя. Настоящие миогеосинклинальные отложения очень редки, и к тому же их принадлежность к рассматриваемой группе не всегда строго доказана. В то же время некоторые эвгеосинклинальные вулканогенные комплексы, содержащие значительное количество осадочных пород, в том числе аркозов и кварцитов, несколько приближаются к миогеосинклинальным, однако по занимаемой ими площади эти отложения заметно уступают типично эвгеосинклинальным. Платформенные отложения достоверно не установлены, но, учитывая, что в палеопротозое существовали обширные кратоны, можно думать, что отложения этого типа имелись, но были уничтожены последующей денудацией.

В Восточной Сибири, на Алданском щите, установлен весьма своеобразный тип осадочно-вулканогенных отложений, сформированных в узких грабенах, рассекающих южную окраину древней Алдано-Охотской платформы вблизи Байкало-Станового геосинклинального пояса, которые как бы проникают из последнего внутрь кратона. Приразломные погружения платформенного фундамента по характеру напоминают авлакогены в более молодых структурах протозоя и фанерозоя, однако развитые в них отложения отличаются от типично авлакогенных присутствием большого количества вулканитов, сильной складчатостью, метаморфизмом и наличием среди них интрузивных тел габброидов и гранитов. В. С. Федоровский и А. М. Лейтес [305] назвали эти погружения геосинклинальными трогами, однако это название неудачно, так как оно обычно применяется для обозначения глубоких линейных погружений в геосинклинальных системах, с которыми рассматриваемые структуры не имеют ничего общего. Вероятно, лучше их назвать тафрогенами, а развитые в них отложения отнести к тафрогенной формации, которую можно рассматривать как древний эквивалент авлакогенного типа отложений.

Эвгеосинклинальные отложения в различных регионах северного полушария похожи друг на друга по составу слагающих их пород, степени и характеру их метаморфизма и отчасти по строению разреза. Для многих из них характерно трехчленное строение: внизу залегает существенно осадочные отложения с подчиненным количеством вулканитов, в средней части резко преобладают вулканиты и их пирокластические продукты, вверху развиты главным образом обломочные и туфогенные породы с редкими покровами вулканитов. Но это только самая общая схема. В действительности последовательность различных типов отложений имеет более сложный характер. Во многих районах из разреза выпадает нижняя осадочная толща

или она имеет сильно сокращенную мощность. Нередко на эродированной поверхности архейских пород залегают непосредственно вулканиты, а базальные конгломераты развиты неповсеместно.

В Северной Карелии в основании палеопротозоя, под широко распространенным осадочно-вулканогенным комплексом, локально развита сравнительно маломощная осадочно-вулканогенная (тикшезерская) серия, заключающая большое количество высокоглиноземистых сланцев и гнейсов, возникших, скорее всего, в результате переотложения продуктов кор выветривания, которые покрывали архейские породы фундамента. Как уже указывалось, отложение этой серии, вероятно, происходило вскоре после эпиархейского (саамского) диастрофизма или даже в заключительную его стадию.

В составе нижней — осадочной — толщи во многих районах присутствуют конгломераты, заключающие обломки подстилающих архейских пород. В разрезе преобладают песчаники, сланцы и туффиты, нередки пачки или даже мощные толщи мраморизованных известняков и доломитов. Местами отмечаются внутренние размывы, а иногда и коры химического выветривания (Стип-Рок, Канада).

Наиболее полно повсюду представлен и имеет самую значительную мощность средний — существенно вулканогенный — комплекс отложений, который, по существу, и определяет характер палеопротозойских супракрустальных образований. Он сложен различного рода вулканитами основного, среднего и кислого состава и их туфами, которым подчинены осадочные породы и туффиты. Среди вулканитов широко развиты базальты, диабазы и *спилиты, нередко с первичной шаровой текстурой (подушечные лавы)*, а также дациты, кератофиры, альбитофиры и реже порфиры (липариты). Основные лавы преобладают, особенно в нижней части разреза; кислые лавы и их пирокласты чаще находятся в верху разреза, но такая последовательность выдерживается далеко не всегда.

В ряде случаев основные и кислые вулканиты часто перемежаются друг с другом. С вулканитами во многих районах ассоциируют субвулканические гипабиссальные и мезоабиссальные интрузии комагматических пород: альбитовых гранит-порфиров и гранофиров, плагиогранитов (трондьемитов), гранодиоритов, диоритов, габбро-диабазов, габбро и гипербазитов, сформировавшиеся одновременно с излияниями лав или на заключительной стадии вулканизма. Среди осадочных пород присутствуют песчаники, в особенности *граувакки, реже кварциты, затем сланцы, туффиты, кремнистые породы* и джеспилиты; карбонатные породы редки.

В общем по характерной ассоциации (исключая кварциты) осадочно-вулканогенные отложения палеопротозоя соответствуют спилитовой или спилито-кератофировой формации геосинклинальных областей. Однако если в фанерозойских складчатых системах эта формация характерна только для начальной, сравнительно непродолжительной, стадии развития геосинклинальных систем и приурочена исключительно к их внутреннему, или эвгеосинклинальному, поясу, то в палеопротозое она развивается на протяжении почти всего тектонического цикла (всей эры) и охватывает почти всю площадь геосинклинальной системы. Присутствие в составе некоторых палеопротозойских осадочно-вулканогенных толщ прослоев и пачек таких зрелых пород, как кварциты (с реликтовой обломочной структурой), также выделяет их из ряда типичных эвгеосинклинальных формаций фанерозоя и указывает на своеобразные условия их образования, обусловленные, по-видимому, расположением геосинклинальных вулканических поясов рядом с обширными пенепленизированными платформами. В этих особенностях в основном и заключается специфичность древней спилито-кератофировой формации и геоисторический смысл ее эволюции.

Большой интерес представило бы сопоставление химизма палеопротозойских вулканитов с более молодыми вулканитами данной формации. Однако такой сравнительный анализ пока еще не проведен, поскольку из-

вестные из литературных источников опыты такого анализа нельзя признать удовлетворительными ни с точки зрения представительности материала, ни методически*.

Верхняя часть палеопротозоя, там где она сохранилась от размыва, представлена главным образом обломочными породами: полимиктовыми конгломератами и песчаниками, алевролитами и сланцами, с которыми перемежаются в переменном отношении различные вулканиты и туфы. Для этой части разреза особенно типичны плохо отсортированные граувакковые песчаники, образовавшиеся за счет размыва нижележащих вулканитов. Изучение таких пород из серии Тимискаминг Канады дало в свое время основание Ф. Петтиджону [557] сделать вывод о том, что главной и общей чертой древнейшей, как он считал архейской, седиментации была исключительно слабая сортированность обломочного материала, обусловленная незначительной его транспортировкой. Между тем это заключение, многократно повторенное во многих учебниках, неверно. Как мы теперь знаем, Тимискаминг относится не к архею, а к верхней части палеопротозоя и указанная особенность пород характерна только для рассматриваемого формационного комплекса отложений и совершенно не свойственна раннему докембрию в целом.

Верхний — детрактивный — комплекс отложений палеопротозоя нередко залегает с размывом, но без углового несогласия на подстилающих вулканитах, а в отдельных случаях и на связанных с последними интрузивных породах. Как уже говорилось, такие соотношения, а также присутствие в обломках конгломератов различных гранитоидов (древних и комагматических кислым лавам) приводило некоторых исследователей к ошибочным заключениям о существовании в промежутке между образованием вулканогенных и обломочных толщ самостоятельного цикла диастрофизма («лаврентьевская революция»).

Присутствие в верху многих разрезов детрактивных образований дает основание считать, что такие разрезы являются достаточно полными и, следовательно, далеко не везде от палеопротозоя остались одни «корни», как это утверждают некоторые авторы.

Обращает на себя внимание небольшое развитие в палеопротозойских толщах карбонатных отложений**; в значительном количестве они находятся только в отложениях Восточного Саяна и Тувы, относящихся к северной окраине обширной Центрально-Азиатской геосинклинальной области.

Органические остатки в палеопротозойских образованиях крайне редки. Они представлены редкими (единичными) плохо изученными формами строматолитов; в пределах северного полушария они обнаружены только в двух пунктах (серия Стип-Рок Канады и чуйская толща Прибайкалья), но подобного рода остатки известны в ряде мест в палеопротозойских толщах Африки. В кремнистых породах железорудной свиты Соудан, залегающей среди вулканитов серии Или (Эли), аналога киватина, обнаружены микроскопические остатки сине-зеленых водорослей [391, 456].

Наиболее характерными образованиями палеопротозоя являются полосчатые железные руды, ассоциирующие с вулканогенными толщами. В отличие от полосчатых железных руд архея, которые обычно располагаются непосредственно в метабазитах (основных вулканитах), парагенезис палеопротозойских руд с вулканитами не всегда такой близкий. Железорудные слои часто располагаются среди пачек осадочных пород, заключенных среди вулканитов или среди осадочных и туфогенных толщ, латерально замещающих лавы. Ассоциация железных руд с вулканитами является постоянной и устойчивой. Такие слоистые (полосчатые) железные руды,

---

* Например, Х. Уилсон и его соавторы [353] сравнивают средний состав киватинских лав с совершенно нехарактерным для спилитовой формации анализом спилита (по Н. Сундиусу), содержащим исключительно большое количество TiO_2 (3,32%!), и, естественно, приходят к выводу о их различии. См. также примечание на с. 273.

** Более точное объяснение этого факта будет дано в заключительной главе.

приуроченные к вулканитам Киватина, канадские геологи [449] выделяют в особый мишипикотенский или алгомский тип (Algoma type). Последнее название, вероятно, следует распространить на все подобные руды палеопротозоя.

В составе рассматриваемого типа выделяются различные подтипы железных руд, часто выступающие как фации. А. Гудвин [447, 449] в киватинских осадочно-вулканогенных толщах Канады устанавливает три главные фации: окисную, карбонатную и сульфидную. Окисная и отчасти карбонатная фации широко развиты и в других районах земного шара. Образования этих фаций представлены тонкополосчатыми магнетит-кремнистыми, магнетит-сидерит-кремнистыми и магнетит-сидеритовыми породами — джеспилитами, в которых рудные прослойки чередуются с безрудными или же бедными рудными компонентами прослойками. В качестве примеси часто присутствуют пирит и пирротин. Иногда среди рудных минералов находятся гематит или гематит, смешанный с гётитом; в большинстве случаев эти минералы являются вторичными и образовались в результате окисления и гидратации первично магнетитовых, карбонатных и карбонатно-сульфидных руд. Сульфидная фация представлена полосчатыми карбонатно-сульфидными рудами, которые по простиранию замещаются неясно полосчатыми и массивными сульфидными рудами. Сульфиды представлены пиритом и (или) пирротином.

В округе Мишипикотен (Онтарио, Канада), по данным А. Гудвина [447], железистая формация всех трех упомянутых подтипов располагается на контакте нижних кислых вулканитов риолито-дацитового состава и верхних основных андезито-базальтового типа, при этом один подтип сменяется другим по простиранию; далее всего от очагов вулканических излияний распространяется окисная (магнетито-кремнистая) фация, проникающая в осадочные толщи сланцево-граувакового состава, замещающие по простиранию вулканиты. А. Гудвином железистая формация, мишипикотенского, или алгомского, типа рассматривается как непосредственный продукт вулканической деятельности. Во всяком случае, этим автором показано, что главная концентрация железа (в пирите и сидерите) совпадает с наиболее мощными вулканическими излияниями, причем максимальное накопление железа приурочено к жерловым фациям лавовых покровов. При извержениях одновременно с железом выносилась сера и углекислота. Кремнистый гель возник в результате выщелачивания кремнезема из кислых вулканитов, но это мнение А. Гудвина нельзя считать доказанным.

Обращает на себя внимание, что железо в минералах руд алгомского типа имеет низкую степень окисления (преимущественно закисное и сернистое железо), что, очевидно, свидетельствует о недостатке кислорода в атмосфере и водах палеопротозойского времени. Как мы увидим в дальнейшем, сингенетические руды, в том числе джеспилиты, более молодых групп докембрия заметно отличаются от палеопротозойских иным составом и иной ассоциацией с вмещающими породами. Это дает возможность использовать полосчатые железные руды алгомского типа как своеобразную маркирующую («руководящую») формацию при датировке возраста и корреляции древних толщ.

Для осадочно-вулканогенных толщ палеопротозоя характерна сильная фациальная изменчивость, выражающаяся главным образом в замещении по простиранию вулканогенных пород осадочными. В сравнительно большом количестве осадочные (в основном обломочные) породы развиты в супракрустальных комплексах, расположенных вблизи древних платформ или срединных массивов (глыб), а вулканиты доминируют в зонах глубинных разломов. Такая поясовая зональность очень четко установлена для палеопротозоя Байкальской складчатой области [249]; в Канаде некоторые осадочно-вулканогенные серии, характеризующиеся большим содержанием обломочных пород, например безымянная серия, развитая в районе озер Бейкер и Шульц (Северная территория, округ Киватин), серия Принца Альберта (п-ов Мелвилл, Канадская Арктика) и другие, тяготеют к окраине

Баффиновой протоплатформы, или такие, как серия До-Ассейн (Pre-Assean) района Томпсон — оз. Мистери (Манитоба), — к окраине глыбы Пиквитони.

Сильно изменяется и мощность отложений. В одних геосинклинальных поясах или зонах она достигает 10 000—12 000 м, тогда как в других она не превышает 2000 м, при этом сокращение мощности часто имеет первичный характер и не связано с процессами последующей денудации. Так, на востоке Балтийского щита (в Советской Карелии) в верху осадочно-вулканогенных толщ сравнительно небольшой мощности (гимольская серия — 1500 м) находятся породы верхней — детрактивной — части разреза. Мощность этих толщ там изменяется в больших пределах, но нигде не превышает 4000 м. Как показал Ю. Б. Богданов [26], изменение мощности (и состава) толщ связано с палеотектонической обстановкой их формирования; отложения с минимальной мощностью развиты на древних поднятиях, а с большей мощностью — на склонах последних и в тектонических погружениях. Существенно, что близкие по возрасту и составу толщи в западных районах щита, которые в палеопротозое принадлежали центральной части геосинклинали, имеют мощность, измеряемую несколькими тысячами метров (до 12 000 м).

Метаморфизм пород палеопротозоя неравномерный, ясно зональный, обычно линейно-зональный; иногда зоны повышенного метаморфизма связаны с поясами глубинных разломов [249]. Весьма широко распространены породы, измененные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, в которых наблюдаются ясные реликты многих структур и текстур исходных пород. Породы амфиболитовой фации развиты несколько меньше; как правило, они связаны с большими плутоническими массами гранитоидов и располагаются в зонах ареально-контактового (или плутонического) метаморфизма. Породы, регионально метаморфизованные в гранулитовой фации, отсутствуют, но локальные проявления этой фации или очень близкой по своему характеру фации пироксеновых роговиков иногда имеют место. Явления метасоматической гранитизации, анатексиса и мигматизации локализованы в определенных зонах и часто приурочены к ядрам окаймленных гнейсовых куполов.

Плутонические породы кеноренского цикла палеопротозоя разнообразны. Особенно характерны сложные габбро-плагиогранитовые (кварцево-диоритовые) и гранодиоритовые интрузивные комплексы, сопровождающие вулканогенные толщи и генетически, по-видимому, связанные с глубокими магматическими очагами, ранее питавшими излияния лав. К глубинным разломам приурочены интрузии гипербазитов.

В отличие от изометрических или амебовидных складчатых систем (гнейсовых овалов), свойственных архейским образованиям для палеопротозойского структурного плана характерны линейные или дугообразные группировки складок, ориентировка которых часто определяется глубинными разломами, окаймляющими кратонные блоки (протоплатформы). Для внутренней тектонической структуры зеленокаменных толщ типичны рои («стада») окаймленных гнейсовых куполов, в ядрах которых обнажаются мобилизованный архейский гранито-гнейсовый фундамент и регенерированные (реоморфические) кеноренские граниты. Купольные структуры, сочетаясь с линейными складками, образуют протяженные складчато-купольные пояса, в которых зеленокаменные толщи слагают синклинали, подчас очень сложные и причудливой формы (рис. 16, см. также рис. 10).

Такое сложное сочетание линейных и брахиоморфных (купольных) структур в пределах сильно вытянутых складчатых поясов является одной из самых характерных и специфических особенностей стиля палеопротозойской тектоники. Другим весьма характерным, но не специфическим элементом тектоники палеопротозоя являются глубинные разломы, иногда образующие систему из двух пересекающихся направлений. Как установлено [249], такая система разломов северо-восточного и северо-западного простирания определяет собой конфигурацию южной окраины древней Ангарской

платформы (протоплатформы); можно полагать, что очертания и других древних кратонов также предопределены разломами. В Байкальской складчатой области некоторые интрагеосинклинальные глубинные разломы заложенные в начале палеопротозоя, продолжали в той или иной форме существовать на протяжении весьма длительного времени (до кайнозоя), контролируя собой распределение подвижных зон и различных фациальных типов отложений, а также внедрения магмы [249].

Анализ формаций, фаций и тектонической структуры палеопротозойских толщ приводит к выводу о том, что уже в самом начале палеопротозойской эры возникли и четко оформились геосинклинальные пояса и кратонные блоки различной величины (платформы или протоплатформы, срединные массивы, глыбы) и, следовательно, пермобильная стадия развития Земли

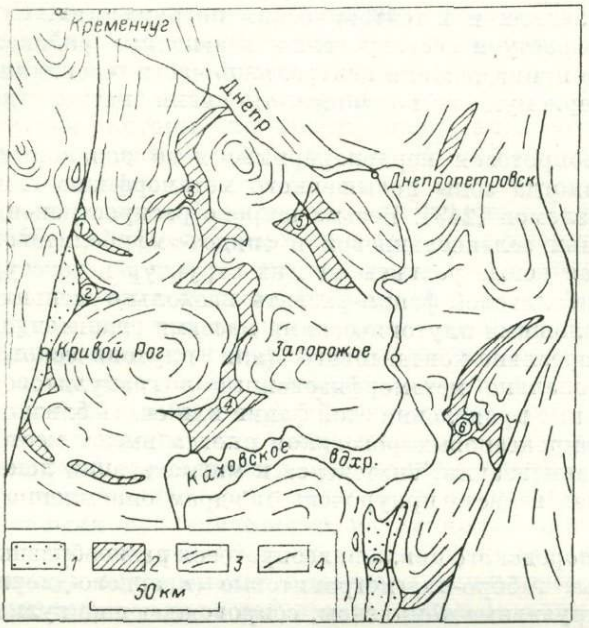


Рис. 16. Схема тектоники Приднепровья (Украинский щит). По материалам Г. И. Каляева [125], с изменениями.

1 — железорудные толщи мезопротозоя; *2* — зеленокаменные железорудные толщи палеопротозоя; *3* — гранито-гнейсы и гнейсы архея, мобилизованные в конце палеопротозоя и частично в конце мезопротозоя; *4* — крупные разрывные нарушения. Цифры в кружках на схеме — синклинорные структуры: *1* — Желтореченская, *2* — Криворожская (Анновская), *3* — Верховцевская, *4* — Чертомлыкская, *5* — Сурская, *6* — Конкская.

сменилась платформенно-геосинклинальной, хотя еще в это время и очень специфической (рис. 17).

Весьма своеобразна и металлогения (точнее, минерагения) палеопротозоя. Из числа первично эндогенных полезных ископаемых более всего характерны полосчатые железные руды алгомского типа. Небольшие их проявления или крупные залежи, но с невысоким содержанием металла находятся почти во всех районах северного полушария (см. схемы корреляции, вкладка), однако в большом числе имеются и промышленно-ценные месторождения этого типа, которые содержат вторично обогащенные (метаморфогенные) руды. На территории Европы к ним относятся Костомукшинское и Гимольское в Карелии, Оленегорское на Кольском полуострове (если оно приурочено к тундровой серии палеопротозоя, а не к кольской серии архея, как считают некоторые исследователи), Бьёрневанн в Северной Норвегии, Григенсберг и другие в Швеции, Верховцевское, Чертомлыкское и другие на Украине; на территории Азии — Сосновый Байц в Присаянье, Карсакпай в Казахстане, Аньшань и другие в Китае, Мусан в Корее, Орисса (Сингбхум) и другие в Индии; на территории Северной Америки — Мишипикотен в Канаде, Соудан в США и ряд других. Меньшее значение имеют железо-марганцевые месторождения пластового типа, известные в Индии и Канаде. Весьма своеобразно железо-марганцевое месторождение Стип-Рок на юге Канады, связанное с древними корами выветривания в основании палеопротозоя.

В осадочных толщах, залегающих среди вулканитов или в основании осадочно-вулканических серий, иногда находятся высокоглиноземистые силлиманитовые и дистеновые сланцы, могущие представить интерес как глиноземное и огнеупорное сырье (тикшезерская серия Карелии, хангарульская серия Восточной Сибири и др.). В некоторых районах (Присаянье, Северная Корея и др.) к доломитовым породам, залегающим среди вулканогенных толщ, приурочены крупные залежи магнезита.

Большое промышленное значение имеют золоторудные, иногда золото-полиметаллические месторождения, размещающиеся среди зеленокаменных

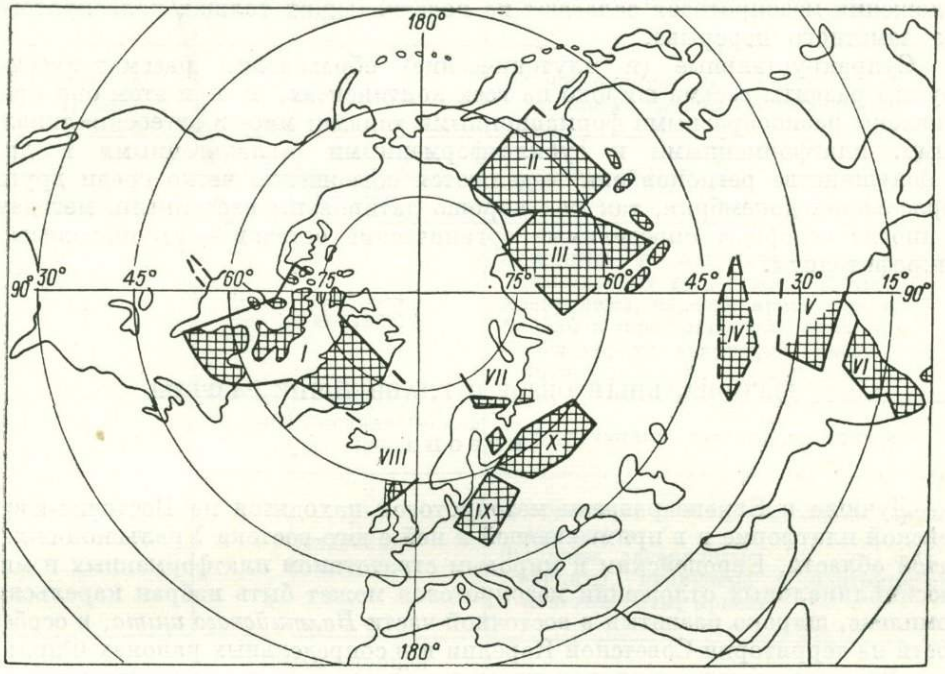


Рис. 17. Кратонные блоки-протоплатформы и срединные массивы (глыбы) палеопротозоя.

Протоплатформы: I — Баффинова, II — Алданско-Охотская, III — Ангарская, IV — Таримская, V — Гангская (Бандельхандская), *VI —* Хайдарабадско-Цейлонская, *VII —* Баренцева, *VIII —* Скаурийская, *IX —* Среднеевропейская (Прибалтийско-Богемская), *X —* Северо-Русская.

вулканогенных толщ и, вероятно, связанные с гидротермальными процессами, сопровождавшими лавовые излияния. Крупные золоторудные месторождения этого типа находятся в Канаде, где они приурочены к киватинским вулканитам. В последнее время подобная минерализация выявлена и в зеленокаменных толщах палеопротозоя Украины. В Карелии, Южной Финляндии и в Канаде среди вулканитов иногда находятся залежи колчеданных руд.

Как видно, главнейшие полезные ископаемые палеопротозоя: железо, марганец, золото, полиметаллы и колчеданные руды — генетически и пространственно связаны с вулканическими породами.

Возрастные границы палеопротозойской эры в большинстве районов определяются совершенно четко различными изотопными методами. Нижней границей является время окончания саамского диастрофизма — 3500 млн. лет, верхней границей — время окончания кеноренского диастрофизма — 2600 млн. лет; таким образом, длительность эры очень большая — около 900 млн. лет.

МЕЗОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

В состав мезопротозойской группы включаются геологические образования, которые сформировались после кеноренского диастрофизма и до окончания карельского диастрофизма, т. е. в интервале времени 2600 (или 2800—2600) — 1900 (или 2000—1900) млн. лет. Почти повсеместно границы группы фиксируются крупными несогласиями, возникшими в результате упомянутых диастрофизмов; только в некоторых районах Центральной Азии отложения мезопротозоя залегают на подстилающих толщах палеопротозоя без заметного перерыва.

Супракрустальные (и плутонические) образования рассматриваемой группы развиты весьма широко на всех континентах, и при этом они представлены разнообразными формационными типами: мио- и эвгеосинклинальными, *платформенными и субплатформенными (авлакогенными и др.).* В большинстве регионов они выделяются совершенно четко среди других образований докембрия, так как хорошо датированы изотопными методами и иногда содержат определимые органические остатки — строматолиты и микрофитолиты.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР И ГЛАВНЕЙШИЕ РАЗРЕЗЫ

ЕВРОПА

Лучшие в Европе разрезы мезопротозоя находятся на Восточно-Европейской платформе и в примыкающей к ней с юго-востока Уральской складчатой области. Европейским и мировым стратотипом платформенных и миогеосинклинальных отложений мезопротозоя может быть избран карельский комплекс, широко развитый в восточной части *Балтийского щита*, в особенности на территории Советской Карелии и в сопредельных районах Финляндии. В составе этого комплекса выделяют следующие серии (снизу): тунгудско-надвоицкая, сариолийская, сегозерская, онежская, бесовецкая (ладожская) и вепская; из них средние две серии часто объединяются в ятулийский подкомплекс [194, 256, 290]. Состав и строение карельского комплекса показаны в табл. 2.

Платформенные отложения карельского комплекса характеризуются сравнительно небольшой мощностью, слабым метаморфизмом пород, наличием большого числа перерывов, широким распространением «зрелых» мономиктовых пород — кварцитов, а также основных вулканитов диабазопорфиритовой, отчасти траповой формации, излившихся в наземных или мелководно-морских условиях. Сформировались они в спокойной тектонической обстановке на небольших платформах или срединных массивах, на окраинах которых они переходят в миогеосинклинального типа толщи, отличающиеся большей мощностью, меньшим числом перерывов, более сильным метаморфизмом и несколько иным составом [256]. В миогеосинклинальных зонах в верхней половине комплекса появляются мощные ритмично слоистые граувакко-сланцевые толщи флишевого типа (ладожская серия — аналог бесовецкой). В качестве миогеосинклинального стратотипа мезопротозоя могут быть избраны отложения карельского комплекса, развитые *в Саво-Ладожской структурно-формационной зоне и на севере Лапландско-*Беломорской зоны, которые имеют уже ясно выраженный геосинклинальный характер [256]. В их составе выделяются в общем те же серии, что и в платформенных *отложениях, но некоторые из них фигурируют под другими* названиями (см. табл. I, вкладка).

Таблица 2

Стратиграфическая схема карельского комплекса

Серия (мощность, м)	Свита (мощность, м)	*Главнейшие породы*
Вепская (2250)	Шокшинская (1650)	Красные и серые песчаники (в том числе кварцитовидные) и сланцы
	Петрозаводская (600)	Темные кварцито-песчаники и сланцы
Бесовецкая (1000)	—	Мелкозернистые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы (переслаивание)
Онежская (1100—2000)	Вулканогенная (300—500)	Основные вулканиты
	Осадочная (800—1500)	Доломиты и аргиллиты с прослоями гематитовых руд; строматолиты Алевролиты, нередко красноцветные Аркозы и олигомиктовые песчаники Конгломераты кварцевые, иногда с гранитной галькой
Сегозерская (900—1400)	Осадочно-вулканогенная (200—4000)	Туфопесчаники, сланцы, метадиабазы
	Осадочная (700—1000)	Доломитовые песчаники, сланцы, прослои доломитов Филлиты, алевролиты Кварциты, кварцевые и олигомиктовые конгломераты, аркозы
Сариолийская (0; 30—1200)	Вулканогенная (0—400)	Основные вулканиты, туфы, туффиты
	Осадочная (0; 30—800)	Валунно-галечниковые полимиктовые конгломераты, гравелиты, аркозы, кварцевые конгломераты
Тунгудско-надвоицкая (0; 80—1900)	Вулканогенная (до 1800)	Кислые вулканиты, туфы Основные вулканиты, туфы
	Осадочная (0; 80—120)	Кварцито-песчаники, пиритизированные кварцевые конгломераты Аркозы, конгломераты с галькой гранитов

Как видно из табл. 2, карельский комплекс имеет сложное строение.* Серии, его образующие, залегают друг на друге или совершенно согласно, или со стратиграфическим перерывом, или же со слабым местным угловым несогласием, обусловленным глубоким размывом во время колебательных движений земной коры. В конкретных районах обычно присутствуют не

* К карельскому комплексу некоторые исследователи (К. О. Кратц и другие) относят также палеопротозойские зеленокаменные толщи, выделяя их под названием «нижний карелий», но такое расширение уже давно установившегося [328] понятия «карельский комплекс» ничем не оправдано.

все серии, поскольку некоторые из них вообще выпадают из разреза или редуцированы вследствие размыва, имевшего место перед отложением последующей серии. Локальное развитие характерно в особенности для двух нижних (доятулийских) серий; шире других развиты сегозерская и онежская (ятулийские) серии, которые и определяют собой общий характер всего комплекса.

Характерно, что все серии, кроме верхней (вепской), состоят внизу из осадочных, преимущественно терригенных, пород, а вверху из вулканитов. Особенно много вулканитов в составе нижней, локально развитой тунгудско-надвоицкой серии. В онежской (и иногда и сегозерской) серии находятся пачки карбонатных пород, содержащих крупные строматолитовые биогермы, а иногда и онколиты. Одни строматолиты представлены своеобразными, еще плохо изученными формами, другие — соответствуют известным столбчато-ветвящимся формам, характерным для первого («нижнерифейского») комплекса фитолитов (*Omachtenia*, *Kussiella*) и третьего («верхнерифейского») комплекса (*Jurusania*, *Gymnosolen*) [161 и личное сообщение К. Н. Конюшкова]*. Онколиты из вепской серии близко напоминают многие такие образования из «рифейских» комплексов Урала и других районов [56].

Стратиграфический разрез и положение карельского комплекса среди других образований докембрия Балтийского щита, а также его геохронологические границы установлены с большой достоверностью. Это обстоятельство позволяет рекомендовать данный комплекс в качестве не только регионального формационного эталона мезопротозоя, но даже мирового стратотипа этой группы.

Карельский комплекс залегает трансгрессивно и с угловым несогласием на палеопротозойских зеленокаменных толщах и рвущих их гранитах, которые датируются 2600—2800 млн. лет. В то же время его секут, включая самую верхнюю вепскую серию, претектонические интрузии основных пород (например, дайки габбро-диабазов), имеющие по данным Pb-изотопного и K-Ar методов возраст 2000—2150 млн. лет [71, 587 и др.]. Метаморфические минералы из пород комплекса, а также синтектонические граниты, прорывающие породы комплекса в миогеосинклинальных зонах, датируются различными изотопными методами 1900 млн. лет [256, 290]. На стабильных массивах синтектонические граниты отсутствуют и карельские образования прорываются только субплатформенными интрузиями гранитов рапакиви, которые датируются 1600—1650 млн. лет. Время отложения карбонатных пород онежской серии, определенное Pb-изохронным методом (лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик А. Д. Искандерова, коллекция Л. И. Салопа), датируется 2300 ± 120 млн. лет. Возраст минерализации в шокшинских песчаниках вепской серии по отношению Pb^{207}/Pb^{206} установлен в 1800 млн. лет [300].

С карельским комплексом Карелии уверенно сопоставляются (часто посвитно или посерийно) субплатформенные или миогеосинклинальные толщи близкого строения и состава, развитые на Кольском полуострове, в Восточной и Северной Финляндии, Швеции и Норвегии. Их сопоставление показано на схеме (табл. I, вкладка), а обоснование принятой корреляции дано в ранее опубликованной работе автора [256].

За последнее время получены новые данные, подтверждающие эту корреляцию. Некоторое уточнение надлежит сделать только в отношении кейвской серии (s. str.) высокоглиноземистых сланцев и кварцитов, а также ее аналога чарвуртской серии (свиты), развитых в соседних участках Кольского полуострова. Как сейчас установлено, обе серии залегают трансгрес-

---

* По мнению К. Н. Конюшкова и М. Е. Раабен (личные сообщения), строматолиты, описанные Р. В. Бутиным под названием *Sundia*, которые И. Н. Крылов [161] объединял с гимносоленидами, скорее всего, являются представителями группы куссиеллид, более всего характерной для первого комплекса фитолитов.

сивно на осадочно-вулканогенных сериях палеопротозоя (соответственно на сериях лебяжинской и Воронья-Колмозеро), метаморфизованных 2600—2800 млн. лет назад [57, 78, 186], с которыми их прежде ошибочно объединяли. Кейвская серия согласно подстилает серию (точнее, надсерию, комплекс) Имандра-Варзуга, которая является аналогом карельского комплекса и развита в зоне приразломного прогиба, расположенной несколько южнее главного поля распространения кейвской серии.

По всей вероятности, кейвская и чарвуртская серии являются наиболее древними подразделениями мезопротозоя Балтийского щита и возникли в результате переотложения материала из кор выветривания, развитых на пенепленизированной поверхности архейских и палеопротозойских пород. По данным В. З. Негруцы, метаморфизованные терригенные и карбонатные породы песцово-тундровой свиты залегают на кейвской серии трансгрессивно и с конгломератами в основании (прежде эта свита также относилась к кейвской серии). Судя по составу пород и наличию в известняках строматолитов, песцово-тундровая свита должна параллелизоваться с онежской свитой карельского комплекса и с соответствующей частью серии Имандра-Варзуга. Слюды из кейвских сланцев датируются K-Ar методом 1900—2000 млн. лет, следовательно, метаморфизм пород серии происходил во время карельского диастрофизма.

В пределах *Русской плиты* к субплатформенным отложениям мезопротозоя, сопоставимым с подразделениями карельского комплекса, относятся толщи красноцветных кварцито-песчаников Коноши, Крестецкого грабена (пос. Крестцы) и Юлово-Ишима (Пачелмский прогиб), залегающие в основании платформенного чехла на древних кристаллических породах и несогласно перекрытые отложениями неопротозоя. В песчаниках Коноши содержится глауконит, который датирован 1700 млн. лет. Это, кстати, одно из самых древних значений возраста глауконитов, полученных во всем мире, но в данном случае и оно, вероятно, «омоложено». Песчаники Крестцов прорваны диабазами, имеющими возраст 1560 млн. лет. Все эти толщи, по-видимому, следует сопоставить с породами верхней — вепской — серии карельского комплекса.

На *Украинском щите* развиты миогеосинклинальные отложения мезопротозоя, к которым относятся криворожская и фрунзенская серии Кривого Рога, а также белозерская и переверзевская серии Белозерского железорудного района.

Криворожская серия (s. str.) залегает трансгрессивно на метабазитах палеопротозоя или непосредственно на гнейсо-гранитах палеопротозоя. Серия состоит из двух свит: нижней — скелеватской, или аркозо-филлитовой (K_1), и верхней — железорудной (K_2), для которой характерно чередование пачек различных метаморфических сланцев с пачками тонкополосчатых железистых кварцитов (джеспилитов) *. Вулканогенные образования в составе данной серии отсутствуют, если не считать редких пачек тальковых сланцев, в нижней свите, по-видимому, представляющих собой покровы метаморфизованных ультраосновных вулканитов. Наиболее характерные породы нижней свиты — разнозернистые кварцевые песчаники и аркозы — лежат на пенепленизированной поверхности различных древних пород.

Фрунзенская (родионовская, ингулецкая) серия залегает с размывом на криворожской серии. Вскрывается она преимущественно буровыми скважинами и горными выработками обычно в сложной тектонической обстановке, и поэтому ее нормальный разрез нуждается в уточнении. По данным различных исследователей [125, 226], а также нашим наблюдениям, в низу серии трансгрессивно на различных горизонтах железорудной свиты криворожской серии лежит железисто-кварцитовая пачка (10 м), выше ее располагается, иногда с размывом, кварцито-песчаниковая свита (20—60 м), затем сланцево-

* Многие исследователи включают в состав криворожской серии также нижележащие метабазиты («метабазитовая свита») и вышележащую фрунзенскую серию («верхняя криворожская свита»). Однако существование между рассматриваемыми толщами перерывов и резкое различие в их составе позволяют выделять в Криворожском районе три самостоятельные серии: метабазитовую (верховцевскую), криворожскую и фрунзенскую, из которых нижняя относится нами к палеопротезою. Вместе с тем нельзя полностью исключить, что в Кривом Роге под криворожской серией залегают основные метавулканиты мезопротозоя, более молодые, чем метабазиты верховцевской серии.

песчаниковая свита (20—60 м), потом сланцево-карбонатная (300—900 м), еще выше, по-видимому, с размывом — мощная песчанико-конгломератовая свита (1000—1500 м), и венчается разрез сланцевой свитой (300—1000 м). В составе нижней свиты присутствуют прослои массивных и сланцеватых железорудных пород и железистых песчаников, образовавшихся за счет размыва криворожских джеспилитов (рис. 18) *. Для сланцево-карбонатной свиты характерно чередование темно-серых «углистых» и «углисто-карбонатных» сланцев (филлитов), а также наличие мощных пачек доломитов и доломитовых известняков. В карбонатных породах изредка встречаются органические (водорослевые) остатки типа *Coricium* S e d e r h. [12], ранее описанные из ботнийской серии Финляндии, относящейся к мезопротозою. Конгломераты в вышележащей свите слагают мощные (до 500 м), но быстро выклинивающиеся линзы и состоят из галек пород криворожской серии и гранитов, преимущественно архейских плагиогранитов.

Наиболее вероятно сопоставление кварцито-песчаниковой свиты с сегозерской серией (или с нижней частью онежской серии), сланцево-карбонатной свиты — с онежской серией, а песчанико-конгломератовой и сланцевой свит — с ладожской серией карельского

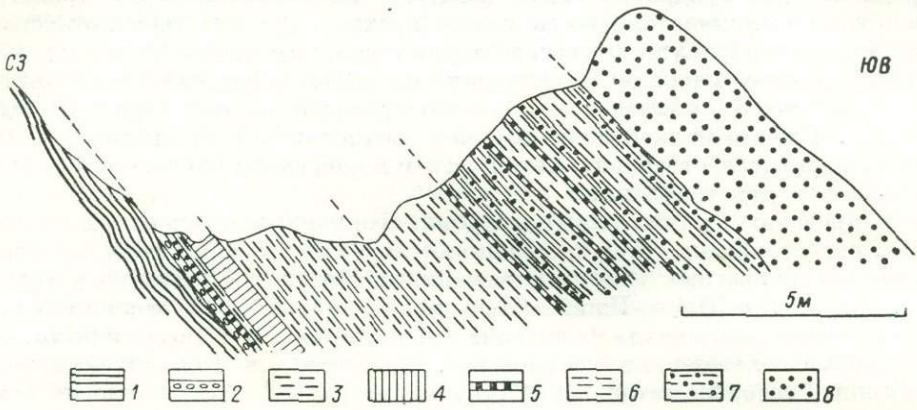


Рис. 18. Трансгрессивное залегание фрунзенской серии на криворожской серии. Заброшенный Торопаковский карьер на западной окраине г. Кривого Рога.

1 — кварц-серицит-хлоритовые сланцы криворожской серии; *2* — хлорит-кварцевый сланец с галькой кварца (конгломерат); *3* — массивный или слоистый магнетитовый кварцит; *4* — магнетит-амфибол-кварцевая порода с обломками кварцита; *5* — прослои мартитовой руды; *6* — магнетит-хлоритовая порода; *7* — ржаво-бурые магнетит-хлорит-кварцевые сланцы; *8* — массивные светло-серые кварциты (низы кварцито-песчаниковой свиты фрунзенской серии).

комплекса. Такая корреляция основывается на сходстве разрезов, литологического состава пород и присутствии органических остатков в карбонатных толщах. Если принять такое сопоставление, то тогда криворожскую серию следует параллелизовать с нижними сериями карельского комплекса: тунгудско-надвоицкой и отчасти, возможно, с сариолийской. В пользу этого говорит также присутствие в метаморфических толщах Финской Лапландии, которые являются близкими аналогами тунгудско-надвоицкой серии, прослоев джеспилитовых руд [256].

На левобережье Днепра, в районе Белозерского железорудного месторождения, аналогом криворожской серии является белозерская серия, также состоящая из двух свит (снизу): песчанико-сланцевой и железорудной. Однако в отличие от криворожской серии в ее составе местами заметную роль играют кислые вулканиты (порфиры и порфироиды).

Белозерская серия залегает несогласно на архейских амфиболитах (датируемых в 3500 млн. лет), заключающих тела гнейсо-гранитов и гранитов. Она трансгрессивно перекрывается терригенной переверзевской серией. Последняя выделяется здесь впервые на основании изучения автором кернового материала и отчасти по данным геологов, работающих на месторождении (М. В. Миткеев, Э. М. Лапицкий, Г. Ф. Гузенко и др.).

Переверзевская серия состоит из двух свит: кварцито-сланцево-песчаниковой (~ 300 м) и вышележащей песчанико-конгломератовой (более 600 м). Нижняя свита

* В районе Торопаковского карьера базальная железисто-кварцитовая пачка фрунзенской серии лежит с размывом на пятом сланцевом горизонте железорудной свиты криворожской серии. Размывом уничтожены вышележащие железорудные и сланцевые горизонты криворожской серии мощностью в несколько сотен метров. Железистые кварциты, слагающие базальную пачку, образовались за счет перемыва джеспилитов криворожской серии.

по своему составу очень похожа на нижнюю свиту фрунзенской серии, но обладает большей мощностью; возможно, она соответствует трем нижним свитам Криворожского района; в этом случае в ней отсутствуют (размыты?) отложения с карбонатными породами. Песчанико-конгломератовая свита, залегающая на нижележащей с размывом, вполне аналогична песчанико-конгломератовой свите фрунзенской серии; конгломераты из обеих свит почти неотличимы по внешнему виду и составу обломочного материала.

Криворожская серия (и ее аналог белозерская серия) большинством исследователей ранее относилась к нижнему протерозою, а нами еще недавно она включалась в состав палеопротозоя [255]. Однако собранный к настоящему времени материал заставляет пересмотреть этот взгляд и присоединиться к мнению Н. П. Семененко [266] о более молодом возрасте серии. В пользу мнения о мезопротозойском возрасте серии свидетельствуют не только приведенные выше сопоставления метаморфических толщ Украины и Карелии, но и главным образом данные изотопного датирования.

Урансодержащий сульфидный материал из цемента базальных конгломератов скелеватской свиты криворожской серии датируется Pb-изотопным методом 2600—2700 млн. лет [300]. Раньше мы полагали, что эта датировка допускает двойственную интерпретацию: ее можно трактовать или как возраст сингенетической с осадконакоплением минерализации, как считал А. И. Тугаринов [300], или как возраст метаморфизма сульфидного оруденения; при этом мы были склонны ко второму предположению [255]. Полевое и микроскопическое изучение сульфидных конгломератов, проведенное затем нами, показало, что сульфидный материал является сингенетическим, а метаморфизм пород очень слабым, и, следовательно, интерпретация А. И. Тугаринова более обоснованна. Таким образом, седиментация базальных слоев криворожской серии происходила вскоре после метаморфизма палеопротозойских осадочно-вулканогенных толщ (2600—2800 млн. лет).

Метаморфические минералы (главным образом слюды) из пород криворожской и белозерской серий, а также из пород перекрывающих их фрунзенской и переверзевской серий датируются K-Ar методом в интервале 1700—2000 (2100?) млн. лет, что отвечает времени карельского диастрофизма. Такой же возраст (1800—1900 млн. лет) показали K-Ar датировки валовых проб филлитов из фрунзенской и переверзевской серий (лаборатория ВСЕГЕИ). Для порфиров из белозерской серии K-Ar методом (валовые пробы, лаборатория ВСЕГЕИ) получены цифры 1895 и 2215 млн. лет. Первая цифра получена для сильно рассланцованного порфира и, вероятно, отражает время метаморфизма, вторая относится к массивной слабо измененной породе и, может быть, в каком-то приближении указывает на время образования породы.

Близким аналогом рассмотренных выше мезопротозойских серий Украины являются курская и оскольская серии района *Курской магнитной аномалии* (Воронежский массив). Курская серия по условиям залегания, составу и строению разреза вполне отвечает криворожской. Залегает она несогласно на осадочно-вулканогенной михайловской серии палеопротозоя или на архейских гнейсах и перекрывается с размывом оскольской серией, уверенно сопоставляемой с фрунзенской серией Украины. Так же, как и криворожская серия, она состоит из двух свит: песчанико-сланцевой и вышележащей железорудной. В цементе конгломератов нижней свиты содержится сингенетический урансодержащий пирит, который датирован Pb-изотопным методом 2730 млн. лет; по-видимому, эта датировка, подобно датировке сульфидов из нижней свиты криворожской серии, отражает время накопления базальных слоев курской серии [300].

Оскольская серия (называемая иногда также тимской, курбакинской, яковлевской, воронежской и др.) состоит из различных сланцев, заключающих пачки доломитов и известняков, а также прослои шунгитов (пород, очень характерных для онежской серии карельского комплекса). В некоторых районах КМА осадочные породы замещаются вулканогенными (кислыми и основными лавами) и туфогенными породами.

В нижней части оскольской серии, как и на Украине, присутствуют отложения, заключающие продукты размыва железорудных пород. Для слюд из пород курской и оскольской серии К-Ar методом получены значения возраста в интервале 1750—2000 (2100?) млн. лет. Курская (и оскольская?) серия прорвана претектоническими гипербазитами и габброидами троснянско-мамонского комплекса, датированными К-Ar методом 1950 млн. лет [319].

Мезопротозойские миогеосинклинальные отложения хорошо представлены на Южном Урале (в Башкирском антиклинории), где к ним должна быть отнесена бурзянская серия, являющаяся стратотипом так называемого нижнего рифея. Вероятно, серию следует рассматривать и как парастратотип миогеосинклинального мезопротозоя Восточной Европы, поскольку она хорошо охарактеризована строматолитами и микрофитолитами первого («нижнерифейского») комплекса; к сожалению, как мы увидим ниже, ее возрастные границы установлены изотопными методами не очень точно.

Бурзянская серия делится на три свиты: айскую, саткинскую и бакальскую. Нижняя — айская — свита обладает сложным строением, и поэтому некоторые исследователи (Ю. Р. Беккер и др.) считают, что правильнее выделять ее в ранге подсерии, а в ней — три свиты: навышскую (450 м), сложенную туфопесчаниками, конгломератами и основными вулканитами, липовскую (600 м), состоящую из конгломератов и аркозов, и верхнеайскую (1400 м), образованную конгломератами, песчаниками, кварцитами, сланцами и филлитами. Между свитами местами отмечаются перерывы. Вышележащая саткинская свита (2400 м) сложена главным образом доломитами и известняками с прослоями сланцев, а венчающая разрез серии бакальская свита — филлитовидными сланцами с прослоями доломитов и известняков. В саткинской и бакальской свитах содержатся строматолиты *Kussiella kussiensis* K r y l., *Collenia frequens* W a l c., *C. undosa* W a l c., *Conophyton cylindricus* M a s l. и др., а также онколиты *Osagia pulla* Z. Z h u r. и катаграфии *Vesicularites rotundus* Z. Z h u r.

Бурзянская серия залегает несогласно на гнейсах и амфиболитах тараташского комплекса (древнее 2700 млн. лет) и трансгрессивно перекрывается кувашской (машакской) серией, по-видимому относящейся к нижнему неопротозою (см. ниже). Прорывается она Бердяушским плутоном, сложенным гранитами рапакиви, которые датированы Rb-Sr изохронным и Pb-изотопным методами (по циркону со сходящимися значениями по трем главным изотопным отношениям) 1560—1600 млн. лет [261]. Однако эти граниты неточно определяют верхнюю границу серии, поскольку они внедрены в атектоническую стадию развития Уральской геосинклинали гораздо позже складчатости, завершившей формирование бурзянской серии.

Иногда за нижний возрастной предел бурзянской серии принимают значения возраста 1900—2000 млн. лет, полученные К-Ar методом для некоторых небольших массивов гранитов, размещающихся среди гнейсов тараташского комплекса. Мы считаем, что эти значения характеризуют возраст постбурзянской (карельской) активизации фундамента бурзянской серии. В пользу такого мнения говорит залегание пород тараташского комплекса в ядре большой куполовидной структуры, крылья которой образованы бурзянской серией. Эта структура по многим признакам напоминает окаймленные гнейсовые купола, возникающие в результате метаморфической и тектонической мобилизации кристаллических пород фундамента. Кроме того, возраст, близкий указанному, показывает шток габбро, секущий ямантаускую серию, которая, по мнению почти всех исследователей докембрия Урала, является стратиграфическим аналогом бурзянской серии. Биотит из упомянутого габбро датирован К-Ar методом 1870 млн. лет (лаборатория ВСЕГЕИ, коллекция Ю. Р. Беккера). Таким образом, возраст отложений нижнего рифея Урала древнее приведенного значения.*

* Уже после передачи рукописи в издательство в лаборатории ВСЕГЕИ (аналитик А. Д. Искандерова) определен возраст строматолитовых доломитов саткинской свиты Pb-изохронным методом 2650 ± 400 млн. лет (предварительные данные). Судя по тому, что

По вещественному составу и формационной принадлежности, а также по строению разреза бурзянская серия похожа на карельский комплекс, хотя детальное (посвитное) их сопоставление затруднительно. Естественно ожидать, что в широком миогеосинклинальном поясе Урала разрез мезопротозоя может быть более мощным и охватывать несколько серий карельского комплекса. По литологическому составу возможна корреляция навышской свиты с тунгудско-надвоицкой серией, липовской свиты — с сариолийской серией, верхнеайской свиты — с сегозерской серией, а саткинской и бакальской свит — с онежской и бессовецкой (?) сериями. Для корреляции верхних подразделений имеет значение также присутствие в карбонатных толщах Урала и Карелии строматолитовых биогермов и пластовых залежей гематитовых руд.

С бурзянской серией гораздо лучше, чем с субплатформенным карельским комплексом, сопоставляется типично платформенная кырпинская серия, вскрытая буровыми скважинами в соседнем с Уралом районе Прикамья [331, 332]. Наиболее полные ее разрезы изучены в скважинах Арлан-36 и Орьебаш-82. В Арланской скважине от забоя (3005 м) до глубины примерно 2500 м вскрыта толща сероцветных до черных аргиллитов и алевролитов с прослоями светлых доломитов и розовых песчаников (арланская свита). Породы залегают горизонтально, но в отличие от всех известных аргиллитов осадочного чехла сильно уплотнены, окремнены и иногда даже филлитизированы. В них обнаружен глауконит, по которому получена датировка 1535 млн. лет [122], вероятно «омоложенная». В карбонатных прослоях содержатся микрофитолиты первого палеонтологического комплекса.

Арланская свита кверху постепенно через переслаивание сменяется калтасинской свитой светлых доломитов, содержащих в нижней части прослои аргиллитов типа арланских (интервал 2500—2110 м). Более полный разрез вскрывается скважиной Орьебаш-82, где мощность свиты достигает 1700 м. По своим литологическим признакам и подобию разреза вскрытая скважинами часть кырпинской серии имеет большое сходство со средней частью бурзянской серии. Арланская свита сходна с верхнеайской свитой, обнаженной по р. Ай выше г. Куса. Эта свита также представлена серыми до черных филлитизированными аргиллитами с прослоями доломитов и песчаников. Калтасинская свита по всем признакам сходна с саткинской свитой бурзянской серии [331]. Существенно, что в осадочном чехле Русской плиты больше нигде не известны отложения, в формационном отношении сходные с кырпинской серией. Следует указать, что из калтасинской свиты определены микрофитолиты третьего комплекса, которые обычно встречаются в отложениях верхней части неопротозоя. Но такой возраст для свиты не может быть принят, так как он находится в явном противоречии с геологическими данными и радиометрическими датировками.*

Таким образом, очевидно, что в Прикамье среди поля развития неопротозойских толщ вскрыты платформенные образования мезопротозоя. Областью их распространения следует считать глубоко погруженную зону Калтасинского авлакогена, где по геофизическим данным [334] глубина фундамента достигает 8000 м. Учитывая, что кырпинская серия вскрыта всего до глубины 5000 м, можно думать, что остальные 3000 м приходятся на нижележащую часть серии, соответствующую на Урале нижней части айской подсерии.

Возвращаясь к Уральской складчатой области, следует отметить, что к миогеосинклинальным отложениям мезопротозоя, вероятно, относятся метаморфические толщи Приполярного Урала, выделяемые, начиная снизу,

---

анализированные породы почти не метаморфизованы, можно полагать, что это значение характеризует возраст седиментации карбонатных пород свиты и, следовательно, указывает на принадлежность нижнего рифея Урала к мезопротозою.

* В кырпинскую серию иногда включают еще тюрюшевскую и надеждинскую свиты, которые, согласно новым данным К. Э. Якобсона и нашим, являются более молодыми и относятся к неопротозою (см. ниже).

в маньхобеинскую (кварциты), щокурьинскую (мраморы, филлиты, слюдяные сланцы), ошизскую (слюдистые кварциты) и пуйвинскую (кварцево-слюдяные и графитистые сланцы, метадиабазы) свиты [15]. В карбонатных породах щокурьинской свиты установлены водоросли типа *Murandavia magna* V o l. и *Nelcanella*. Эти остатки, по данным К. Б. Кордэ, известны в гонамской свите учурской серии Алданского щита, относимой к самым низам неопротозоя. *Murondavia magna* V o l. встречена также в онежской свите карельского комплекса, а трубчатые водоросли *Nelcanella* в саткинской и бакальской свитах бурзянской серии (данные В. Е. Забродина). По мнению Л. Т. Беляковой, верхние две свиты — ошизская и пуйвинская — принадлежат самостоятельной серии, которая предположительно сопоставляется со среднерифейскими отложениями Южного Урала, относимыми нами к среднему неопротозою. Однако такой корреляции противоречит K-Ar датировка полевого шпата из гранитов, прорывающих пуйвинскую серию, равная 1370 млн. лет. Учитывая метод и объект датирования, а также положение рассматриваемых образований в герцинской складчатой области, есть все основания считать, что полученное значение возраста сильно занижено.

Мезопротозойскими, вероятно, являются и метаморфические толщи зоны Уралтау Южного Урала, включаемые в состав максютовского комплекса. В составе их значительную роль играют кварциты, слюдяные кварциты, мусковито-кварцевые, графитистые и другие сланцы. В одной из свит комплекса (кайраклинской) присутствуют основные метавулканиты. В той же свите и в вышележащей карамалинской встречаются линзы и пачки мраморизованных известняков с неясными органическими остатками (онколиты?) Этот комплекс отличается от мезопротозоя Башкирского антиклинория составом пород, более сильным их метаморфизмом и другим стилем тектоники; для него особенно характерны структуры типа гнейсовых куполов. В формационном отношении они ближе к соответствующим отложениям Карелии. Удовлетворительные изотопные датировки пород максютовского комплекса отсутствуют; определения α-Pb методом возраста циркона из сланцев и кварцитов, показавшие значение 1000—1600 млн. лет, не надежны.

В Мугоджарах к мезопротозою условно относится верхнекумакская (узункайрактинская) серия, сложенная слюдистыми и графитистыми кварцитами, слюдисто-кварцевыми сланцами, филлитами, тремолит-актинолитовыми породами и порфироидами; иногда к ней приурочены железистые кварциты (джеспилиты?), пока еще плохо изученные. Эта серия залегает несогласно на талдыкской серии, по-видимому палеопротозойского возраста.

К эвгеосинклинальным образованиям мезопротозоя принадлежат ботнийская серия (серия Тампере) Западной Финляндии, а также серии Эльвеберг, Варгфорс и Ларсбо-Мелар Южной Швеции, развитые в *Свекофеннской области на Балтийском щите*. Для всех них характерно широкое развитие метаморфизованных сланцево-граувакковых отложений, с которыми местами перемежаются покровы основных и средних метавулканитов. В Швеции эвгеосинклинальные серии залегают несогласно на породах лептитовой формации и прорывающих их раннесвекофеннских гранитах. Соотношение ботнийской серии с подстилающими метаморфическими и кристаллическими породами менее ясно. По нашему мнению [256], в ее основании находятся полимиктовые метаконгломераты (район Суодениэми — Лавиа) или кварциты и кварцевые метаконгломераты, которые обнажаются в Южной Финляндии в районе Тиирисмаа, где они, по-видимому, залегают несогласно на сланцево-амфиболитовом комплексе палеопротозоя.

По новым данным И. Лайтакари [511], в многочисленных дайках диабазов, секущих ботнийскую серию, часто находятся ксенолиты кварцитов, неизвестные во вмещающих толщах. Это косвенно подтверждает предположение о присутствии под вулканогенно-осадочными образованиями ботнийской серии базальной пачки кварцитов ятулийского типа. Как показано нами в специальной работе [256], нижняя часть рассматриваемой серии, по-видимому, синхронична сариолийской и сегозерской сериям карельского

комплекса, а ее главная — верхняя часть — онежской и в особенности ладожской (калевийской) сериям того же комплекса.

Свекофеннские образования секутся гранитами, возраст которых датируется K-Ar методом приблизительно 1800 млн. лет, а Pb-изотопным методом (по циркону) 1900 млн. лет [508]; следовательно, свекофеннские граниты имеют тот же возраст, что и граниты, секущие карельские образования в миогеосинклинальных зонах.

На *западе Украинского щита* и в сопредельных районах Русской плиты (Волыно-Подолия) к эвгеосинклинальному типу мезопротозоя, вероятно, относится осницкая серия метаморфизованных граувакковых и аркозовых песчаников, основных и кислых вулканитов и их туфов, залегающая несогласно на гнейсах архея или палеопротозоя и прорванная гранитами осницкого комплекса, датированными K-Ar методом по биотиту в интервале 1300—1800 млн. лет [315]. Датировки гранитов, безусловно, несколько *занижены, поскольку осницкая серия и осницкие граниты древнее* пугачевской и овручской серий, имеющих возраст 1800 млн. лет, а также более поздних гранитов рапакиви коростенского комплекса, надежно датированных 1700 млн. лет. Скорее всего, осницкие граниты внедрились одновременно с гранитами кировоград-житомирского комплекса, возраст которого определяется в 1800—1900 млн. лет.

На территории *Восточной Белоруссии* аналогом осницкой серии является эвгеосинклинальная житковичская свита (серия) метавулканитов (порфироидов и ортосланцев, возникших по кератофирам, диабазам и андезитам), а также метаосадочных пород (филлитов и слюдистых кварцитов). Эта свита, вскрытая буровыми скважинами, залегает несогласно на гнейсах архея. Прорвана она гранитами, которые датированы K-Ar методом (по слюдам) в интервале 1730—1900 млн. лет, а Pb-изотопным методом (по циркону) — 1860 млн. лет [217, 218].

В складчатых областях Западной Европы супракрустальные образования мезопротозоя достоверно не установлены, хотя в некоторых районах, как, например, в *Шотландии*, был интенсивно проявлен карельский (инверийский) диастрофизм, с которым связаны регрессивный метаморфизм архейских пород и интрузии гранитоидов, датированных 1900—2100 млн. лет. Возможно, что там к мезопротозою относятся супракрустальные образования так называемого комплекса Субмойн, развитые в северных нагорьях Шотландии, где они залегают несогласно между архейскими гнейсами льюисского комплекса и серией Мойн неопротозоя (?). Представлены они биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, амфиболовыми, графитовыми, слюдяными, дистеновыми и другими сланцами, мраморами и кальцифирами, среди которых находятся неправильной формы тела основных и ультраосновных пород [215]. В районе Гэрлоха этому комплексу, по-видимому, отвечает серия Лох-Мари, состоящая из метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фации граувакк, песчаников и пелитовых пород, заключающих мощные горизонты амфиболитов и подчиненные прослои мраморов и железистых пород. Рассматриваемая серия относится английскими геологами [16] к лаксфордскому циклу, завершенному так называемой лаксфордской орогенией. Возраст этой орогении (метаморфизма и плутонизма) обычно оценивается в интервале 1700—1600 млн. лет, однако новые геохронологические исследования с помощью Rb-Sr изохронного метода показывают, что лаксфордский метаморфизм проявился 1850 ± 50 млн. лет назад, и, следовательно, он близок времени проявления глобального карельского цикла [513].

Вероятно присутствие геосинклинальных отложений мезопротозоя также на архипелаге *Шпицберген*. На западе и юго-западе о. Западный Шпицберген к ним, по-видимому, относятся две серии: Эймфьеллет и лежащая на ней с перерывом серия Дейлегга [42, 154, 369]. Серия Эймфьеллет (1550 м) залегает с угловым несогласием на гранат-слюдяных сланцах и мраморах Исбьёрнхамна, скорее всего палеопротозойского возраста, и состоит из амфиболитов, кварцитов, различных метаморфических сланцев, заключающих

горизонты метаконгломератов, кварциты приурочены главным образом к нижней части серии. Серия Дейлегга (3500 м), сложена метаморфическими сланцами с прослоями доломитов и кварцитов; в основании ее находятся конгломераты. Выше несогласно лежат отложения с микрофитолитами неопротозоя.

На п-ове Нью-Фрисланд Западного Шпицбергена с указанными выше сериями или только с одной серией Дейлегга коррелируется серия Моссель (5000 м), залегающая, по-видимому, несогласно между архейскими (?) гнейсами серии Атомфьелла и средне(?)-верхненеопротозойскими отложениями подсерии Ветеранен, хотя контакты между ними, как правило, тектонические [154]. По данным У. Харланда [463], серия состоит внизу из гранат-биотитовых сланцев, которые перекрываются мощной толщей филлитов, кварцитов и мраморизованных известняков.

АЗИЯ

Наиболее полно представлены и лучше всего изучены мезопротозойские отложения в древних складчатых поясах обрамления Сибирской платформы, в особенности в Байкальской складчатой области, где находятся миогеосинклинальный и эвгеосинклинальный стратотипы мезопротозоя Сибири и, может быть, даже всей Азии.

Миогеосинклинальным стратотипом рассматриваемой группы, безусловно, должна быть избрана удоканская серия (в среднем 13 000 м), развитая на северо-востоке *Байкальской складчатой области* в Олёкмо-Витимской горной стране. В составе этой серии выделяются три подсерии, разделенные, в свою очередь, на ряд свит [249]. Нижняя, или кодарская, подсерия (до 6000 м), состоящая из сыгыхтинской, ортуряхской, боруряхской, икабийской и аянской свит, сложена существенно терригенными породами морской аспидной формации: различными темноокрашенными сланцами, алевролитами и песчаниками, отчасти кварцитами. Последние обычно присутствуют в виде тонких и редких прослоев, но приблизительно в средней части подсерии они слагают мощные пачки, которые чередуются с темными сланцами и вместе с ними составляют значительную толщу (боруряхская свита). В нижней части подсерии среди песчаников и сланцев заключены горизонты мраморизованных известняков.

Необходимо отметить, что некоторые исследователи, например В. С. Федоровский и А. М. Лейтес [304, 305], представляют себе эту часть разреза удоканской серии в гораздо меньшем объеме, отрицая существование отложений, древнее икабийской свиты. Однако этому мнению противоречат не только наблюдения автора настоящей книги, изложенные в специальной работе [249], но и более поздние исследования Л. В. Травина и В. П. Феоктистова [182, 306], а также К. И. Свешникова [265] в районе стратотипического разреза по р. Бол. Икабия. Кроме того, по данным Ю. К. Варзалова и Г. К. Еникеева (1968 г.), производившим геологическую съемку в хр. Кодар, в составе мощных (6500 м) отложений, называемых этими геологами «икабийской свитой», выделяется несколько подсвит, которые по своему вещественному составу и положению в разрезе (и отчасти по выходам в стратотипических разрезах) соответствуют собственно икабийской свите и всем нижележащим свитам нашей схемы *. Наконец, С. П. Кориковским и В. С. Федоровским [148] описывается разрез нижней части удоканской серии в хр. Кодар (оз. Мельчикит), в котором отчетливо выделяются все подразделения кодарской подсерии, хотя упомянутыми авторами они относятся только к икабийской свите.

Чинейская подсерия (от 1800 до 4500 м), залегающая согласно на кодарской подсерии, состоит из четырех свит: инырской, четкандинской, александровской и бутунской, из которых две нижние свиты существенно терригенного состава, а две верхние — содержат прослои и мощные горизонты карбонатных пород (мергелей, известняков и доломитов). Несколько севернее Кодаро-Удоканского района, в Ченчинских гольцах, бутунская свита выде-

* На соответствие различных частей «икабийской свиты» В. С. Федоровского и А. М. Лейтеса нижним свитам удоканской серии (от ортуряхской до собственно икабийской) в схеме Л. И. Салопа указывают также А. К. Бобров и И. Е. Москвитин [25].

ляется под названием бульбухтинской свиты. Отложения нижних трех свит чинейской серии образовались в прибрежно-морских условиях в обстановке крайнего мелководья (в них весьма часто наблюдаются знаки ряби и трещины усыхания), а бутунская свита накопилась в лагунном сильно минерализованном бассейне (в ней наблюдаются признаки былого засолонения).

Самая верхняя в удоканской серии — кеменская подсерия (до 4500 м) состоит из очень мощной сакуканской свиты косослоистых олигомиктовых и аркозовых песчаников и перекрывающей ее намингской свиты алевролитов. В верхней части сакуканской свиты содержится горизонт медистых песчаников. Сакуканская свита местами ложится на бутунскую с размывом; в этих случаях в ее основании присутствуют конгломераты. Отложения кеменской подсерии сформировались в наземной и подводной частях больших речных дельт. Как видно, в приведенном выше разрезе представлены все отложения трансгрессивно-регрессивного макроритма и, следовательно, удоканская серия достаточно полно характеризует строение миогеосинклинального мезопротозоя.

Положение удоканской серии в разрезе докембрия и ее возрастные границы устанавливаются вполне определенно. Серия, несомненно, моложе архейского фундамента складчатой области и палеопротозойских зеленокаменных осадочно-вулканогенных толщ (олондинской серии и ее аналогов), метаморфизованных и прорванных гранитами 2600—2800 млн. лет назад. Верхняя возрастная граница серии определяется на основании прорывания всех ее подразделений синтектоническими гранитами куандинского комплекса и позднетектоническими гранитами чуйско-кодарского комплекса, которые датированы Pb-изотопным, Rb-Sr и K-Ar методами (десятки определений) 1900 млн. лет. На поверхности размыва этих гранитов лежат отложения тепторгинской серии нижнего неопротозоя.

В доломитах бутунской свиты хр. Удокан содержатся строматолиты, преимущественно конофитоны *Conophyton garganicus* K o r o l., *C. meta* K i r i č., *Stratoconophyton* K o r o l.; реже встречаются строматолиты *Collenia frequens* W a l c., а также онколиты типа *Osagia*. По заключению И. Н. Крылова, бутунские строматолиты похожи на такие же образования из саткинской свиты бурзянской серии (нижний рифей) Урала, относящейся, по нашим данным, к мезопротозою. И. К. Королюк находит, что некоторые формы строматолитов встречаются и в монгошинской (гарганской) свите Восточного Саяна, содержащей еще строматолиты второго (среднерифейского) комплекса. В бульбухтинской (бутунской) свите Ченчинских гольцов, которая также сечется гранитами с возрастом 1860—1900 млн. лет, установлены *Conophyton garganicus* K o r o l., *Kussiella* sp., *Baicalia bulbuchtensis* K o m a r. и онколиты *Osagia libidinosa* Z. Z h u r., относящиеся, по данным определявшей их Т. А. Дольник [93], к первому комплексу. В доломитах субплатформенной намсалинской свиты, уверенно и всеми исследователями коррелируемой с бутунской свитой, содержатся в большом количестве различные фитолиты. Онколиты из этой свиты, по определению Л. И. Нарожных, сходны с такими же образованиями саткинской свиты Урала, а строматолиты, по определению В. Л. Комара и С. В. Нужнова, относятся к *Stratifera* sp., *Conophyton* sp. и *Omachtenia* N u z h., которые типичны для «нижнего рифея» Сибири [232].

Таким образом, в разрезах докембрия Восточной Сибири устанавливается, что строматолиты и микрофитолиты, характерные для первого, или нижнерифейского, комплекса, находятся в мезопротозойских отложениях древнее 1900 млн. лет.*

* Указания А. М. Лейтеса [17] на присутствие в бутунских доломитах ходов червей и следов трубкожилов являются ошибочными; за них были приняты псевдоморфозы по столбчатым и изогнутым игольчатым кристаллам скаполита и цеолитов, широко распространенным в этих породах. Сомнительным является также определение А. Г. Вологдиным [44] в этих породах микроскопической водоросли *Grabauella*; при высокой степени перекристаллизации доломитов вряд ли возможно в них сохранение тонких водорослевых структур (нитей), скорее всего за них были приняты своеобразные литоструктуры.

Стратотипом эвгеосинклинальных формаций мезопротозоя Сибири, вероятно, следует избрать заминскую подсерию муйской серии внутренних районов Байкальской горной области, хотя она как стратотип и уступает по ряду «показателей» своему миогеосинклинальному аналогу (в ней нет органических остатков и для нее нет достоверных изотопных датировок). Вместе с тем она уверенно коррелируется с миогеосинклинальными отложениями Кодаро-Удоканского района, имеет четкие границы и занимает ясное положение в разрезе докембрия. Корреляция ее с удоканской серией возможна благодаря присутствию в пограничных с миогеосинклинальным поясом районах (в бассейне р. Талои и в других местах) переходных типов отложений, для которых характерно чередование метавулканитов с кварцитами (причем роль кварцитов несколько уменьшается по мере удаления от миогеосинклинального пояса) [249].

Нижняя граница заминской подсерии определяется ее залеганием на килянской подсерии, относимой к палеопротозою. Соотношения между этими подсериями согласные, но разнообразные килянские метавулканиты с прослоями метаграувакк и туфов вверх по разрезу сменяются мощной толщей чистых кварцитов, что, несомненно, свидетельствует о резком изменении тектонического режима в геосинклинальном бассейне. В некоторых районах (например, в Южно-Муйском хребте) несколько выше подошвы заминской подсерии среди вулканитов (порфироидов) присутствуют мощные горизонты туфоконгломератов и агломератовых брекчий, указывающие на возникновение субаэральных условий во время вулканической деятельности.

Верхняя граница заминской подсерии исключительно четкая, поскольку формирование заминских осадочных и вулканогенных отложений было прервано мощным диастрофизмом и внедрением различного рода интрузий, включаемых в состав муйского плутонического комплекса. Все датировки пород этого комплекса, произведенные К-Ar методом, показывают «омоложенные» значения. Вместе с тем установлено, что на породах заминской подсерии и на рвущих ее гранитах трансгрессивно залегает акитканская серия нижнего неопротозоя, которая содержит порфиры, надежно датированные Rb-Sr изохронным методом 1710 млн. лет [67].

Заминская подсерия (до 6000 м) в разных зонах и подзонах расчленяется на свиты, имеющие местное значение. Все же в нижней ее части везде преобладают осадочные породы; на флангах эвгеосинклинального пояса это преимущественно кварциты, а в центральной его части — туфогенные песчаники, алевролиты, доломиты, известняки, чередующиеся с вулканитами; в верхней ее части развиты главным образом вулканиты, чередующиеся с осадочными породами (см. рис. 14).

Предложенные в качестве стратотипов геосинклинальные отложения мезопротозоя Байкальской складчатой области смяты в складки, прорваны различного рода интрузиями и неравномерно метаморфизованы. Метаморфизм имеет линейно-зональный характер, причем наиболее сильно (в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях) изменены породы, размещающиеся во внутренней части складчатой области, особенно вблизи глубинных разломов и крупных интрузий гранитоидов; на периферии складчатой области метаморфизм пород уменьшается до низших ступеней зеленосланцевой фации.

Стратотипом платформенных и субплатформенных (авлакогенных) отложений мезопротозоя можно избрать слабо дислоцированные и едва метаморфизованные отложения, залегающие в Олдонсинском и Верхнеханинском грабенах на западе Алданского щита (левобережье р. Олёкмы), которые посвитно параллелизуются с удоканской серией, развитой в соседнем миогеосинклинальном поясе. Согласно данным Е. П. Миронюка [184], несколько уточненным В. Т. Работновым [232], эти отложения начинаются чародоканской свитой (250—500 м) кварцево-полевошпатовых и олигомиктовых песчаников с пачкой базальных конгломератов, лежащих на архейских гнейсах, выше следует намсалинская свита (150—225 м) серых доломитов

с прослоями песчаников и карбонатных алевролитов, затем — ханинская свита (60—600 м) серых и темно-серых тонкослоистых алевролитов с прослоями песчаников, и, наконец, в самом верху разреза расположена кебектинская свита — *мощная (до 1300 м) однообразная толща косослоистых* кварцевых и олигомиктовых песчаников.

Чародоканская свита хорошо сопоставляется с инырской и четкандинской свитами, намсалинская и ханинская свиты — с александровской и бутунской, а кебектинская свита — с сакуканской [199, 202, 249]. В доломитах намсалинской свиты, как уже указывалось, встречаются строматолиты и онколиты первого комплекса, подобные тем, что встречены в бутунской свите чинейской подсерии, а к песчаникам кебектинской свиты приурочена медная минерализация такого же типа, как в сакуканской свите кеменской подсерии. Подобно последней, кебектинская свита залегает на подстилающих породах с размывом. Таким образом, в платформенном стратотипе отсутствуют отложения, отвечающие нижней подсерии удоканской серии и самой верхней части верхней подсерии.

Как показано автором в монографии, посвященной геологии Байкальской складчатой области [249], удоканской серии Олёкмо-Витимской горной страны в других районах миогеосинклинального пояса этой области соответствует чуйская толща. На востоке Патомского нагорья, в бассейнах рек Амалыка, Ченчи и Нечеры, эта толща настолько близка удоканской серии, что там она даже может выделяться под тем же названием и расчленяться на свиты сходного состава. Особенно это относится к нижней части толщи, в которой узнаются аналоги почти всех свит кодарской подсерии удоканской серии. Некоторым отличием является присутствие в низу вскрытой части разреза зеленых ортосланцев, что, возможно, указывает на более тесную, чем в Кодаро-Удоканском районе, связь мезопротозойских образований с палеопротозойскими осадочно-вулканогенными толщами, подобно тому, как имеет место в соседнем эвгеосинклинальном поясе. Верхняя часть чуйской толщи на востоке Патомского нагороя развита фрагментарно, но в бассейне р. Ченчи в ее составе определенно узнаются аналоги бутунской свиты (бульбухтинская свита) чинейской подсерии и вышележащей сакуканской свиты кеменской подсерии.

В центральных районах Патомского нагорья (Тонодский антиклинорий) и в Северо-Байкальском нагорье (Чуйский антиклинорий) отложения чуйской толщи еще слабо стратиграфически расчленены, но, по-видимому, и там могут быть выделены аналоги *свит удоканской серии. В частности, развитая в верховьях р. Чаи абчадская свита доло*митов, заключающая перекристаллизованные строматолиты из группы конофитонов, по всем признакам должна сопоставляться с бутунской свитой.

К востоку от Байкальской горной области вероятным аналогом удоканской серии является чульманская серия *Становой складчатой области*, развитая в тектоническом клине в пределах того же миогеосинклинального пояса, что и удоканская серия [249]. Сложена чульманская толща глубоко измененными терригенными породами, близко напоминающими образования кодарской подсерии в зоне сильного метаморфизма [64]. Датировки этих пород K-Ar методом показывают значения около 1900 млн. лет, которые характеризуют время интенсивно проявленных в Становой области движений, метаморфизма и магматизма карельского диастрофического цикла.

Аналогами удоканской серии и ее субплатформенного стратотипа являются различно, иногда слабо метаморфизованные осадочные толщи, залегающие в Ярогинском, Давангро-Хугдинском и Атугей-Нуямском грабенах в *центральной и юго-восточной частях Алданского щита* [87, 129, 153 и др.]. Типичным их представителем может служить ярогинская толща, развитая в пределах одноименного грабена в бассейне р. Амедичи, которая сложена главным образом метапесчаниками, филлитизированными сланцами, кварцитами и содержит внизу мраморизованные известняки. Верхняя ее возрастная граница определяется небольшими штоками гранитов, датируемыми K-Ar методом по слюдам 1850—1900 млн. лет. На породах толщи и на рвущих ее гранитах залегают конгломераты конкулинской свиты [129], относимой нами к нижнему неопротозою.

Несколько особняком стоят слабо измененные субплатформенные (тафрогенные) терригенно-вулканогенные отложения, развитые в грабенах на *востоке Алданского щита* в пределах Улканского прогиба [53, 113, 198, 199].

В нижней их части трансгрессивно на архейских отложениях залегают топориканская свита (до 450 м) кварцито-песчаников, выше с размывом располагается улкачанская свита (250 м) основных вулканитов субаэральной диабазо-порфиритовой формации, а затем с размывом лежит мощная элгэтэйская свита (до 4000 м) кислых вулканитов субаэральной порфировой формации, заключающих прослои туфов и терригенных пород, а также покровы порфиритов. Кварцевые порфиры датируются К-Ar методом 1615 млн. лет, а извлеченный из них циркон показывает по данным Pb-изотопного метода возраст 1840 млн. лет. Граниты Улканского плутона, прорывающие элгэтэйскую свиту, датируются К-Ar методом в пределах от 1538 до 1800 млн. лет (несколько определений), а циркон из гранитов по отношению Pb^{207}/Pb^{206} показывает возраст 1900 млн. лет [300]. Ю. Н. Гамалея [52] полагает, что улканские граниты комагматичны порфирам элгэтэйской свиты и, следовательно, они близки им по возрасту. На всех этих осадочных вулканогенных толщах трансгрессивно залегают пестроцветные или красноцветные отложения нижнего неопротозоя.

В южном обрамлении Сибирской платформы, расположенном к западу от стратотипических разрезов Байкальской области, мезопротозойские отложения геосинклинального типа выделяются в Восточном Саяне и в Енисейском кряже.

В *Восточно-Саянской складчатой* области миогеосинклинальным отложениям мезопротозоя, сопоставимым со своим стратотипом в Кодаро-Удоканском районе, принадлежат терригенные иретская и белореченская свиты Онотского и Урикско-Ийского грабенов Присаянья [146, 289], залегающие несогласно на осадочно-вулканогенных отложениях палеопротозоя и трансгрессивно перекрытых калбазыкской серией нижнего неопротозоя. Возраст их метаморфизма, определенный К-Ar методом по слюдам, около 1900 млн. лет. Такой же формационный состав и, по-видимому, возраст имеют утуликская свита Хамар-Дабана и туманшетская толща Туманшетского грабена Присаянья [289].

К эвгеосинклинальному типу отложений, по-видимому, относится уртагольская свита китойской серии Иркутно-Окинской зоны, залегающая на палеопротозойской иркутной свите и перекрытая с угловым несогласием орликской серией неопротозоя [289]. Близкий формационный состав имеют вулканогенно-терригенная сигачская и вышележащая существенно карбонатная пезинская свита дербинской серии Удско-Дербинской зоны. Сигачская свита хотя и лежит согласно на карбонатной ханской свите палеопротозоя, но начинает собой новый седиментационный трансгрессивно-регрессивный макроритм. Все эти подразделения сложены преимущественно сильно метаморфизованными осадочными породами морского происхождения, но существенную роль в них играют и основные метавулканиты (ортоамфиболиты), местами составляющие до 30% мощности пород. В целом же эти отложения отвечают вулканогенно-осадочной формации, удаленной от зон максимальной вулканической активности (или вон глубинных разломов). В этом отношении они близки подстилающим толщам палеопротозоя, с которыми тесно связаны. К мезопротозою в Удско-Дербинской зоне, возможно, принадлежит в какой-то мере и жайминская свита, согласно перекрывающая пезинскую. Соотношения дербинской серии с лежащей на ней кувайской серией неопротозоя в разных участках зоны различные; то они залегают видимо согласно, то между ними фиксируется крупный перерыв и даже угловое несогласие.

В *Енисейской складчатой области* к мезопротозою относятся миогеосинклинальная тейская серия и эвгеосинклинальные вятская (абалаковская) и зыряновская толщи. Тейская серия (более 2500 м) сложена внизу биотитовыми, гранат-биотитовыми и двуслюдяными сланцами, нередко заключающими высокоглиноземистые минералы (силлиманит или дистен), и в подчиненном количестве содержит кварциты, амфиболиты и кристаллические известняки (свита хр. Карпинского). На этих породах согласно залегают

кристаллические известняки и силикатно-карбонатные породы с прослоями слюдяных сланцев и кварцитов (пенченгинская свита). Нижняя граница тейской серии неизвестна, но все исследователи Енисейского кряжа считают, что она моложе енисейской, относимой к палеопротозою; верхняя ее граница определяется трансгрессивным залеганием на ней сухопитской серии неопротозоя. Вятская (абалаковская) толща, параллелизуемая многими исследователями с нижней частью тейской серии, развита в западной части кряжа и имеет тектонические соотношения с окружающими ее образованиями. Сложена она различными слюдяными и амфиболовыми сланцами, чередующимися с амфиболитами. Амфиболовые породы, скорее всего, образовались при метаморфизме основных вулканитов. Толща эта прорвана гранитами гаревского комплекса, датируемыми Pb-изотопным методом по циркону и ортиту 1760, 1800 и 1900 млн. лет [69]. Последнее значение ближе всего характеризует время проявления карельского диастрофизма, завершившего мезопротозойскую эру. С тейской серией обычно сопоставляется еще осадочно-вулканогенная зыряновская толща, хотя ее стратиграфическое положение неясно, так как подстилающие и перекрывающие отложения неизвестны.

Два формационных типа отложений мезопротозоя известны и в северном обрамлении Сибирской платформы — в *Таймырской складчатой области*. К миогеосинклинальному типу относится мощная (до 12 000 м) харитоновская серия метаморфизованных терригенных пород, преимущественно песчаников, алевролитов, сланцев и филлитов, развитая в западной части Таймыра, на побережье Харитона Лаптева [112], к эвгеосинклинальному типу — измененные осадочно-вулканогенные отложения челюскинской серии и перекрывающей ее с размывом чукчинской серии, распространенные на востоке полуострова (М. Г. Равич, О. Г. Шулятин, 1968). Обе эти серии залегают трансгрессивно на отложениях палеопротозоя (соответственно на тревожнинской серии и фаддеевской свите) и с большим структурным несогласием перекрываются красноцветной становской свитой неопротозоя. На Северной Земле их стратиграфическими аналогами являются существенно терригенные тельмановская и партизанская свиты [101], имеющие миогеосинклинальный характер (присутствие в верхней части партизанской свиты покровов кислых лав порфировой формации не может противоречить выводу о миогеосинклинальном типе отложений этих свит).

В более южных районах Азиатского материка мезопротозойские отложения развиты в Китае и на юге Советского Дальнего Востока.

В *Китае* мезопротозойские отложения выделяются вполне уверенно. К ним относятся серия Ляохе в провинции Ляонин и серия Хуто в провинции Шаньси, а также их аналоги в других районах.

Серия Ляохе (более 10 000 м) развита главным образом на п-ове Ляодун; она характеризуется чередованием филлитов и метаграувакк и в средней части содержит мощную (до 2000 м) толщу мраморизованных доломитов, заключающих в подчиненном количестве филлиты. Среди доломитов встречаются оолитовые (онколитовые?) разности. К отдельным пачкам доломитов с высоким содержанием MgO приурочены залежи магнезита. Редкие прослои карбонатных пород содержатся и в верхней части разреза. Серия залегает резко несогласно на архейских и палеопротозойских породах, прорванных гранитами с возрастом 2600 млн. лет. Пегматиты, секущие серию, датированы Pb-изотопным методом по ортиту 1600 млн. лет [300]; K-Ar датировки по слюдам показывают большой разброс значений: от 1400 до 1900 млн. лет. На серии Ляохе и на рвущих ее гранитах трансгрессивно залегают платформенные отложения синийского комплекса неопротозоя.

Серия Хуто, очень близкий аналог серии Ляохе, наиболее полно представлена в районе Утайшаня, где она залегает трансгрессивно на палеопротозойской серии Утай и несогласно перекрывается платформенными отложениями, нижняя часть которых относится к синийскому комплексу. Согласно Ма Синь-юаню и другим исследователям [213], серия Хуто подразделяется на две свиты: Доуцунь (4300 м) и Дунье (до 3000 м). В основании свиты

Дунье залегает мощная толща метаморфизованных конгломератов с гальками подстилающих пород, выше располагаются аркозовые кварциты (Нянтай) и еще выше сланцы с прослоями кварцитов и кремнистых доломитов («шиферы» Доуцунь). Свита Дунье состоит из светлых доломитов, вверху переходящих в кремнистые известняки. В карбонатных породах иногда встречаются строматолиты. Судя по строению разреза, серия Хуто отвечает только нижней и средней частям Ляохе; аналоги верхней (регрессивной) части последней в провинции Шаньси, по-видимому, размыты до образования синийского комплекса. Серия Хуто смята в складки, местами заметно метаморфизована и прорвана гранитами и пегматитами во время так называемого люйлянской (карельской) складчатости, возраст которой датируется К-Ar методом по слюдам из пегматитов 1860 млн. лет.

На *Советском Дальнем Востоке* отложения мезопротозойской группы, по-видимому, широко развиты в Ханкайском массиве, а также в Буреинском и Хингано-Буреинском районах [61].

В Ханкайском массиве к мезопротозою должны быть отнесены спасская, митрофановская и лысогорская свиты, сложенные различными слюдистыми, часто графитсодержащими сланцами с прослоями амфиболитов, кристаллических сланцев, известняков, метапесчаников и метаалевролитов. Эти образования залегают несогласно на осадочно-вулканогенных метаморфических толщах палеопротозоя и трансгрессивно перекрываются осадочными толщами неопротозоя.

В Буреинском районе, в пределах так называемого Буреинского антиклинория, вскрываются аналоги перечисленных выше свит Ханкайского массива, выделяемые разными авторами под различными названиями. Чаще всего они фигурируют как последовательно лежащие друг на друге мынская, златоустовская и сагурская свиты, по составу и степени метаморфизма пород очень близкие соответствующим свитам Ханкайского массива. Они также залегают несогласно на отложениях палеопротозоя и перекрываются осадочными толщами неопротозоя.

На Хингане (в Хингано-Буреинском массиве) к мезопротозойской группе, вероятно, принадлежат союзненская свита слюдяных сланцев, кварцитов, мраморов и метапесчаников с пластами промышленно-ценных графитовых микрогнейсов и лежащая на ней согласно дитурская свита мраморов, кварцитов, графитистых и «углистых» филлитов. Этот комплекс пород лежит выше амурской серии палеопротозоя и отделен перерывом от залегающих на них отложений неопротозоя (игинчинской свиты и др.).

Достоверные изотопные датировки рассмотренных выше отложений Дальнего Востока отсутствуют, но их мезопротозойский возраст устанавливается на основании их залегания выше сильно метаморфизованных эвгеосинклинальных осадочно-вулканогенных толщ палеопротозоя и ниже сравнительно слабо измененных осадочных толщ неопротозоя, иногда охарактеризованных органическими остатками (микрофитолитами). По своей формационной принадлежности мезопротозой Дальнего Востока относится к миогеосинклинальному типу.

Мезопротозойская группа достаточно широко и полно представлена на *Индостанской платформе*, но вследствие слабой разработанности стратиграфии многих древних толщ и недостаточной геохронологической их изученности изотопными методами относящиеся к ней отложения не всегда могут быть уверенно выделены. Как уже указывалось в гл. V, к мезопротозою, по-видимому, принадлежат верхние части надсерий Дхарвар в «сланцевом поясе Шимога-Дхарвар» (штат Майсур) и Орисса, развитой в одноименном штате Индии.

Верхняя часть надсерии Дхарвар (серия Верхний Дхарвар), залегающая с угловым несогласием и с конгломератами в основании на нижележащих породах надсерии, сложена осадочными породами, главным образом кварцитами, аргиллитами, карбонатными сланцами, известняками, а также железистыми породами. Последние представлены тонкополосчатыми образо-

ваниями типа джеспилитов и гематитсодержащими кварцитами. В отличие от полосчатых железных руд нижней — палеопротозойской — части надсерии, которые переслаиваются с метавулканитами, они ассоциируют с осадочными (терригенными и карбонатными) породами, что вообще характерно для железных руд мезопротозоя. Рассматриваемые отложения сравнительно слабо изменены и имеют типично миогеосинклинальные черты, чем они резко отличаются от подстилающих глубоко метаморфизованных эвгеосинклинальных толщ палеопротозоя.

Близкий состав имеют верхние две серии надсерии Орисса, лежащие трансгрессивно на породах нижних подразделений надсерии и прорывающих их гранитах Бонаи. Согласно Г. Прасада Рао и другим исследователям [564], нижняя серия сложена конгломератами и граувакками, которые перекрываются кварцитами и кварцевыми сланцами, заключающими силлы и дайки габбро и гипербазитов. Верхняя серия, лежащая с перерывом на нижней, состоит из конгломератов, песчаников и кварцитов, на которых залегают основные лавы и туфы с силлами долеритов, а еще выше толща сланцев, известковистых сланцев и окремненных известняков. Обе серии прорваны гранитами. Радиометрические определения возраста имеются только для лав верхней свиты; они датированы К-Ar методом 1665—1745 (1600—1700) млн. лет [559], но, скорее всего, эти значения несколько занижены вследствие потери породами аргона.

В центральной части Индостана к мезопротозою, вероятно, относится серия Чилпи-Гат, развитая в тектонической зоне Биласпур — Балагхат [158] Эта серия (до 3000 м) сложена главным образом филлитами, сланцами и сланцеватыми кварцитами, заключающими в нижней части разреза железистые кварциты и марганцевые руды. Залегает она резко несогласно с базальными конгломератами и гравелитами на сильно метаморфизованных породах архея и палеопротозоя (Нижнего Дхарвара). Стратиграфическим и формационным ее аналогом является серия Саколи зоны Нагпур — Бандара.

Обращает на себя внимание, что в южной и центральной частях Индостанского полуострова мезопротозойские железорудные серии пространственно и в какой-то мере структурно связаны с подстилающими осадочно-вулканогенными сериями палеопротозоя (хотя и отделены от них крупными несогласиями). По-видимому, это указывает на известную преемственность в развитии древних геосинклинальных систем соответствующего возраста.

Кроме упомянутых серий к мезопротозою, по-видимому, должен быть отнесен также комплекс миогеосинклинальных отложений, развитый на северо-западе полуострова в Раджастхане, в составе трех серий (снизу): Аравалли, Райало и Дели. Серия Аравалли (до 3000 м) залегает трансгрессивно на архейских гранито-гнейсах Бандельканда и сложена метаморфизованными граувакками, аркозами, конгломератами и кварцитами; в верху ее преобладают различные, преимущественно слюдистые, сланцы и филлиты, заключающие прослои кварцитов, мраморизованных доломитов и известняков. В основании серии местами присутствуют маломощные измененные амигдалоидные основные вулканиты и их туфы; к нижней части приурочен тонкий горизонт гематитсодержащих известняков. В некоторых районах разрез серии венчается кварцитами и гравелитами, лежащими с перерывом на подстилающих породах [158, 547, 558]. Эти кварциты обычно также относят к серии Аравалли, но в действительности они могут представлять собой самостоятельные подразделения более позднего докембрия.

Серия Райало, лежащая, по-видимому, с небольшим стратиграфическим несогласием на серии Аравалли, имеет локальное распространение и сравнительно небольшую мощность (до 600 м); некоторые исследователи отрицают ее стратиграфическую самостоятельность и объединяют с вышележащей серий Дели [599]. Серия состоит главным образом из мраморов, но в основании ее обычно присутствует маломощный горизонт кварцитов и метапесчаников, а вверху встречаются прослои и пачки гранат-биотитовых сланцев. Выше серии Райало, возможно с перерывом, располагается мощная (до

6000 м) серия Дели, которая разделяется на две подсерии: нижнюю, Алвар, сложенную в различной степени измененными аркозами, гравелитами, конгломератами и главным образом кварцитами, и верхнюю, Аджабхар, состоящую из филлитов (или биотитовых сланцев), известковистых сланцев, мраморов и кальцифиров.

Метаморфизм пород рассматриваемых серий неравномерный и увеличивается с востока на запад от низших ступеней зеленосланцевой фации до амфиболитовой; в западных районах породы нередко превращены в гнейсы и даже в послойные мигматиты. Все серии прорваны гипербазитами и разнообразными гранитоидами, а также смяты в сжатые складки северо-восточного простирания, огибающие край Гангской (Бандельканской) протоплатформы.

Верхняя возрастная граница комплекса определяется трансгрессивным залеганием на различных его подразделениях неопротозойских отложений виндийской надсерии (Виндий). K-Ar датировки метаморфических минералов из пород комплекса и прорывающих его гранитов обычно не превышают 1100 млн. лет. Но, как показали новые исследования С. Саркара [590], эти значения характеризуют время проявления позднейшего (наложенного) метаморфизма конца неопротозоя, с которым было сопряжено внедрение так называемых эринпурских гранитов (граниты Аджмер и Антала). Более ранние граниты, секущие серию Аравалли, имеют возраст около 2000 млн. лет, т. е. время карельского диастрофизма. Прорывающие делийские отложения граниты Бейрат и нефелиновые сиениты Кисенгарх датированы соответственно 1660 и 1490 млн. лет; возможно, что их возраст несколько «омоложен».

Индийские геологи прежде сопоставляли серию Аравалли с надсерией Дхарвар. В действительности, однако, правильнее ее коррелировать только с Верхним Дхарваром, с которым у нее имеется много общего. В пользу мезопротозойского возраста серии Аравалли может свидетельствовать также присутствие в карбонатных породах из верхней части серии строматолитовых построек [570]. Единичные строматолиты, как известно, изредка встречаются в палеопротозое, но в рассматриваемой серии они образуют сравнительно крупные и многочисленные биогермы.

В сериях Райало и Дели органические остатки не обнаружены. Для суждения о возрасте этих серий большое значение имеет вопрос о характере их соотношения с серией Аравалли. Согласно старым исследованиям А. Хирона [471], делийские отложения залегают на серии Аравалли с угловым несогласием. На этом основании индийские геологи выделяют между этими сериями диастрофический цикл, с которым связывают внедрение гранитов. Если это так, то серии Райало и Дели следовало бы отнести к нижнему неопротозою. Датировки прорывающих их интрузивных пород (если они не «омоложены») этому не противоречат. Однако новые наблюдения С. Сена [599] показывают, что в большинстве случаев контакт серий Аравалли и Дели тектонический, а за базальные конгломераты последней ошибочно принимались тектониты. В некоторых случаях серии залегают без видимого несогласия. Согласно имеющимся данным несогласие между рассматриваемыми сериями, если оно и существует, не имеет такого большого значения, которое ему приписывалось. Оно, скорее всего, имеет местный характер и относится к категории стратиграфических несогласий. Для окончательного решения этого вопроса необходимы дополнительные исследования.

Наряду с миогеосинклинальными отложениями мезопротозоя на Индостанском полуострове известны и их платформенные или субплатформенные стратиграфические аналоги. К их числу относится серия Биджавар, залегающая почти горизонтально на архейских гранито-гнейсах Бандельканда. Эта серия имеет небольшую мощность (240 м) и состоит внизу из кварцито-песчаников, гравелитов, кремнистых известняков, выше которых залегают песчаники с включениями гематита. Осадочные породы сопровождаются основными лавами и их туфами, а также силлами и дайками диабазов. В верх-

ней части серии присутствуют несортированные валунные и пуддинговые конгломераты, переслаивающиеся с алевролитами и сланцами, которые С. Матур [531] считает тиллитами. Возраст тонкозернистого диабаза (долерита), залегающего в виде покрова среди осадочных пород серии, определенный при помощи Rb-Sr изохронного метода (по 6 образцам), оказался равным 2780 ± 365 млн. лет [401]. Судя по тому, что порода является совершенно неметаморфизованной, можно считать, что указанная датировка отражает время излияния лав и седиментации серии. Вероятно, это значение несколько завышено, поскольку точность определения невелика, но если взять это значение с отрицательной поправкой, то оно будет вполне реальным. В этом случае лавы излились вскоре после палеопротозойского диастрофизма (2700—2800 млн. лет). Скорее всего, серия Биджавар является платформенным аналогом самой нижней части серии Аравалли, также вмещающей основные лавы. На породах серии Биджавар с угловым несогласием залегает серия Семри (Нижний Виндий) нижнего неопротозоя.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Мезопротозойские отложения в Северной Америке развиты широко и представлены разнообразными формационными типами. На *Канадско-Гренландском щите* в тектонических провинциях Сьюпириор и Слэйв (см. рис. 6 и 10), испытавших после кеноренского диастрофизма значительную стабилизацию, в мезопротозое сформировались своеобразные платформенные и субплатформенные (протоплатформенные) осадочные толщи, близкие по своему формационному типу карельским образованиям Балтийского щита. На западной окраине провинции Слэйв, затем в Пенокенском складчатом поясе, расположенном южнее провинции Сьюпириор, а также в тектонических провинциях Гренвилл и Черчилл Канады и в южной и восточной частях Гренландии развиты главным образом миогеосинклинальные и отчасти эвгеосинклинальные отложения мезопротозоя.

Стратотипом платформенных отложений этого возраста всегда принимается надсерия Гурон, развитая в южной части щита (севернее оз. Гурон), которая канадскими исследователями ранее относилась к нижнему протерозою, а теперь, следуя схеме К. Стоквелла, — к афебию. Однако современные данные по корреляции этой надсерии с другими подразделениями докембрия Канадско-Гренландского щита, с которыми мы познакомимся ниже, показывают, что гуронские образования отвечают не всей мезопротозойской группе, а только ее нижней части, развитой в Северной Америке локально. Поэтому надсерия Гурон может рассматриваться как американский стратотип только нижней части платформенного мезопротозоя.

Стратиграфическое положение и возраст надсерии Гурон установлены с большой точностью. Гуронские отложения залегают резко несогласно на метаморфизованных зеленокаменных вулканогенных и осадочных толщах Киватина и Тимискаминга (или их аналогов), а также на кеноренских гранитах и в то же время прорываются дайками и силлами диабазов Нипайсинг и плутоном габбро-норитов Садбери, датируемых Rb-Sr изохронным методом 2000—2150 млн. лет [442, 632], а также гранитами Марри и Грейтон, возраст которых определяется по данным того же метода более 2000 млн. лет (см. ниже).

На отложениях Гурона с перерывом залегает серия Уайтуотер, относящаяся к более высокому подразделению мезопротозоя.

Стратиграфия Гурона хорошо известна по прекрасным работам многих канадских геологов, в особенности С. Роско [580, 581]. Новые наблюдения этого автора [581] и других исследователей позволили уточнить прежние представления о строении нижней части Гурона. Было установлено, что слабо метаморфизованные вулканиты и отчасти обломочные породы, развитые на северном побережье оз. Гурон, которые прежде то присоединялись к Киватину, то выделялись в самостоятельное подразделение, промежуточное между

Киватин-Тимискамингом и Гуроном, находятся в основании гуронских отложений и составляют вместе с ними единый комплекс (надсерию). В некоторых участках побережья озера они выпадают из разреза и там разрез Гурона начинается с конгломератов свиты Матинenda, которые ранее считались базальными образованиями всего комплекса (рис. 19).

Согласно новым данным Гурон разделяется на четыре серии, залегающие между собой большей частью с размывом, но без углового несогласия. В состав нижней серии — Эллиот-Лейк входят (начиная снизу) свиты: 1) Ливингстон-Крик (15—500 м) — субаркозы и конгломераты; 2) Тессалон (65—2300 м) — основные вулканиты, субаркозы, конгломераты; 3) Коппер-Клифф (320—1200 м) — кислые вулканиты; 4) Матинenda (35—320 м) — крупнозернистые субаркозы, кварцевые и олигомиктовые конгломераты; 5) Мак-Ким (65—2300 м) — олигомиктовые песчаники, аргиллиты. Вышележащая серия Хуг-Лейк состоит из свит: 1) Рамсей-Лейк (15—65, до 200 м) — полимиктовые конгломераты; 2) Пекорс (15—260 м) — аргиллиты и алевролиты; 3) Миссиссаги (230—650 м, изредка до 3000 м?) — грубозернистые субаркозы. В составе следущей, еще более высоколежащей серии Квирк-Лейк выделяются свиты: 1) Брус (25—65 м) — полимиктовые конгломераты и граувакки; 2) Эспанола (160—250 м) — известняки, доломиты и алевролиты и 3) Серпент (65—300 м) — аркозы и субграувакки. Самая верхняя серия Кобальт, которая местами (на севере полосы развития Гурона) залегает непосредственно на породах палеопротозоя, состоит из следующих свит: 1) Гоуганда (650—1300 м) — полимиктовые и валунные конгломераты, серые и розовые аркозы, красные аргиллиты; 2) Лоррайн (2400 м) — кварциты, аркозы; 3) Гордон-Лейк (260—1200 м) — разноцветные алевролиты и 4) Бар-Ривер (650—2000 м) — кварциты и красные алевролиты.

Гуронские отложения возникли в континентальных и прибрежно-морских условиях, а слагающие их породы часто обладают различными текстурами мелководья. Конгломераты Гоуганда являются типичными ледниковыми образованиями (*тиллитами*); *они характеризуются отсутствием всякой* сортировки, наличием утюгообразных валунов и «дропстонов», сопровождаются *ленточными глинистыми сланцами* (*варвы*) с *изолированными валунами*, и в основании их иногда наблюдается ледниковое ложе со штрихованной поверхностью [384, 523, 653]. Конгломераты в нижележащих свитах Рамсей-Лейк и Брус также иногда имеют облик тиллитов. В верхней части серии Кобальт встречаются признаки былого засолонения в виде глиптоморфоз по каменной соли и включений гипса (в свите Гордон-Лейк), а также проявления сингенетического медного оруденения (в кварцитах свиты Бар-Ривер).

Одной из важных особенностей Гурона является присутствие в его нижней части золото-урановых конгломератов, заключенных преимущественно в свите Матинenda, отчасти Тессалон и Ливингстон-Крик. Помимо большого практического интереса эти конгломераты имеют огромное стратиграфическое значение, поскольку их возникновение связано с определенными условиями, *жестко лимитируемыми составом атмосферы и тектонической обстановкой* (см. ниже).

Более молодая, чем надсерия Гурон, мезопротозойская серия Уайтуотер развита на сравнительно небольшой площади в районе г. Садбери, где она слагает простую брахисинклиналь, в которой она отделена от подстилающих гуронских и более древних пород пластообразной интрузией (лополитом) Садбери. Эта серия сложена в нижней части туфами Онапинг, выше которых располагаются сланцы Онуотин и затем песчаники Челмзфорд. Туфы и туфолавы Онапинг в настоящее время рассматриваются как продукты взрыва и частичного плавления подстилающих серию пород под влиянием ударного воздействия метеорита. В них широко развиты импактитовые структуры и обнаружены специфические для такого рода образований минералы; в подстилающих породах наблюдаются закономерно ориентированные конусы удара («шатерконы») [436 и др.].

Изотопные датировки Rb-Sr изохронным методом пород из района г. Садбери показывают несколько противоречивые результаты. Сланцы Онуотин и гранофиры из лополита Садбери датированы соответственно 1700 и 1700—1720 *млн. лет* [577], *а граниты, рвущие гуронские образования и в некоторых* случаях габбро-нориты лополита, — от 2230 до 1780 млн. лет, т. е. более

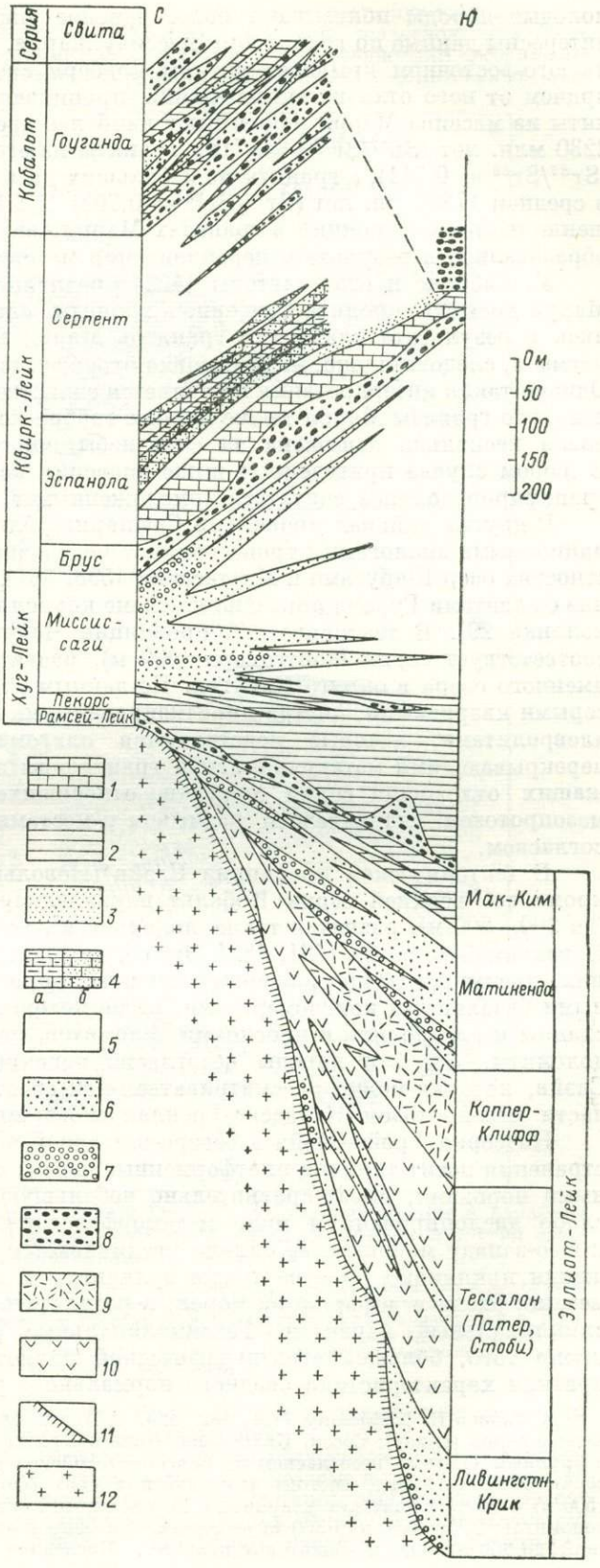


Рис. 19. Схема строения нижней части надсерии Гурон на северном берегу оз. Гурон (район озер Квирк-Эллиот). Составлена по данным С. Роско [580, 581].

1 — известняки; *2*— аргиллиты, глинистые сланцы, граувакки; *3* — граувакки; *4* — переслаивание карбонатных пород со сланцами (*а*) и с песчаниками (*б*); *5* — полевошпатовые кварциты; *6* — гравелиты, грубозернистые полевошпатовые кварциты, аркозы; *7* — олигомиктовые конгломераты; *8* — полимиктовые валунные конгломераты (тиллиты); *9* —кислые вулканиты; *10* — основные вулканиты; *11* — догуронская кора выветривания; *12* — догуронские породы (вулканиты и граниты).

молодые породы показывают более древние значения возраста. Особенно интересны данные по гранитному массиву Марри. Этот массив располагается на юго-восточном крыле структуры Садбери среди гуронских отложений, причем от него отходит апофиз-дайка, проникающая в габбро-нориты. Граниты из массива Марри показывают наиболее древние значения возраста — 2230 млн. лет ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0{,}719$), граниты из его апофиза — 2050 млн. лет ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0{,}711$), а граниты из небольших даек, секущих массив Марри, — в среднем 1780 млн. лет ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0{,}708$) [422]. Высокое первичное отношение изотопов стронция в гранитах Марри свидетельствует о том, что они образовались в результате переплавления материала земной коры.

У. Гиббинс и его соавторы [422] предполагают, что граниты массива Марри древнее лополита Садбери, а граниты, слагающие апофиз, образовались в результате плавления гранитов Марри под воздействием основной магмы и, следовательно, их датировка отражает время образования лополита. Однако такая интерпретация не является единственно возможной. Не исключено, что граниты Марри также моложе габбро-норитов Садбери, но их датировка несколько завышена за счет избыточного радиогенного стронция. В любом случае приведенные выше значения возраста сланцев Онуотин и гранофиров должны считаться «омоложенными».

В других районах провинции Сьюпириор близкими возрастными и формационными аналогами Гурона являются осадочные толщи, развитые в окрестностях озер Шибугамо и Мистассини [598, 581]. Их возможное сопоставление со свитами Гурона показано на схеме корреляции (см. табл. III, вкладка, колонка 29). В тектонической провинции Черчилл нижней части Гурона соответствует серия Монтгомери (900 м), развитая локально вблизи одноименного озера в округе Киватин. По данным Р. Белла [366], она сложена серыми кварцевыми, иногда пиритизированными песчаниками, гравелитами, алевролитами, которые подстилаются олигомиктовыми конгломератами, перекрывающими метавулканиты и гранитоиды палеопротозоя. От вышележащих отложений серии Хурвитц, относящихся к более высокой части мезопротозоя, она отделена размывом и местами даже слабым угловым несогласием.

В тектонической провинции Слэйв (Невольничьего озера) с Гуроном кроме его верхней серии Кобальт параллелизуется серия Юнион-Айленд (до 200—300 м), развитая также локально в районе восточного рукава Бол. Невольничьего озера [481, 482]. Эта серия трансгрессивно залегает на древних, преимущественно палеопротозойских, породах и начинается маломощными базальными конгломератами, выше которых следуют доломиты, затем сланцы и алевролиты с прослоями доломитов, покров шаровых лав и снова доломиты. Все эти породы несогласно перекрываются надсерией Грейт-Слэйв, которая может рассматриваться как стратотип большей — верхней — части мезопротозоя Канадско-Гренландского щита.

Надсерия Грейт-Слэйв в северо-восточной части района своего распространения носит типично платформенные черты: она сложена только осадочными породами, имеет сравнительно небольшую мощность (2500—3000 м), слабо дислоцирована и мало метаморфизована. Однако по направлению к юго-западу мощность ее сильно увеличивается (до 6500—7000 м), в ее сложении принимают участие также вулканиты и заметно возрастает степень метаморфизма и деформации пород; в результате надсерия приобретает геосинклинальный характер. Геосинклинальные разрезы характеризуются, кроме того, большей стратиграфической полнотой. Поэтому ниже дается краткая характеристика сводного нормального разреза надсерии (рис. 20).

Согласно П. Хоффману [481, 482, 483, 484], надсерия Грейт-Слэйв разделяется на четыре серии (снизу): Сосэн, Кахочелла, Пити и Кристи-Бей. Серия Сосэн, залегающая с крупным угловым несогласием на палеопротозойских породах или же с размывом на серии Юнион-Айленд, состоит из следующих свит (снизу): 1) Хорнби-Чаннел (250—1500 м) — полевошпатовые кварциты с прослоями конгломератов, алевролитов и изредка доломитов; 2) Дюамел (до 300 м) — строматолитовые и онколитовые доломиты и 3) Клюзиай (до 350 м) — полевошпатовые кварциты. Последняя лежит на поверхности размыва

подстилающих доломитов, а в платформенной области — непосредственно на палеопротозойских породах. Серия Кахочелла (450—1600 м) образована тонкослоистыми часто красноцветными алевролитами, аргиллитами, сланцами и тонкозернистыми песчаниками с редкими прослоями гематитовых оолитовых руд и строматолитовых доломитов, в которых

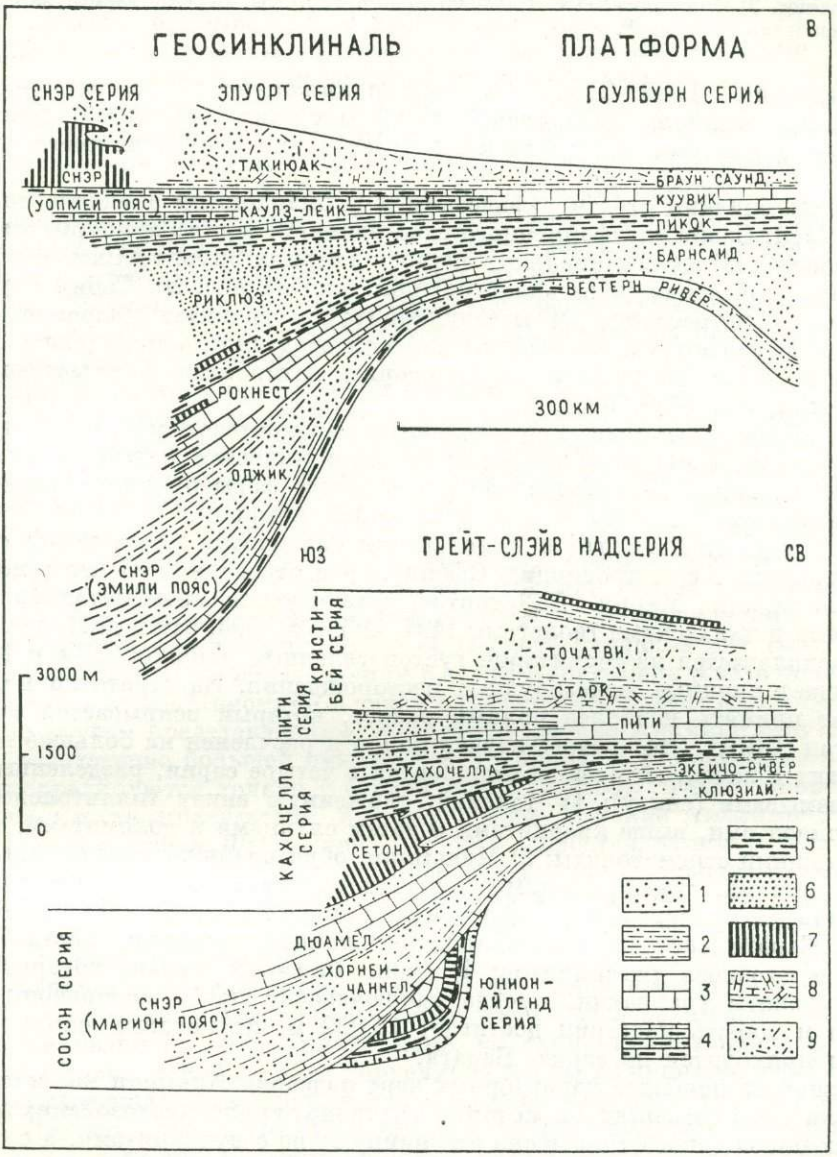


Рис. 20. Строение мезопротозойских надсерии Грейт-Слэйв и серий Эпуорт и Гоулбурн тектонических провинций Слэйв и Медвежьего озера. По П. Хоффману и другим авторам [484], с дополнениями П. Хоффмана [483].

1 — косослоистые кварциты и субаркозы, частично конгломераты; *2* — переслаивание алевролитов, сланцев и песчаников; *3* — строматолитовые и оолитовые (онколитовые) доломиты, известняки и мергели; *4* — переслаивание известняков и сланцев; *5* — сланцы, сланцы с конкрециями и алевролиты; *6* — граувакки, ритмично переслаивающиеся со сланцами, *7* — вулканиты, вулканические брекчии, туфы; *8* — карбонатные мегабрекчии с красным аргиллитовым цементом; *9* — «незрелые» косослоистые красные литокластические песчаники.

иногда отмечаются пустоты выщелачивания гипса. На юго-западе обломочные породы частично замещаются основными вулканитами (свита Сетон).

Серия Пити (400—600 м) на северо-востоке (в платформенном районе) сложена главным образом доломитами, нередко строматолитовыми, которые к западу замещаются ритмично переслаивающимися (флишоидными) тонкослоистыми карбонатными аргиллитами, алевролитами и граувакками, отчасти известняками. В низу серии присутствует характерный горизонт красных глинистых известняков. Верхняя серия Кристи-Бей

состоит из свит: 1) Старк (до 750 м) — красноцветные алевролиты и аргиллиты, иногда с глиптоморфозами по NaCl, заключающие линзы строматолитовых доломитов и карбонатные брекчии с красным аргиллитовым цементом, 2) Точатви (600—900 м) — косослоистые красноцветные полимиктовые литокластические песчаники с конгломератами в основании, 3) Портейдж-Лейк (100—200 м) — аргиллиты, перекрываемые или замещаемые базальтами Пирсон *.

Надсерия Грейт-Слэйв в геосинклинальной области прорвана гранитами, которые датированы K-Ar методом 1915 (1845) млн. лет. Выше ее с угловым несогласием залегает серия Эт-Тен нижнего неопротозоя.

Очень близким стратиграфическим и формационным эквивалентом надсерии Грейт-Слэйв платформенного типа является серия Гоулбурн, имеющая также свои миогеосинклинальные аналоги в сериях Эпуорт и Снэр (см. ниже). Строение этой серии (и ее аналогов) показано на рис. 20. Серия Гоулбурн залегает трансгрессивно на метавулканитах и гранитах палеопротозоя и несогласно перекрывается неопротозойской осадочной толщей (свита Тинни-Коув и др.). Габбро-диабазы, рвущие серию, датированы K-Ar методом 1610 (1550) млн. лет [395, 625].

Наиболее известным подразделением мезопротозоя миогеосинклинального типа на Канадско-Гренландском щите является надсерия Анимики, которая и может быть предложена в качестве формационного стратотипа рассматриваемой группы для всей Северной Америки.

Эта надсерия развита в Пенокенском складчатом поясе мезопротозоя, обрамляющем с юга провинцию Сьюпириор и отделенном от нее зоной глубинного разлома Марри. Ее стратиграфия изучена очень детально американскими и канадскими геологами [494, 495, 520, 566, 619 и др.], поскольку она располагается на территории густонаселенных районов США и Канады и вмещает крупные железорудные месторождения. За стратотип надсерии следует принять наиболее полный разрез, который вскрывается в штате Мичиган (США). Этот разрез изучен полно и расчленен на большое количество свит и пачек, которые объединяются в четыре серии, разделенные иногда размывами (снизу): 1) Чоколай, сложенную внизу тиллитоподобными конгломератами, выше кварцитами и затем сланцами и доломитами, иногда содержащими строматолиты; 2) Миномини, образованную кварцитами, сланцами, яшмами, конгломератами, изредка строматолитовыми известняками *и покровами вулканитов и содержащую наиболее мощные пачки джеспилитов*; 3) Барага, состоящую из кварцитов, сланцев, граувакк, иногда вулканитов *и прослоев джеспилитов*; 4) Пайнт-Ривер, *в составе которой более* всего развиты грауваккн, иногда заключающие пачки сидеритовых руд. *Общая мощность надсерии достигает 12 000 м, из которых около 6000—* 9000 м приходится на серию Барага.

Одной из наиболее характерных черт надсерии Анимики является присутствие в ней джеспилитов, которые в отличие от палеопротозойских железорудных пород такого типа тесно ассоциируют не с вулканитами, а с осадочными породами (джеспилиты «типа Верхнего озера») и имеют другой состав и нередко другое строение (см. ниже). В заключенных между ними кремнистых прослоях часто находятся микроскопические остатки водорослей. Последние особенно в большом количестве и хорошей сохранности содержатся в кремнистых сланцах свиты Ганфлинт (Бивабик), развитой на северном побережье оз. Верхнего (Канада) и являющейся аналогом части серии Миномини Мичигана. В ней встречаются разнообразные строматолиты, которые Х. Хоффман [479] сопоставляет с формами, выделяемыми советскими исследователями как *Stratifera* K o r o l., *Tungussia* S e m i k h., *Gymnosolen* S t e i n m., *Kussiela* K r y l. и др., т. е. с формами, которые характерны для нижнего, среднего и верхнего рифея Урала. М. А. Семихатов [см. 392] описал из этой свиты еще новую форму, названную им *Gruneria*

* См. примечание на с. 274.

biwabikia. В этой же свите находятся также онколиты из группы *Osagia*, ближе не определенные *.

Надсерия Анимики трансгрессивно и с большим угловым несогласием перекрывает осадочно-вулканогенные толщи и граниты палеопротозоя, но, в свою очередь, прорывается гранитами, которые, по данным Ф. Бенкса [357], датируются K-Ar и Pb-изотопным (по циркону) методами 1860—1890 млн. лет. Оценивая многочисленные другие датировки, полученные K-Ar, Rb-Sr и Pb-изотопным методами, Л. Олдридж и другие исследователи [345] принимают возраст этих гранитов равным 1900 млн. лет. Более ранние пластовые интрузии и дайки диабазов, рвущие отложения надсерии Анимики, имеют возраст 2000 млн. лет [462]. Следует отметить, что все эти датировки решительно противоречат широко распространенному среди канадских геологов мнению о том, что верхняя возрастная граница афебия, к которому относится надсерия Анимики, датируется 1700 (1640) млн. лет [614] или 1750 млн. лет. Верхний возрастной предел надсерии Анимики геологически определяется резко несогласным залеганием на ней неопротозойской серии Нижнее Кивино.

Вопрос о соотношении надсерий Анимики и Гурон является дискуссионным. Хотя все канадские исследователи в настоящее время согласны с тем, что надсерия Анимики и надсерия Гурон относятся к одному и тому же подразделению докембрия (афебию), но по поводу их корреляции не существует единого мнения, так как сопоставление разноформационных комплексов, к тому же разделенных зоной крупных разрывов типа глубинных разломов, задача далеко не из легких. Наиболее распространены две точки зрения. По одной из них, нижняя серия Чоколай отвечает трем нижним сериям Гурона, при этом карбонатные породы со строматолитами, залегающие в верхней части серии Чоколай (в свите Рандвилл или Бед-Ривер), соответствуют таким же образованиям в серии Квирк-Лейк (свита Эспанола); нижняя часть серии Миномини в таком случае соответствует серии Кобальт. Согласно другим представлениям, в составе надсерии Анимики отсутствуют толщи, отвечающие большей нижней части Гурона, и ее базальные образования коррелируются только с серией Кобальт [654]. Такая корреляция основывается на присутствии в низах серии Чоколай тиллитоподобных конгломератов (свита Ферн-Крик), которые сопоставляются с тиллитами свиты Гоуганда серии Кобальт, а также на сходстве кварцитов свиты Лоррайн с кварцитами Стреджент, залегающими в серии Чоколай над тиллитами. В пользу ее свидетельствует также присутствие в самой верхней части Гурона железистых кварцитов.

По-видимому, вторая точка зрения, имеющая в настоящее время наибольшее число сторонников среди канадских исследователей, является более обоснованной; она принята нами на схеме корреляции (табл. III, вкладка). Однако, какой вариант корреляции мы бы ни приняли, в любом случае преобладающая по мощности часть разреза надсерии Анимики моложе Гурона. Это показывает, что Гурон отвечает только самой нижней части мезопротозоя и уже по одному этому не может рассматриваться как мировой стратотип группы (афебия, нижнего протерозоя, мезопротозоя), как это считают некоторые исследователи [269].

Надсерия Анимики уверенно сопоставляется с надсерией Каниписко Лабрадорского трога, серией Пувунгнитук складчатого пояса Кейп-Смит, сериями Белчер островов Белчер и серией Манитунук восточного побережья Гудзонова залива (см. табл. III, вкладка). Стратиграфия всех этих серий известна в настоящее время с большой детальностью и обобщена, в частности в новой очень ценной работе Е. Димрота с соавторами [618]. Корреляция осуществляется на основании сходства состава слагающих их пород, строения разреза, близости структурной позиции (миогеосинклинальная зона

* М. Е. Раабен, ознакомившаяся с коллекцией Х. Хоффмана, находит, что среди строматолитов надсерии Анимики преобладают нижнерифейские формы (личное сообщение).

в обрамлении тектонической провинции Сьюпириор), одинакового положения в общем разрезе докембрия щита и одинакового изотопного возраста. Маркирующими горизонтами при этом являются толщи джеспилитов и строматолитовых известняков и доломитов.

Все упомянутые корреляты надсерии Анимики залегают с большим структурным несогласием на архейском гнейсо-гранулитовом комплексе (Унгава и его аналоги) и трансгрессивно перекрываются нижним неопротозоем. Возраст их метаморфизма и рвущих гранитов, определенный K-Ar методом, находится в интервале 1665—1820 (1600—1756) млн. лет. Как уже указывалось, такой же возраст обычно дают K-Ar датировки и для мезопротозойских пород Пенокенского пояса, но сравнение их с Pb-изотопными датировками показывает, что этот возраст значительно «омоложен».*

Строматолиты из надсерии Каниаписко (свита Денаулт) подробно описаны Дж. Дональдсоном [414]. И. Н. Крылов [162] на основании этого описания считает их сходными с нижнерифейскими формами, которые содержатся в бурзянской серии Урала.

В провинции Черчилл к миогеосинклинальным отложениям мезопротозоя относится ряд серий (Ноначо, Вог-Лейк, Хурвитц, Грейт-Айленд, Сикл, Мисси, Ассейн и др.; см. схему корреляции, табл. III, вкладка), которые сложены главным образом метаосадочными породами, преимущественно терригенными (метааркозами, кварцитами, метаграувакками и др.) и отчасти карбонатными. Среди осадочных пород встречаются железорудные пачки, но рудные образования в них представлены не джеспилитами, а гематитовыми и сидеритовыми массивными пластовыми рудами. Такие же руды, впрочем, присутствуют и в серии Каниаписко (свита Ларч) на севере Лабрадорского трога.

Наиболее полно разрез мезопротозоя провинции Черчилл представлен в серии Хурвитц района оз. Эннадей и в бассейне р. Коньяк [364, 365, 366, 421, 422]. В основании серии трансгрессивно на палеопротозойских метавулканитах и гранитах или на нижнемезопротозойских обломочных породах серии Монтгомери залегают серые и зеленовато-серые валунные и галечниковые конгломераты и песчаники (свита Педлей, 500 м), выше с размывом лежат грубослоистые светлые кварциты и гравелиты, сменяемые выше тонкослоистыми разностями кварцитов с волновой рябью (свита Кинга, до 1000 м); затем на них налегают серые сланцы, алевролиты и граувакки с прослоями красных сланцев и доломитов, которые местами перекрываются основными вулканитами и туфами (свита Эмето, до 700 м). Еще выше располагаются серые граувакки, алевролиты, аргиллиты и доломиты («комплекс пост-Эмето», 700—1600 м), и венчается весь разрез коричневатыми кварцево-полевошпатовыми, иногда литокластическими и кварцевыми песчаниками, а также сланцами (без названия, 330—670 м). Карбонатные породы, приуроченные к средней части разреза этой серии, содержат многочисленные строматолиты.

Все мезопротозойские серии в провинции Черчилл залегают несогласно на отложениях палеопротозоя и многие из них (в том числе серия Хурвитц) несогласно перекрываются породами нижнего неопротозоя. K-Ar методом по слюдам из метаморфических пород и рвущих гранитов они датируются 1770—1890 (1700—1820) млн. лет. Для гранитов, рвущих серию Вог-Лейк в районе оз. Атабаска, этим методом установлен возраст 1970 (1900) млн. лет [507]. Интересно отметить, что в этом же районе главный этап гидротермальной урановой минерализации датирован Pb-изотопным методом 1900 млн. лет. Несомненно, что K-Ar датировки во многих случаях «омоложены» в результате утечки аргона. Залегающие несогласно на серии Хурвитц отложения нижнего неопротозоя (серия Нижний Дабаунт) заключают покровы порфиров, которые датированы K-Ar методом 1830 (1770) млн. лет, а Rb-Sr изохронным — 1730 млн. лет [415, 416 и др.]. Таким образом, наиболее вероятный возраст мезопротозойского диастрофизма в провинции Черчилл 1900—1970 млн. лет.

---

* Новые определения возраста метаморфических сланцев надсерии Каниаписко Rb-Sr изохронным методом показывают значения около 1900 млн. лет [437].

Разнообразно и полно представлены мезопротозойские отложения миогеосинклинального типа на северо-западе щита, в тектонических провинциях Слэйв и Медвежьего озера. В первой из них они приурочены к периферическим частям провинции: с одной стороны, к юго-восточной ее окраине, около провинции Черчилл, где развита надсерия Грейт-Слэйв, с которой мы уже познакомились одновременно с ее платформенным эквивалентом, а с другой стороны, к юго-западной окраине, вблизи провинции Медвежьего озера, где располагается серия Снэр. Серия эта сложена преимущественно метаосадочными породами: сланцами, песчаниками, алевролитами, доломитами и известняками, иногда заключающими строматолиты; местами в ней широко развиты также измененные основные лавы. Стратиграфически она расчленена еще очень слабо, однако в ней, несомненно, имеются аналоги нижней и верхней частей платформенной серии Гоулбурн, с которой она обычно сопоставляется (см. рис. 20). Серия Снэр прорвана претектоническими интрузиями габбро-диабазов, имеющими по данным K-Ar метода возраст 1970—2175 (1900—2100) млн. лет, и синтектоническими гранитами, датируемыми тем же методом по слюдам 1920 (1850) млн. лет [452, 519 и др.].

В провинции Медвежьего озера возрастным аналогом серии Снэр является осадочно-вулканогенная серия Эхо-Бей и залегающая на ней со стратиграфическим перерывом серия Камерон-Бей, развитые в районе Бол. Медвежьего озера, а также серия Эпуорт, развитая в бассейне р. Коппермайн.

Серия Эхо-Бей залегает трансгрессивно на гранитах и представлена измененными вулканитами, преимущественно основного состава, и их туфами, чередующимися с различными метаосадочными обломочными и отчасти карбонатными породами. Присутствие в ней большого количества вулканитов сближает ее с эвгеосинклинальными формациями мезопротозоя, но, с другой стороны, среди осадочных пород серии находится много кварцитов и конгломератов, возникших в условиях шельфа и характерных для миогеосинклинальных отложений. Серия Камерон-Бей образована красноцветными и серыми песчаниками, конгломератами и аргиллитами. Обе серии прорваны гранитами, датированными K-Ar методом 1970 (1900) млн. лет. Выше несогласно залегает неопротозойская серия Хорнби-Бей [418, 468, 505].

Гораздо лучше стратиграфически изучена серия Эпуорт [434, 435, 484], близко напоминающая по своему составу и строению разреза миогеосинклинальную надсерию Грейт-Слэйв (см. рис. 20). В средней ее части так же, как и в последней, находятся доломиты со строматолитами. Их стратиграфическое положение в разрезе и соотношение с подстилающими и перекрывающими породами одинаковы со строматолитовыми доломитами в серии Хурвитц провинции Черчилл. Существенно, что в верхней части серии Эпуорт, так же, как и в соответствующих частях надсерии Грейт-Слэйв и серии Хурвитц, присутствуют красноцветные литокластические песчаники, которые залегают на подстилающих породах с размывом. Эти красноцветы нами сопоставляются с аналогичными породами серии Камерон-Бей Бол. Медвежьего озера, лежащей с перерывом на серии Эхо-Бей.

Серия Эпуорт надежно посвитно сопоставляется и с платформенной серией Гоулбурн провинции Слэйв. Принятая нами и показанная на рис. 20 и в табл. III (вкладка) корреляция основана на специальном исследовании по этому вопросу Дж. Фрезера и Л. Тремблея [435]. Серия Эпуорт интрудирована гранитами, датированными K-Ar методом по слюдам 1725—1925 (1660—1855) млн. лет [338]; действительный возраст интрузий, естественно, характеризуют наибольшие значения.

В противоположной части Канадско-Гренландского щита к миогеосинклинальному мезопротозою, быть может, относится серия Флинтон, развитая в южной части тектонической провинции Гренвилл. Согласно новым исследованиям Дж. Мура и Ф. Томпсона [542], эта серия залегает с угловым (структурным) несогласием на метавулканитах серии Хермен и на рвущих их гранодиоритах (плутона Эльзевир и др.). В основании серии находятся базальные кварциты и кварцевые конгломераты свиты Бишоп, выше

располагаются кристаллические доломиты, известняки, доломитовые конгломераты и графитовые сланцы свиты Майер-Кейв, и вся серия завершается тонкослоистыми слюдистыми сланцами и кристаллическими известняками свиты Фернлей. Мощность серии не превышает 625 м, но, учитывая сильную раздавленность пород, предполагают, что первоначальная мощность вскрытой части разреза была гораздо большей — около 2—3 км. Породы зонально метаморфизованы в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях.

В более ранних работах канадских ученых [302, 347, 536, 537] породы серии Флинтон вместе с некоторыми другими более древними образованиями выделялись под названием «серия Гастингс». Дж. Мур и Ф. Томпсон включают серию Флинтон в состав надсерии Гренвилл, однако, учитывая резко несогласное залегание серии на подстилающих породах, такое объединение весьма разновозрастных подразделений в один комплекс представляется *совершенно неоправданным*.

Метавулканиты Хермен, на которых трансгрессивно лежит серия Флинтон, датированы Pb-изотопным методом по циркону 1310 млн. лет, а метаморфические минералы из пород серии по данным K-Ar метода показывают значения около 1000 млн. лет. Указанные значения принимаются Дж. Муром и Ф. Томпсоном как возрастные границы серии. Однако известно, что в тектонической провинции Гренвилл древние горные породы претерпели интенсивный заключительный метаморфизм (и деформацию) во время гренвиллского цикла, вследствие чего они независимо от их действительного возраста или возраста их раннего метаморфизма показывают «омоложенные» значения, обычно отвечающие времени последнего метаморфизма (1000 млн. лет). Исследования канадских геологов свидетельствуют о том, что породы серии Флинтон испытали деформацию в течение трех различных этапов, и поэтому позволительно думать, что только последний этап деформации был связан с гренвиллскими событиями, а более ранние этапы относятся к предшествующим циклам диастрофизма. Если это так, то нельзя считать исключенной принадлежность серии Флинтон мезопротозою, тем более что с более молодыми неопротозойскими сериями Летития-Лейк и Сил, развитыми в северной части той же провинции Гренвилл (см. ниже), у нее нет ничего общего. Вместе с тем по своей формационной сущности она близка надсерии Гурон, от которой отличается только гораздо бо́льшим развитием карбонатных пород.

Радиометрические определения Т. Крога, Г. Дэвиса и других исследователей [509] при помощи Rb-Sr изохронного метода показывают, что в *южной части провинции Гренвилл был широко проявлен метаморфизм с возрастом* 1700—1900 млн. лет, отвечающий карельскому циклу.

К миогеосинклинальному типу мезопротозоя, по-видимому, относятся осадочные метаморфические толщи, развитые на севере той же провинции, в районе южного окончания Лабрадорского трога. По своему первичному составу они похожи на отложения средней части ранее упомянутой надсерии Каниаписко, с которыми они сопоставляются канадскими геологами; в частности, в одной из свит в них содержатся прослои джеспилитов, характерных для свиты Сокоман Лабрадорского трога. Однако они гораздо сильнее изменены, вплоть до высших ступеней амфиболитовой фации, что связывается с общим усилением метаморфизма по направлению к внутренней части провинции Гренвилл.

К миогеосинклинальному мезопротозою следует отнести и серию Пенрин, развитую на арктическом побережье Канады, на п-ове Мелвилл. Эта серия, сложенная кварцитами, кристаллическими известняками и доломитами, метагравакками и сланцами, по-видимому, залегает несогласно на сильно метаморфизованных породах осадочно-вулканогенной серии Принца Альберта, выходящих в ядрах окаймленных куполов, но прорвана гранитами, датированными K-Ar методом 1755 (1690) млн. лет [472].

К рассматриваемому формационному типу мезопротозоя, вероятно, относится серия Грин-Хед, развитая восточнее провинции Гренвилл, уже вне пределов щита на севере *Аппалачской складчатой области* (Нью-Бран-

суик, Канада). Эта серия сложена кристаллическими известняками и доломитами, кварцитами и подчиненно слюдистыми и графитовыми сланцами [344, 639]. В карбонатных породах встречены строматолиты, описанные еще в конце прошлого века как *Archaeozoon accadiense* M a t. [408, 532]. Мезопротозойский возраст серии принимается условно, на основании литологических сопоставлений. Нижняя граница серии неизвестна, верхняя — определяется трансгрессивным налеганием вулканогенной серии Колдбрук, по-видимому относящейся к эпипротозою (см. ниже).

Миогеосинклинальный характер носят и метаморфические образования, развитые в *Восточно-Гренландской складчатой системе*, которые нами условно относятся к мезопротозою. Здесь имеются в виду так называемый Докаролинский комплекс Земли Кронпринца Христиана и Центральный метаморфический комплекс Земли Королевы Луизы. Оба эти комплекса сложены кварцитами, метапесчаниками, мраморами, сланцами, переходящими в гнейсы. Эти породы прорваны гранитами, и на них несогласно залегают различные отложения неопротозоя. Изотопный возраст их не определен.

Эвгеосинклинальные формации мезопротозоя в Северной Америке развиты также достаточно представительно, хотя и гораздо менее широко по сравнению с рассматриваемыми выше формационными типами. Лучшие их разрезы также находятся в пределах Канадско-Гренландского щита. В качестве эвгеосинклинального стратотипа мезопротозоя может быть предложен разрез надсерии Каниаписко на востоке центральной части *Лабрадорского трога*. Такое предложение мотивируется не только тем, что этот разрез прекрасно изучен и возраст надсерии Каниаписко определен вполне достоверно, но еще и потому, что такой стратотип дает возможность легко перебросить мост к миогеосинклинальным отложениям мезопротозоя Канады, поскольку эвгео- и миогеосинклинальные разрезы надсерии Каниаписко уверенно коррелируются посвитно [413, 618].

Внутреннее строение надсерии Каниаписко довольно сложное, что обусловлено быстрой фациальной изменчивостью отложений по простиранию и в особенности вкрест простирания Лабрадорского трога. На рис. 21 показан схематизированный фациальный профиль через среднюю часть трога, на котором отчетливо видно взаимоотношение различных свит (фаций) внешней, миогеосинклинальной, и внутренней, эвгеосинклинальной, зон. *Наибольшей выдержанностью состава и строения характеризуются отложения* верхней части надсерии, включающей железорудную (джеспилитовую) свиту Сокоман и лежащие ниже доломиты и известняки свиты Денаулт со строматолитами «нижнерифейского» типа. Эти свиты служат хорошими маркирующими горизонтами при корреляции разнофациальных отложений внутри Лабрадорского трога, а также надсерии Каниаписко с другими геосинклинальными отложениями мезопротозоя Канады, в частности с надсерией *Анимики Пенокенского пояса (см. табл. III, вкладка)*.

Эвгеосинклинальные отложения надсерии Каниаписко отличаются от своих миогеосинклинальных стратиграфических аналогов главным образом присутствием подводных вулканитов основного, редко кислого, состава и более высоким метаморфизмом пород, увеличивающимся к северо-восточному борту трога, оборванному крупной зоной глубинных разломов.

К эвгеосинклинальному типу отложений мезопротозоя, возможно, относится и метаморфизованная осадочно-вулканогенная толща Эйллик-Бей, развитая восточнее Лабрадорского трога, у побережья Лабрадорского моря, на севере провинции Гренвилл. Эта серия моложе гнейсового комплекса архея, но, по-видимому, древнее диабазов, имеющих возраст 2080 млн. лет; затем на ней трансгрессивно залегает серия Летития-Лейк нижнего неопротозоя. Однако поскольку нижняя ее граница точно не определена, то не исключено, что она может относиться к палеопротозою.

Очень полный и хорошо изученный разрез мезопротозоя, который может рассматриваться как парастратотип эвгеосинклинальных отложений Северной Америки, известен на юге *Гренландии*, в районе пос. Ивигут. К мезопротозою

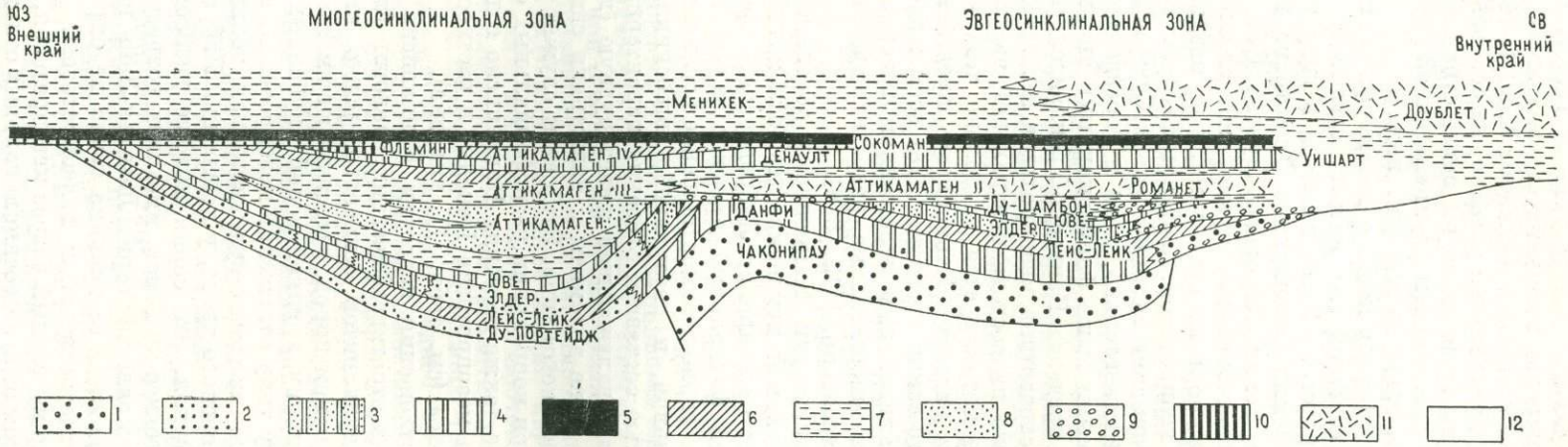


Рис. 21. Фациальный поперечный профиль через центральную часть Лабрадорского трога. По Э. Димроту [413].

Верхние вулканиты эвгеосинклинальной зоны относятся к серии Доублет, все остальные нижележащие подразделения надсерии — к серии Ноб-Лейк. Свиты Чаконипау и Данден объединяются в подсерию Сьюварт, свиты Лейс-Лейк, Элдер и Ювеп — в подсерию Пистолет, свиты Ду-Шамбон и Романет — в подсерию Свомпи-Бей. *1* — аркозы, гравелиты и конгломераты; *2* — песчаники; *3* — песчаники и доломиты, переслаивающиеся; *4* — доломиты; *5* — железорудная толща (джеспилиты); *6* — сланцы с линзами доломитов; *7* — сланцы и алевролиты, частично песчаники; *8* — сланцы и граувакки; *9* — конгломераты; *10* — брекчии; *11* — основные вулканиты и их туфы; *12* — гнейсы фундамента.

там относится так называемый кетилидийский комплекс, в составе которого выделяются две согласно лежащие серии: Валлен и Сортис, образованные сильно складчатыми и измененными в зеленосланцевой, реже амфиболитовой фации метаморфизма обломочными и карбонатными породами, чередующиеся в верхней части комплекса с мощными покровами шаровых лав; вулканиты часто сопровождаются силлами габбро и габбро-диабазов.

По данным А. Хиггинса и Э. Бондесена [475, 476], разрез кетилидийского комплекса представляется в следующем виде. Серия Валлен: 1) свита Зигзагланд (до 140 м) — внизу конгломераты, залегающие трансгрессивно на палеопротозойской серии Тарток, выше сменяемые кварцитами и полевошпатовыми песчаниками, затем тонкослоистыми известковистыми или доломитистыми сланцами; 2) свита Блоис (50—700 м) — алевролиты, сланцы, аркозы и граувакки с прослоями графитовых сланцев и доломитов; 3) свита Гренсесё (до 500 м) — внизу черные сланцы, выше доломиты, чередующиеся со сланцами, затем сланцы, иногда пиритизированные; несколько силлов габбро на разных уровнях. Серия Сортис: 1) свита Фосельв (100—900 м) — шаровые лавы с редкими прослоями осадочных пород и силлами габбро; 2) свита Рендестен (1100—2400 м) — полосчатые алевролиты, сланцы, кремнистые породы и доломиты, перемещающиеся с мощными пачками пирокластических пород и силлами диабазов, местами замещаются мощными покровами шаровых лав; 3) свита Кернерток (более 2200 м) — шаровые лавы с силлами габбро и диабазов.

В доломитах свиты Гренсесё присутствуют разнообразные строматолиты, а в кремнистых сланцах, перемежающихся с доломитами, найдены многочисленные микроскопические остатки водорослей, среди которых имеются разности, аналогичные встреченным в свите Ганфлинт надсерии Анимики [376, 554].

Условия формирования кетилидийского комплекса довольно своеобразны. По мнению А. Хиггинса [476], отложения свиты Зигзагланд накапливались в небольших замкнутых бассейнах, а вышележащих свит серии Валлен — в обширном морском бассейне. Эвгеосинклинальный режим установился только во время накопления верхней, преобладающей по мощности, серии Сортис.

Граниты, рвущие кетилидий, датируются K-Ar методом 1815 (1750) млн. лет, но это значение, по всей вероятности, несколько «омоложено». На кетилидийском супракрустальном комплексе и гранитах несогласно залегает серия Киписарко нижнего неопротозоя, прорванная гранитами рапакиви с возрастом 1715 (1650) млн. лет.

Сериям Валлен и Сортис на южной оконечности Гренландии соответствует так называемый кетилидийский комплекс Нанорталик, а в средней части западного побережья острова — серия Каррат, залегающая на палеопротозойской серии Уманак и прорванная гранитами, датированными K-Ar методом 1826 (1760) млн. лет [19, 470].

Эвгеосинклинальный, или переходного типа от эвгеосинклинального к миогеосинклинальному, разрез вскрывается в *Восточных Скалистых горах Северо-Американской плиты*. Там мезопротозой представлен серией Дип-Лейк и залегающей на ней, возможно с небольшим перерывом, серией Либби-Крик [487].

Серия Дип-Лейк трансгрессивно перекрывает архейские гнейсы и состоит из кварцитов, перемежающихся с метабазальтами, иногда превращенными в амфиболиты с реликтовой миндалекаменной текстурой, среди которых находятся силлы метагаббро-диабазов. Мощность серии превышает 3500 м. Серия Либби-Крик имеет более сложное строение, в ее составе выделяется 8 свит (начиная снизу): 1) Хедквартерс (100—900 м) — перемежаемость филлитов и метаконгломератов, редкие прослои кварцитов и доломитов; 2) Херт (до 1000 м) — кварциты, чередующиеся с филлитами, слюдяными сланцами и изредка метаконгломератами; 3) Медисин-Пик (1900 м) — кварциты, часто косослоистые; 4) Лукаут (400 м) — кварцево-мусковитовые сланцы, кварциты и амфиболиты; 5) Сагарлоф (мощность не указана) — кварциты иногда с волновой рябью; 6) Наш-Форк (мощность не указана) — мраморы (метадоломиты) с пачками филлитов и «углистых» сланцев, в мраморах иногда встречаются строматолиты; 7) Таупер (300—550 м) — метабазиты, представленные главным образом амфиболитами и амфиболовыми сланцами; 8) Френч (до 650 м) — мусковит-хлоритовые сланцы и черные пиритизированные филлиты, прослои кварцитов.

Обе серии прорваны гранитами, возраст которых по данным Rb-Sr изохронного метода составляет 1715 млн. лет. Метаморфические сланцы из серии Дип-Лейк датированы тем же методом 1840 млн. лет. Эта цифра,

вероятно, более близко отражает время мезопротозойского метаморфизма и плутонизма [487, 565].

К эвгеосинклинальным образованиям мезопротозоя, по-видимому, относится комплекс Вишну, вскрываемый в основании разреза докембрия в Большом Каньоне р. Колорадо. Комплекс этот сложен метаосадочными породами, преимущественно слюдистыми сланцами, метапесчаниками и кварцитами, чередующимися с основными метавулканитами, обладающими подушечной текстурой и нередко сильно измененными, вплоть до амфиболитов. Верхняя возрастная граница комплекса определяется Rb-Sr изохронным методом по метаморфическим породам 1600—1800 млн. лет [637], а Pb-изотопным методом по циркону из рвущих комплекс гранитов — 1725 млн. лет [551].

В горах Мазатцал Центральной Аризоны, расположенных в сопредельном районе *складчатого пояса Кордильер*, аналогом серий Либби-Крик и Вишну являются серии Аш-Крик и Пинал, развитые в разных участках, разделенных молодыми отложениями. Первая из них сложена мощной (более 7000 м) толщей измененных основных и кислых вулканитов и их туфов; основные лавы нередко имеют подушечное строение. Синхроничная серия Пинал характеризуется переслаиванием метавулканитов и метаосадочных пород, главным образом сланцев и метааркозов [349 и др.]. Метаморфические породы лежат несогласно, с конгломератами в основании, на древних (архейских?) гнейсах — мигматитах и гнейсовидных гранодиоритах [371], но сами прорываются гранитами. Возраст рвущих гранитов по данным Pb-изотопного (по циркону) и Pb-Sr изохронного методов около 1760—1775 млн. лет [515, 601], но он, по-видимому, несколько «омоложен» в результате воздействия неоднократно проявленных более поздних движений и термальных процессов. Следует отметить, что серию Аш-Крик иногда объединяют с более молодой (нижненеопротозойской) субаэральной вулканогенной серией Ред-Рок (Элдер) в одну надсерию Явапаи, что при их различном возрасте и формационном характере представляется неоправданным.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРУППЫ

Мезопротозойская группа — первая группа в геологической истории, которая характеризуется разнообразными формационными типами отложений. В ее составе широко представлены различные платформенные, миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные осадочные (или осадочно-вулканогенные) толщи, причем особенно большое развитие имеют два первых типа отложений, этим она резко отличается от палеопротозойской группы, которая представлена почти исключительно эвгеосинклинальными комплексами. Такое изменение роли различных типов отложений связано с дальнейшей эволюцией древних платформ, увеличением их размеров и стабильности, а также с возникновением новых кратонных блоков.

Во многих районах платформенные и миогеосинклинальные отложения тесно связаны между собой и обнаруживают заметные черты сходства. И те и другие часто состоят из двух или нескольких серий, разделенных перерывами и имеющих ритмичное трансгрессивно-регрессивное строение разреза, отражающее существование значительных колебательных движений во время накопления осадков. Обычно нижние серии имеют локальное распространение, а вышележащие серии черепицеобразно или плащеобразно перекрывают их. В тех случаях, когда сохранились отложения всего комплекса серий, для них отмечается общее трансгрессивно-регрессивное или регрессивное строение. Например, для карельского комплекса Балтийского щита и Гурона Канадско-Гренландского щита характерна последовательная смена континентальных и прибрежно-морских терригенных толщ с очень большим количеством вулканитов мелководно-морскими карбонатно-терригенными с подчиненным количеством вулканитов (или без них) и затем прибрежно-морскими и континентальными красноцветными, без вулканитов. Анало-

гичное трансгрессивно-регрессивное строение имеют и многие другие мезопротозойские комплексы платформенного или миогеосинклинального типа, например надсерия Грейт-Слэйв, серии Эпуорт и Гоулбурн на Канадско-Гренландском щите и многие другие, с тем отличием, что роль вулканитов в их составе незначительна и появляются они в конце цикла. В миогеосинклинальной удоканской серии Восточной Сибири морские отложения аспидной формации сменяются прибрежно-морскими терригенными, затем лагунными карбонатно-терригенными (с эвапоритами) и, наконец, дельтовыми красноцветными терригенными (меденосными). Характерно, что в верхней части почти всех таких полных разрезов присутствуют красноцветные отложения, свидетельствующие об окончании седиментационного макроцикла.

Обращает на себя внимание присутствие во многих платформенных и миогеосинклинальных комплексах, сложенных «зрелыми» осадочными породами, большого количества основных вулканитов. Так, в составе стратотипического для мезопротозоя карельского комплекса каждая серия (кроме самой верхней) начинается осадочными толщами, а заканчивается вулканитами. Лавы изливались преимущественно вдоль трещин в мелкие морские или континентальные бассейны и нередко в субаэральной обстановке. По своему формационному составу вулканогенные толщи относятся к диабазо-порфиритовому типу, характерному для относительно подвижных зон с радиальными движениями по разрывным нарушениям. Меньшее значение имеют вулканиты типично платформенной трапповой формации. Наличие в платформенных отложениях мезопротозоя значительного количества вулканитов диабазо-порфиритовой формации заметно отличает их от более молодых (в особенности фанерозойских) платформенных комплексов. Они отличаются также большой степенью изменения пород (обычно зеленосланцевая фация метаморфизма), местами (особенно вблизи разломов) сравнительно сильной тектонической деформацией, присутствием интрузии габброидов и другими чертами. Поэтому мезопротозойские платформенные отложения, вероятно, следует выделять в особый тип протоплатформенных формаций, возникших в условиях относительно лабильных платформ (протоплатформ) и срединных массивов.

Миогеосинклинальные отложения отличаются от платформенных большей мощностью, большей полнотой разреза, более сильным метаморфизмом пород и более интенсивной складчатостью, а также наличием интрузий гранитов. Кроме того, в их составе принимают участие железисто-кремнистые породы джеспилитового типа, отсутствующие в платформенных комплексах. В последних иногда заключены золото-ураноносные конгломераты, неизвестные в миогеосинклинальных толщах.

В составе платформенных и миогеосинклинальных отложений мезопротозоя широко развиты мономиктовые или олигомиктовые кварцевые песчаники — кварциты, обычно с хорошо сохранившейся или реликтовой псаммитовой (бластопсаммитовой) структурой, иногда с косой слоистостью, знаками ряби и другими признаками мелководья. В некоторых сериях с кварцитами ассоциируют богатые глиноземом глинистые сланцы, при метаморфизме превращенные в пирофиллитовые, хлоритоидные, дистеновые или силлиманитовые сланцы. Такие породы образовались в результате отложения продуктов размыва кор химического выветривания, развитых на пенепленизированных платформах. В подошве серий на подстилающих породах иногда отмечаются и сами коры выветривания.

Кроме «зрелых» осадочных пород в платформенных и миогеосинклинальных комплексах нередко присутствуют аркозы и субаркозы и полимиктовые песчаники; последние, а также граувакки более типичны для миогеосинклинальных отложений. Для красноцветных толщ, венчающих разрезы мезопротозоя, характерны литокластические песчаники и гравелиты.

Среди карбонатных пород заметно преобладают доломиты. Нередко встречаются органогенные доломиты, образованные строматолитами; известны также онколитовые («оолитовые») разновидности. Присутствие в

карбонатных породах строматолитов и онколитов указывает на мелководные условия их седиментации.

С карбонатными и сланцевыми отложениями, залегающими в верхней половине разреза мезопротозоя, иногда ассоциируют богатые углеродом графитовые и «углистые» сланцы, а также антрацитовидные породы — шунгиты. Последние можно рассматривать как древнейшие метаморфизованные угли, скорее всего, сапропелитового типа, образовавшиеся за счет скоплений синезеленых водорослей.

В регрессивной части разреза удоканской серии находятся измененные осадочные породы (альбитизированные, скаполитизированные и цеолитизированные сланцы, доломиты и кварциты), образовавшиеся в результате метаморфизма древних эвапоритов. Признаки былой соленосности и гипсоносности установлены в верхней части и некоторых других мезопротозойских комплексов (например, в надсериях Грейт-Слэйв и Гурон Канады). Таким образом, в мезопротозое появляются первые в истории Земли эвапоритовые формации.

Некоторые миогеосинклинальные комплексы включают тонкоритмичные сланцево-алевролито-песчаниковые отложения флишевого типа (например, отложения ладожской серии в составе карельского комплекса). Это первые в каменной геологической летописи Земли достоверные проявления терригенной флишевой формации, достаточно близкой таковым же в фанерозойских геосинклинальных толщах.

Из седиментогенных рудных формаций мезопротозоя заслуживают быть особо отмеченными уже упоминавшиеся железные руды и золото-урановосные конгломераты. Железорудные породы относятся к двум типам: железисто-кремнистому, или джеспилитовому, и пластовому гематитовому, или сидеритовому.

Джеспилиты мезопротозоя по парагенетическим ассоциациям с вмещающими породами, минеральному составу и иногда по структуре руд резко отличаются от более древних. Канадские исследователи их выделяют в особый «тип Верхнего озера», для которого прежде всего характерна ассоциация железных руд с осадочными, преимущественно сланцевыми, отложениями миогеосинклинального типа. Этим мезопротозойские джеспилиты весьма сильно отличаются от близких образований палеопротозоя, развитых исключительно в эвгеосинклинальных комплексах в тесной связи с вулканитами. Мезопротозойские джеспилиты лишь изредка проникают в эвгеосинклинальные серии, но и там они залегают только среди осадочных пород. Для рассматриваемых образований более всего характерны окисные фации; карбонатные фации встречаются значительно реже и обычно представлены смешанными окисно-карбонатными субфациями; сульфидные фации отсутствуют или очень редки.

Железные руды обладают весьма тонкополосчатым строением, обусловленным чередованием кремнистых и рудных прослойков. В окисных и окисно-карбонатных фациях в качестве главного рудного компонента чаще всего находится не магнетит, как в палеопротозойских джеспилитах, а более высокоокисленный минерал железа — гематит. Кроме него обычно присутствуют магнетит, сидерит, гриналит, стильпномелан и миннесотаит. В джеспилитовых рудах района Верхнего озера первичными рудными минералами являются гематит, гриналит, миннесотаит и сидерит, которые часто слагают мельчайшие оолиты или бобовины; последние особенно характерны для сидерита. Магнетит чаще всего выступает как вторичный минерал, возникающий при метаморфизме руд [510]. Следует отметить, что оолитовое и бобовое строение руд ни разу не было отмечено в палеопротозойских джеспилитах. В кремнистых прослоях джеспилитов и в кремнистых породах, ассоциирующих с железными рудами, в районе Верхнего озера обнаружены весьма многочисленные микроскопические остатки сине-зеленых водорослей и бактерий [360].

Обращает на себя внимание удивительная выдержанность джеспилитовых пачек на протяжении многих десятков и даже сотен километров, а также

приуроченность их к определенным стратиграфическим уровням преимущественно в средней части миогеосинклинальных комплексов мезопротозоя. Это обстоятельство дает возможность использовать рудные пачки как маркирующие горизонты при региональной и даже межрегиональной корреляции древних толщ.

По поводу генезиса джеспилитов типа Верхнего озера не существует единого мнения, хотя почти все исследователи согласны с тем, что эти породы являются хемогенными и образовались в результате раздельного осаждения из растворов (истинных или коллоидных) кремнезема и окислов или карбонатов железа. Вопрос заключается только в источниках этих компонентов. Одни исследователи полагают, что материал поступал из древних кор выветривания, другие считают, что источником его являются вулканические эксгаляции. Залегание мезопротозойских джеспилитов исключительно среди осадочных толщ затрудняет установление их связи с вулканитами даже в том случае, если такая связь имеется. Но, с другой стороны, трудно предположить, чтобы мезопротозойские джеспилиты имели совершенно иное происхождение по сравнению с палеопротозойскими, для которых генетическая связь с вулканитами является твердо установленным фактом.

Второй тип железных руд, представленный массивными пластовыми гематитовыми или сидеритовыми рудами, залегающими среди карбонатных (доломитовых) или терригенно-карбонатных миогеосинклинальных отложений, также очень характерен для мезопротозойской группы. Руды этого типа встречаются и в более молодых (неопротозойских) отложениях докембрия, но в то же время отсутствуют или крайне редки в палеопротозойских толщах. Поскольку они широко развиты в карбонатных отложениях мезопротозоя и неопротозоя Урала (бурзянская и юрматинская серии), то рассматриваемый тип железных руд можно назвать уральским.

Золото-ураноносные конгломераты являются специфическими образованиями мезопротозойской группы. Как показано автором в специальной работе [258], все крупные месторождения этого типа, известные на разных материках северного и южного полушарий (Блайнд-Ривер в Канаде, Жакобина в Бразилии, Витватерсранд в Южной Африке, Коли-Калтимо в Финляндии и др.), занимают строго определенную стратиграфическую позицию, будучи приурочены к отложениям нижней части мезопротозоя, которые располагаются под первыми карбонатными горизонтами со строматолитовыми биогермами. Отложения, вмещающие эти конгломераты, повсюду имеют близкий состав и сходную последовательность напластования и сформировались в платформенных (протоплатформенных) условиях в краевых частях относительно лабильных кратонов или же в авлакогенах.

Во многих районах металлоносными являются не только конгломераты. обычно кварцевые или олигомиктовые, но и ассоциирующие с ними кварциты и олигомиктовые песчаники (субаркозы), так что название «золото-ураноносные конгломераты» является не вполне точным.

Вопрос о генезисе золото-уранового оруденения в конгломератах докембрия долгое время был предметом длительной дискуссии между сторонниками гидротермальной и осадочной («россыпной») теорий, но в настоящее время он потерял остроту, поскольку подавляющее большинство исследователей признало, что первичное оруденение обязано накоплению обломочных зерен золота и урансодержащих минералов в древних россыпях. Вместе с тем все исследователи согласны с тем, что некоторые рудные минералы, а также многие структурные и текстурные особенности рудных тел возникли в результате эпигенетических процессов, связанных с метаморфизмом пород, циркуляцией гидротермальных растворов, с воздействием интрузивных тел и т. д.

В пользу представления о первично осадочном (россыпном) происхождении оруденения в конгломератах свидетельствуют следующие наиболее важные факты: 1) золото-урановая минерализация приурочена к определенным

стратиграфическим горизонтам (стратиграфический контроль); 2) золото-урановая минерализация приурочена к определенным осадочным породам — кварцевым и олигомиктовым конгломератам и кварцито-песчаникам (литологический контроль); 3) некоторые металлоносные конгломераты приурочены к древним речным руслам (палеопотокам); 4) послойное распределение рудных компонентов в породе; 5) окатанная (округлая) форма нерегенерированных зерен золота, уранинита и сопровождающего их пирита; 6) золото, уранинит и пирит ассоциируют с другими минералами тяжелой фракции — монацитом, цирконом, касситеритом, хромитом, шпинелью и др.; 7) равномерная и в общем сравнительно небольшая концентрация рудных минералов в породах.

Главным коренным источником золота (и аллотигенного пирита) в конгломератах являлись зеленокаменные толщи нижнего протерозоя, вмещающие гидротермальные месторождения золото-кварцевого и золото-сульфидного типов. Сложнее обстоит дело с источниками урановой минерализации, поскольку в районах распространения конгломератов нет сколько-нибудь крупных коренных месторождений урана. Многие исследователи полагают, что урансодержащие минералы были извлечены из пегматитов, залегающих среди гнейсов и гранитов фундамента; однако более вероятно, что материнскими образованиями были те же вулканогенные зеленокаменные толщи, которые поставляли золото и сульфиды. Об этом, в частности, свидетельствует обычно хорошо выраженная прямая корреляция между содержанием золота, пирита и урана в конгломератах. Скорее всего, урановые минералы (главным образом уранинит) находились в вулканитах преимущественно в рассеянном виде и были сконцентрированы в конгломератах в результате осадочной механической дифференциации обломочного материала, полученного при денудации больших масс пород. Малые и близкие размеры зерен уранинита (обычно около 0,1 мм) и невысокое равномерное содержание урана (обычно 0,01—0,1% U_3O_8) в породах свидетельствуют в пользу этого предположения.

Одной из самых характерных особенностей золото-урановых конгломератов является присутствие в них прекрасно окатанных мелких обломков пирита и уранинита. В современных россыпях эти минералы не могут сохраниться в виде свежих и тем более окатанных зерен, так как они еще в процессе переноса будут окислены и разложены. Это обстоятельство долгое время использовалось противниками осадочной («россыпной») гипотезы происхождения металлоносных конгломератов, например К. Дэвидсоном, в качестве аргумента в пользу гидротермальной гипотезы, пока П. Рамдор и С. Роско [573, 581] не объяснили его весьма низким содержанием кислорода в атмосфере раннего докембрия. Вероятно, это единственно правдоподобное объяснение достоверно установленного факта.

В этой связи следует отметить, что золото-урановые конгломераты постоянно находятся в сероцветных (серых и зеленовато-серых) породах, а мощные толщи красноцветных пород располагаются всегда в верхней части мезопротозойских комплексов, там, где металлоносные конгломераты практически отсутствуют. С. Роско [581], рассматривая распределение урановой минерализации в разрезе Гурона Канады, отмечал, что все промышленно важные горизонты металлоносных конгломератов, характеризующиеся присутствием окатанного пирита и уранинита, находятся в сероцветной серии Эллиот-Лейк, тогда как в красноцветных кварцитах и кварцевых конгломератах верхней серии Кобальт, в которых вместо пирита присутствует гематит, урановая минерализация не встречается или развита совсем незначительно (кварциты Лоррайн).

Вероятно, основной причиной исчезновения золото-урановых конгломератов, начиная со второй половины мезопротозоя, является появление в атмосфере значительного количества свободного кислорода, достаточного для окисления обломочных сульфидов и уранинита. Образование больших масс кислорода нами связывается с фотосинтетической деятельностью сине-

зеленых водорослей, получивших бурное развитие в начале мезопротозоя и обусловивших образование первых строматолитовых биогерм [258].

Таким образом, первый доломитовый горизонт со строматолитами, присутствующий почти во всех платформенных и миогеосинклинальных комплексах мезопротозоя, является верхним лимитом развития золото-урановосных конгломератов. Разумеется, золотоносные конгломераты и различные урановосные осадочные образования могут быть и более молодого возраста, но возможность обнаружения золото-урановосных конгломератов рассмотренного генетического типа представляется крайне маловероятной, поскольку условия для одновременного накопления в россыпях урана и золота перестают существовать.

Возникает вопрос, не могут ли быть встречены такие конгломераты в отложениях более древнего, чем мезопротозой, возраста? На него в общем следует ответить утвердительно, хотя вероятность обнаружения очень крупных месторождений такого типа кажется крайне малой. Ведь образование золото-урановосных конгломератов определяется не только геохимической средой, но и палеогеографическими и тектоническими факторами. Почти во всех регионах мира палеопротозойские образования представлены главным образом эвгеосинклинальными осадочно-вулканогенными («зеленокаменными») формациями; миогеосинклинальные и тем более платформенные образования в их составе отсутствуют или встречаются исключительно редко и развиты они на небольших участках; в большинстве регионов они уничтожены предмезопротозойской денудацией. Архейские образования повсюду очень сильно метаморфизованы и сформировались они в условиях, весьма отличных от рассмотренных выше.

Тектоническая и палеогеографическая обстановка в мезопротозое была исключительно благоприятной для образования металлоносных конгломератов, так как в эту эру оформились большие платформенные блоки, на всех материках имели место крупные регрессии моря, широко были развиты участки пенепленизированной суши.

Мы можем заключить, что для образования крупных месторождений золото-урановосных конгломератов необходимо сочетание благоприятной геохимической среды (бедность атмосферы кислородом), определенной тектонической обстановки (лабильные платформы с расположенными в их пределах окраинными прогибами и авлакогенами), определенной палеогеографической обстановки (большие пенеплены с корами выветривания) и широкого развития в составе фундамента платформ зеленокаменных вулканогенных толщ, являющихся коренным источником золота и, возможно, урана для древних россыпей. Совокупность всех этих условий могла реализоваться только в мезопротозое, да и то не повсюду. Именно этим объясняется сравнительная редкость крупных месторождений золото-урановосных конгломератов и приуроченность их к отложениям определенного возраста. Золото-урановосные конгломераты мезопротозоя представляют собой исключительно яркий пример неповторимых в геологической истории Земли образований.

Нельзя не отметить удивительного сходства в составе и стратиграфической последовательности, которое существует между субплатформенными или миогеосинклинальными отложениями мезопротозоя на различных материках. В нижней части некоторых из них находятся золото-урановосные конгломераты (серии Эллиот-Лейк, сегозерская и др.), выше располагаются карбонатные отложения, часто заключающие фитолиты (в сериях Квирк-Лейк Гурона, Ноб-Лейк надсерии Каниаписко, Сосэн надсерии Грейт-Слэйв, онежской серии, бутунской свите удоканской серии и др.), еще выше появляются отложения с эвапоритами (свита Гордон-Лейк Гурона, бутунская свита удоканской серии и др.), а затем красноцветные отложения с медистыми песчаниками (свита Бар-Ривер Гурона, онежская серия, сакуканская свита удоканской серии).

Эвгеосинклинальные комплексы мезопротозоя в общем не имеют столь резко выраженных специфических черт. Однако обращает на себя внимание,

что роль вулканитов в их составе гораздо меньшая, чем в соответствующих образованиях палеопротозоя. Это относится не только к мезопротозойским эвгеосинклинальным поясам Восточной Сибири, унаследованным от палеопротозойских, но и к новообразованным геосинклиналям, как, например, к Лабрадорской геосинклинали Северной Америки. По-видимому, указанное обстоятельство свидетельствует о значительном ослаблении геосинклинального вулканизма со временем. Другим отличием рассматриваемых отложений от палеопротозойских является отсутствие или незначительное распространение среди них железорудных пород. Джеспилиты известны среди эвгеосинклинальных отложений только в Лабрадорском троге, но и там они находятся среди осадочных толщ. Кроме того, эвгеосинклинальная зона Лабрадорского трога очень своеобразна и носит промежуточные черты, тесно связывающие ее с соседней миогеосинклинальной зоной.

В южных районах Канады в надсерии Гурон (свита Гоуганда и др.) и в синхроничных отложениях надсерии Анимики находятся различные ледниковые образования. Такие же образования присутствуют и в серии Биджавар Индии. Интересно отметить, что тиллиты известны также в мезопротозойских отложениях Южной Африки (свита Гавернемент-Риф серии Витватерсранд и свита Гриквatаун серии Трансвааль) и, возможно, развиты в соответствующих по возрасту отложениях Западной Австралии (серия Уайтуотер) и Южной Америки. П. Эскола [328] рассматривал конгломераты сариолийской свиты карельского комплекса как тиллиты и даже сравнивал их с такими же породами свиты Гоуганда Канады. В настоящее время большинство исследователей докембрия Карелии склонны видеть в них образования речных потоков. Однако это не исключает, что они могут принадлежать флювиогляциальному комплексу, тем более что в некоторых случаях в них содержатся характерные для ледниковых отложений валуны типа «дропстонов» (личное сообщение В. З. Негруцы). Таким образом, в мезопротозое имело место первое в геологической истории Земли оледенение.

Мезопротозойская эра характеризуется сравнительно большим развитием биоса. Как указывалось, уже в нижней части группы нередко находятся карбонатные породы, содержащие большие строматолитовые биогермы, а местами даже почти нацело сложенные строматолитами и микрофитолитами. В составе строматолитовых построек более всего характерны формы, относящиеся к так называемому первому, или нижнерифейскому, комплексу: *Kussiella kussiensis* K r y l., *Conophyton garganicus* K o r o l., *C. cylindricus* M a s l., *C. lituus* M a s l., *Collenia frequens* W a l c., различные *Omachtenia* и др. Вместе с тем изредка встречаются строматолиты, похожие на среднерифейские и в особенности на верхнерифейские формы (типа *Jurusania* и *Gymnosolen*), а также своеобразные, еще плохо изученные формы. Микрофитолиты развиты относительно слабо и представлены главным образом онколитами, среди которых в основном распространена *Osagia libidinosa* Z. Z h u r., реже встречаются *Osagia pulla* Z. Z h u r. и *Radiosus tenebricus* Z. Z h u r. В мезопротозое, по-видимому, впервые появляются катаграфии; их находят еще очень редко, и они представлены только одной формой *Vesicularites rotundus* Z. Z h u r.

В слабо перекристаллизованных хемогенных кремнистых породах довольно часто обнаруживаются микроскопические остатки в виде клеток, нитей и более сложных форм, которые, несомненно, относятся к биологическим образованиям и, по всей вероятности, принадлежат простейшим сине-зеленым водорослям — прокариотам, а также бактериям. Некоторые из этих форм обладают устойчивыми морфологическими признаками и могут служить для целей стратиграфической корреляции.

Мезопротозойские породы метаморфизованы по-разному, главным образом в зависимости от их тектонической позиции. Некоторые платформенные толщи изменены настолько слабо, что метаморфизм в них граничит с обычными эпигенетическими преобразованиями, но все же и для этого типа отложений наиболее характерен метаморфизм, отвечающий зеленосланцевой

фации. В геосинклинальных комплексах четко выражена метаморфическая зональность. Регионально метаморфизованные породы чаще всего изменены в условиях различных ступеней зеленосланцевой фации, но в некоторых районах проявлен метаморфизм эпидот-амфиболитовой и даже амфиболитовой фации.

Как уже указывалось, мезопротозой — эра широкого развития платформенных и миогеосинклинальных формаций. Действительно, палеотектонические карты, составленные нами для относительно хорошо изученных областей Восточной Европы, Северной Азии и Северной Америки,

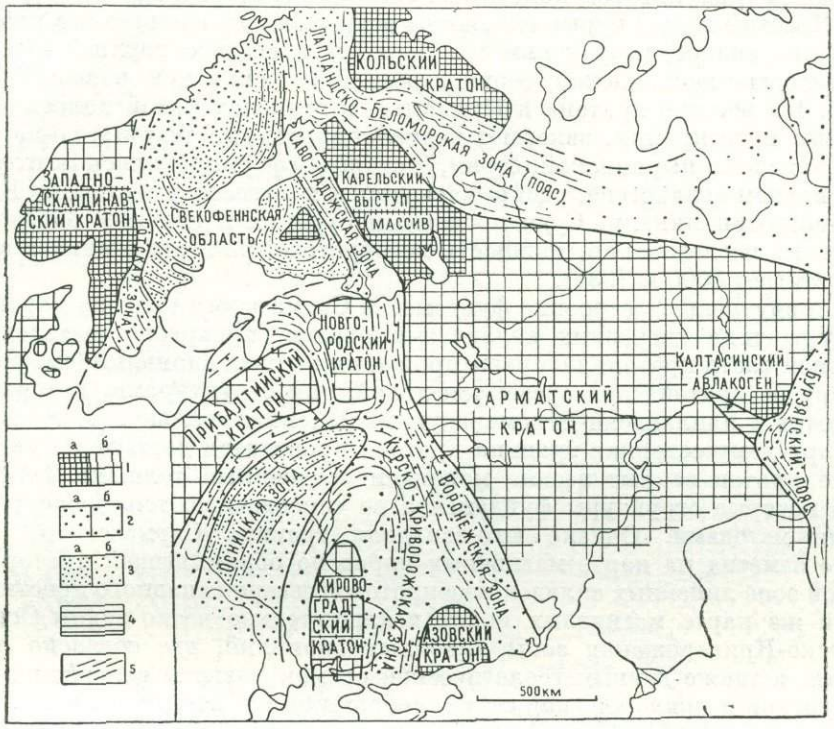


Рис. 22. Главнейшие структурные элементы Восточной Европы в мезопротозое (палеотектоническая схема).

1 — кратонные блоки (протоплатформы и срединные массивы): *а* — обнаженные на поверхности, *б* — закрытые молодыми отложениями; *2* — миогеосинклинальные зоны (пояса): *а* — обнаженные на поверхности или вскрытые буровыми скважинами, *б* — предполагаемые, закрытые молодыми отложениями; *3* — эвгеосинклинальные зоны (области): *а* — обнаженные на поверхности или вскрытые буровыми скважинами, *б* — предполагаемые, закрытые молодыми отложениями; *4* — авлакогены; *5* — генеральное простирание складчатых структур мезопротозоя по данным геологических и магнитных съемок.

показывают существование в мезопротозое обширных кратонных блоков-протоплатформ и обрамляющих их миогеосинклинальных зон (поясов).

На рис. 22 представлена схема распространения главнейших структурных элементов мезопротозойской эры на той территории Восточной Европы, которая впоследствии была консолидирована и превращена в единую Восточно-Европейскую платформу. Структурные элементы Фенноскандии на ней показаны по тектонической карте Балтийского щита, составленной автором. В работе, где помещена эта карта [256], дано обоснование принятого тектонического районирования. Для закрытой части фундамента Восточно-Европейской платформы использованы данные, полученные в результате глубокого бурения и геофизических исследований; особенно широко применены данные магнитных съемок, обобщенные на карте магнитных пород фундамента Русской плиты, составленной А. Н. Берковским и другими исследователями под редакцией В. А. Дедеева.

На схеме видно, что обширная площадь Восточной Европы в мезопротозое была занята Сарматским кратоном (протоплатформой) *. На современной поверхности обнажен только его северо-западный выступ, известный под названием «Карельский массив» [312, 313] или «Ятулийский материк» [49]. Развитые на нем толщи карельского комплекса представлены платформенными (протоплатформенными) формациями. На остальной — закрытой — части Сарматского кратона в основании платформенного чехла обычно находятся более молодые докембрийские (от неопротозоя до эокембрия) или палеозойские отложения, которые лежат непосредственно на архейском гнейсо-гранулитовом комплексе. Лишь в некоторых местах (города Коноша, Крестцы и др.) бурые скважины вскрывают красноцветные кварцитопесчаники, аналогичные таким же породам в составе верхней — вепской (петрозаводско-шокшинской) серии карельского комплекса, развитой в Прионежье. На востоке кратона в Прикамье, в пределах узкой полосы северо-западного простирания, залегают недислоцированные терригенно-карбонатные отложения кырпинской серии, которые сформировались в глубоком Калтасинском авлакогене, раскрывавшемся к юго-востоку в сторону Бурзянской миогеосинклинали. Судя по данным бурения и главным образом геофизических исследований, мощность мезопротозойских отложений в авлакогене достигает 8000 м [334].

Для внутреннего строения фундамента Сарматского кратона характерны структуры типа гнейсовых складчатых овалов, прекрасно выделяющиеся в северной части кратона по ориентировке магнитных аномалий (см. рис. 13). К северу от кратона они срезаются линейными структурами, которые продолжаются в Лапландско-Беломорскую миогеосинклинальную зону карелид, благодаря чему северная граница кратона проводится достаточно уверенно. На юге кратон закрыт весьма мощными осадочными толщами фанерозоя, сквозь которые структуры фундамента не «просвечиваются» даже геофизическими методами. Однако юго-западная граница Сарматского кратона хорошо заметна на карте магнитных пород по обрамляющей кратон Воронежской зоне линейных складок мезопротозоя северо-западного простирания. На той же карте магнитных полей исключительно четко видны Осницкая и Курско-Криворожская зоны линейных аномалий, где согласно данным бурения, а также данным геологической съемки развиты отложения осницкой, курской и криворожской серии, собранные в линейные складки.

Прибалтийский и Новгородский кратоны выделяются на карте по большим изометрическим структурам типа складчатых гнейсовых овалов, которые сложены породами гнейсо-гранулитового комплекса архея. Между обоими кратонами и Сарматским кратоном располагаются узкие зоны линейных складок мезопротозойского возраста. Характерный изгиб простирания складок Осницкой и Курско-Криворожской зоны, вероятно, обусловлен расположением между этими зонами Кировоградского кратона, сложенного архейскими и палеопротозойскими породами, а разветвление Курско-Криворожской и Воронежской зон — нахождением между ними Азовского кратона, образованного архейскими гнейсами.

Обращает на себя внимание характерный изгиб складок в Бурзянской миогеосинклинальной зоне, обращенный выпуклой стороной к Калтасинскому авлакогену. Такого рода сочленение структур характерно для авлакогенов и складчатых зон различного возраста.

Как видно на палеотектонической схеме, в мезопротозое для территории Восточной Европы была характерна сложная мозаика больших и малых кратонных глыб (протоплатформ), обрамленных бордюром миогеосинклинальных зон, между которыми местами располагались эвгеосинклинальные области. Эта картина резко отличается от той, что наблюдалась в палеопротозое, когда сравнительно небольшие глыбы располагались среди обшир-

* Термин «Сарматская платформа» для обозначения древнего кратона Восточной Европы был предложен автором в 1958 г. [245].

ных эвгеосинклиналей. Вместе с тем общий структурный план территории в мезопротозое был еще мало похож на структуру будущей Восточно-Европейской платформы.

Распространение главных структурных элементов мезопротозоя для Сибири уже рассматривалось нами в предшествующих работах [245, 249, 589]. Изображенная на рис. 23 схема в несколько модифицированном виде

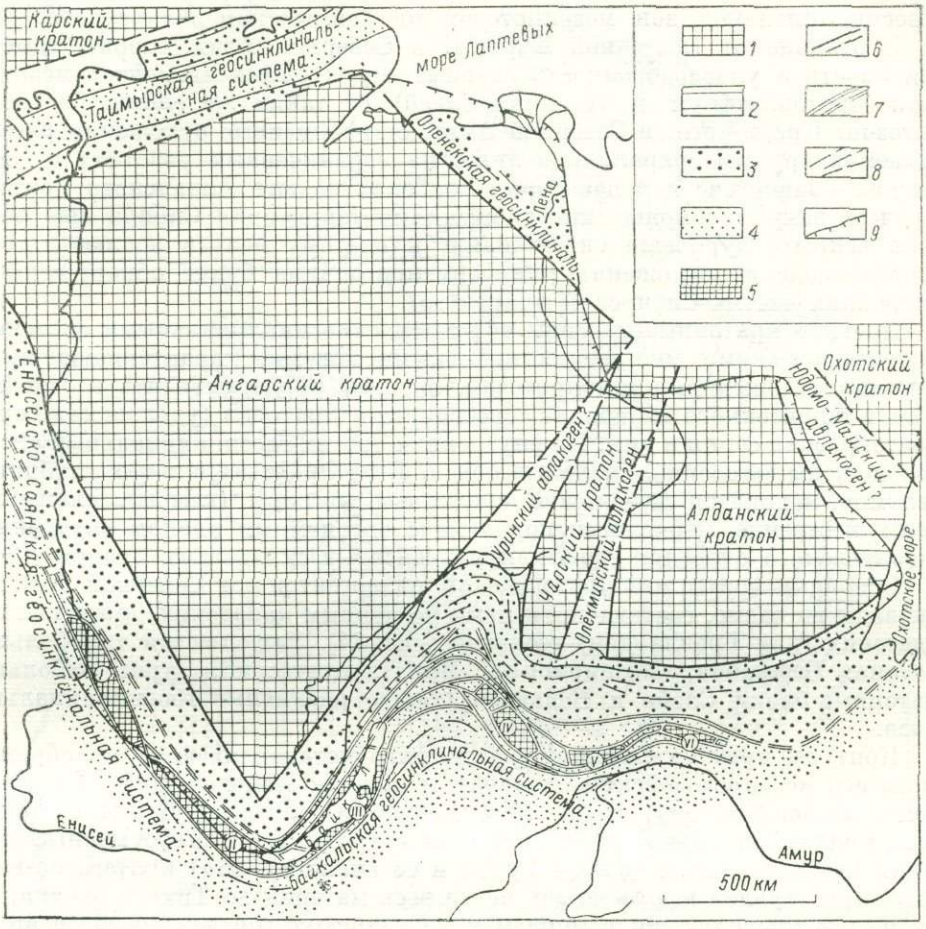


Рис. 23. Главнейшие структурные элементы Северной Азии в мезопротозое (палеотектоническая схема).

1 — кратонные блоки (протоплатформы); *2* — авлакогены; *3* — миогеосинклинальные зоны (пояса); *4* — эвгеосинклинальные зоны (пояса); *5* — срединные массивы (глыбы); *6* — краевые глубинные разломы; *7* — внутригеосинклинальные глубинные разломы; *8* — простирания складок мезопротозоя; *9* — современная граница Сибирской платформы; цифры в кружках — срединные массивы (глыбы): *I* — Канская, *II* — Саяно-Хамар-Дабанская, *III* — Байкальская, *IV* — Северо- и Южно-Муйская, *V* — Могочинская, *VI* — Урканская.

отражает ранее опубликованную, и поэтому нет надобности в ее характеристике *. Из схемы видно, что большую часть Северной Азии занимали два крупных кратона (протоплатформы) — Ангарский и Алданский, между которыми располагались сравнительно небольшой Чарский кратон и два авлакогена, для которых было характерно сравнительно неглубокое погружение фундамента. В крайней, восточной, части территории, показанной на схеме, находился небольшой Охотский кратон, отделенный от Алданского зоной Юдомо-Майского авлакогена. Последний отчетливо фиксируется в нео-

* В прежних работах, опубликованных до пересмотра возраста докембрийских толщ Сибири, эта схема относилась к нижнему протерозою.

протозое, а о его существовании в мезопротозое можно судить по косвенным признакам (регрессивный метаморфизм карельского цикла, проявленный в архейских породах на примыкающих к авлакогенам окраинах кратонов, унаследованность в развитии, отчетливо выраженная в других подобных структурах Сибири, и др.). Наконец, на севере Азии, на площади, занятой акваторией Карского моря, находился Карский кратон. О его существовании мы можем судить по расположению миогеосинклинальной и эвгеосинклинальной зон мезопротозоя на Таймырском полуострове [112].

В отличие от Восточной Европы, в Северной Азии хорошо заметна зависимость и унаследованность главных структурных элементов мезопротозоя (протоплатформ и геосинклиналей) от таких же элементов палеопротозоя. Кроме того, в Северной Азии платформенные отложения рассматриваемой группы сохранились лишь на ограниченных участках в Олекминском авлакогене и в некоторых грабенах на юге Алданского кратона. Впрочем, закрытая молодыми отложениями территория Сибири еще очень слабо вскрыта буровыми скважинами, и поэтому нельзя исключить, что мезопротозойские отложения платформенного типа будут обнаружены во внутренних частях Сибирской платформы.

Древние кратонные массивы обрамлены геосинклинальными системами с периферическими миогеосинклинальными зонами, характеризующимися мощными отложениями мезопротозоя, которые образовывались в основном за счет терригенного материала, снесенного с кратонов (удоканская серия, харитоновская серия и др.). Во внутренних частях геосинклинальных систем расположены эвгеосинклинальные пояса. В их пределах в зонах глубинных разломов находятся небольшие срединные массивы (глыбы), сложенные преимущественно архейскими породами с автономным планом внутреннего тектонического строения (фрагменты гнейсовых складчатых овалов) [249].

Основные черты мезопротозойской палеотектоники Северной Америки показаны на схеме, составленной нами по данным канадских, американских и датских (для Гренландии) геологов (рис. 24). Выделяются три больших кратона: Баффинов, Сьюпириор и Приатлантический, затем небольшие кратонные блоки Слэйв и Бейкер, а также различные геосинклинальные пояса.

Контуры кратона Сьюпириор отчетливо устанавливаются по обрамляющим его мезопротозойским складчатым поясам: Пенокенскому, Гренвилльскому, Лабрадорскому, Кейп-Смит, Белчер и Черчилл. В юго-восточной части кратона на значительной площади сохранились платформенные отложения мезопротозоя (надсерия Гурон и ее аналоги). Этот кратон, по-видимому, простирался к юго-западу через весь материк до Тихого океана, так как на его продолжении в фундаменте Скалистых гор вскрываются архейские гнейсы, на которых трансгрессивно залегают отложения неопротозоя, а мезопротозойские породы полностью выпадают из разреза. Такая реконструкция подтверждается еще данными бурения и геофизики, а также расположением на простирании Пенокенского пояса, обрамляющего кратон с юго-востока, геосинклинальных складчатых отложений мезопротозоя, которые прослеживаются вплоть до Калифорнии и Аризоны.

Очертания Баффинова кратона могут быть восстановлены только весьма приближенно, так как значительная его часть закрыта морем или ледниковым покровом. Платформенные отложения мезопротозоя на нем неизвестны, но неопротозойские отложения такого типа в его пределах лежат почти горизонтально непосредственно на архейском и частично палеопротозойском гранитизированном фундаменте. Кратон обрамляют геосинклинальные пояса: на юго-западе Черчилл и Кейп-Смит, на юго-востоке Кетилидийский и на востоке Каролинский, в пределах которых мезопротозой представлен геосинклинальными отложениями, смятыми в складки, ориентированные параллельно краям кратона. *

* См. примечание на с. 274.

Приатлантический кратон выделяется достаточно условно на основании развития на востоке Гренвиллского пояса (в Нью-Брансуике) миогеосинклинальной серии Грин-Хед, которая, по-видимому, примыкала к древнему кратону, а также потому, что неопротозойские отложения в Аппалачах залегают всюду на гнейсах, имеющих, скорее всего, архейский возраст.

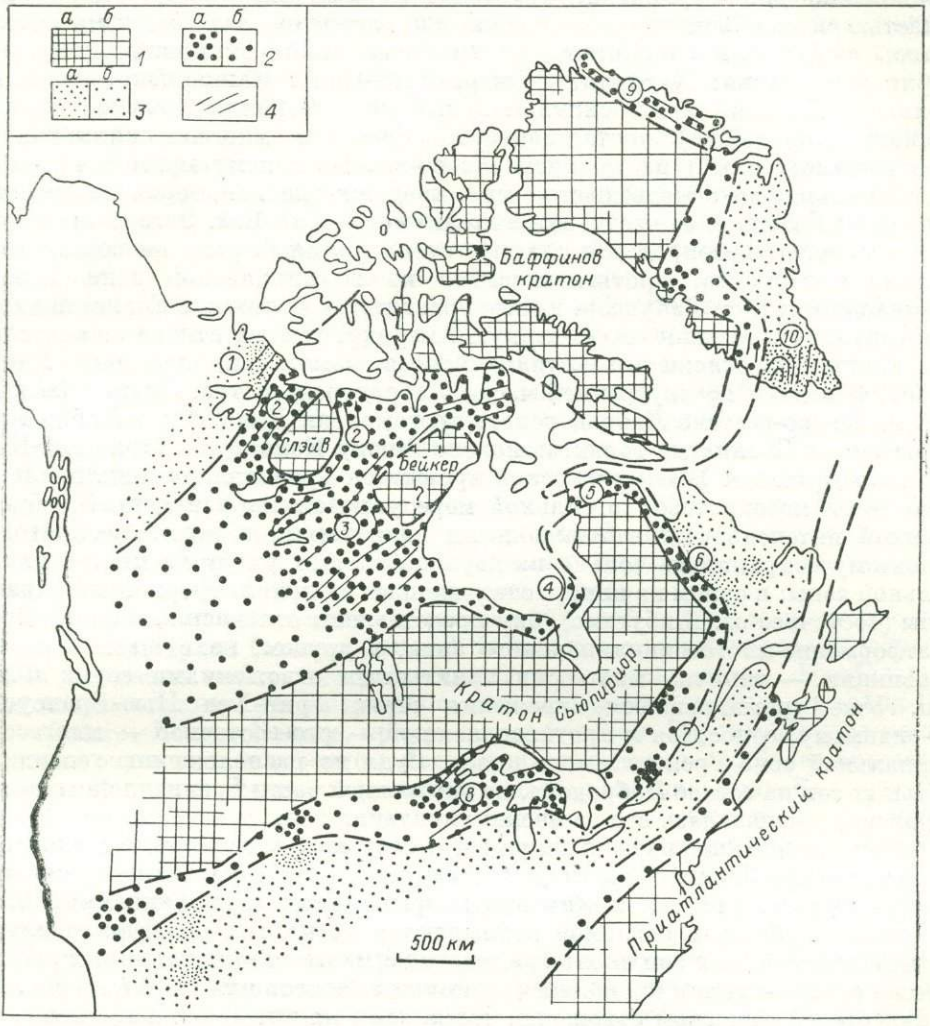


Рис. 24. Главнейшие структурные элементы Северной Америки в мезопротозое (палеотектоническая схема).

1 — кратонные блоки (протоплатформы и срединные массивы); *2* — миогеосинклинальные зоны (пояса); *3* — эвгеосинклинальные зоны (пояса); (*1*, *а* — *3*, *а* — структурные элементы, обнаженные на поверхности, *1*, *б* — *3*, *б*— такие же элементы, закрытые более молодыми отложениями, предполагаемые); *4* — простирание складчатых структур. Цифры в кружках; геосинклинальные пояса (зоны): *1* — Медвежьего озера, *2* — Коронейшн, *3* — Черчилл, *4* — Белчер, *5* — Кейп-Смит, *6* — Лабрадорский, *7* — Гренвиллский, *8* — Пенокенский, *9* — Каролинский, *10* — Кетилидийский.

Кратонный блок Слэйв установлен и оконтурен исследованиями канадских геологов П. Хоффмана, Дж. Фрезера и других [435, 484], которые показали, что в его пределах мезопротозойские отложения представлены платформенными отложениями (серия Гоулбурн и др.), а по периферии кратона, в так называемой геосинклинали Коронейшн, — их миогеосинклинальными аналогами (серия Эпуорт и надсерия Грейт-Слэйв). Блок Бейкер выделяется нами условно на основании развития в районе озер Бейкер и Шульц, среди миогеосинклинального пояса Черчилл, слабо дислоцированных и маломощных отложений мезопротозоя, которые параллелизуются

с миогеосинклинальной серией Хурвитц и иногда выделяются под этим же названием. Контуры блока на схеме показаны весьма приближенно.

На палеотектонической схеме Северной Америки видно, что кратоны везде окаймлены миогеосинклинальными зонами. Особенно отчетливо это установлено для обрамления протоплатформы Сьюпириор, служившей областью сноса обломочного материала в прилежащие прогибы, где накапливались существенно терригенные отложения миогеосинклинального типа (серии и надсерии: Хурвитц, Белчер, Кейп-Смит, Каниаписко, Анимики, Мохави). Широкий миогеосинклинальный пояс Черчилл (включая геосинклиналь Коронейшн) почти целиком образован миогеосинклинальными комплексами; только на крайнем северо-западе к нему примыкает эвгеосинклинальная зона Медвежьего озера, продолжающаяся, вероятно, на север и юг от обнаженной ее части, где выходит серия Эхо-Бей. Эвгеосинклинальные комплексы мезопротозоя слагают очень крупный пояс на востоке-юго-востоке континента, протягивающийся из Кетилидийской зоны Южной Гренландии на п-ов Лабрадор, в зону Гренвилл, в Восточные Скалистые горы и в Аризону, пересекая всю Северную Америку. К нему относятся осадочно-вулканогенные отложения кетилидийского комплекса, надсерии Каниаписко, развитые во внутренней части Лабрадорского трога, серия Эйлликбей на северо-востоке Лабрадорского трога, серии Дип-Лейк и Либби-Крик в Восточных Скалистых горах, комплекс Вишну Колорадо и серии Аш-Крик и Пинал Аризоны. В тектонической провинции Гренвилл геосинклинальные отложения мезопротозоя в сильной мере уничтожены денудацией, обусловленной интенсивными вертикальными движениями в конце неопротозоя, и поэтому сохранились только на двух небольших участках миогеосинклинальной зоны; в одном из них, расположенном на приплатформенной окраине зоны (восточнее оз. Шибугамо), они представлены отложениями переходного платформенно-миогеосинклинального типа, в другом, находящемся на юге провинции, — типично миогеосинклинальными отложениями серии Флинтон. Уже упоминавшиеся отложения серии Грин-Хед Нью-Брансуика, по-видимому, относятся к противоположной — юго-восточной — миогеосинклинальной зоне Гренвиллского пояса. Судя по расположению геосинклинальных зон на севере Лабрадора, во внутренней части Гренвиллского пояса, вероятно, размещалась его эвгеосинклинальная зона.

Во всех детально изученных районах северного полушария установлено, что кратонные блоки были отграничены от геосинклинальных поясов глубинными разломами, заложенными одновременно с геосинклиналями. Широкие зоны глубинных разломов размещаются во многих областях и внутри эвгеосинклинальных зон около границы их с миогеосинклинальными зонами; там же располагаются и цепочки срединных массивов или глыб (см. рис. 23). В палеогеографическом отношении такие зоны на юге Сибири представляли собой островные дуги с интенсивно проявленным вулканизмом [249].

Для тектонического стиля мезопротозоя характерны линейные складки, группирующиеся в пояса и дуги. Гнейсовые купола уже не составляют почти обязательного элемента складчатых систем, как это было в палеопротозое; они обычно бывают локализованы в определенных зонах, однако там они определяют собой многие особенности тектонической структуры и метаморфической зональности. В некоторых районах мезопротозойские купола накладываются на более древние складчатые купольные структуры, перестраивают их и тем самым сильно усложняют общий план тектонического строения фундамента (как, например, в Лапландско-Беломорской зоне карелид).

В подавляющем большинстве регионов границы мезопротозойской группы определяются совершенно четко, поскольку слагающие ее отложения отделены от нижележащих и вышележащих образований крупными структурными несогласиями. Только в некоторых районах Южной Сибири отложения мезопротозоя и палеопротозоя слагают единый структурный ярус, состо-

ящий, однако, из двух больших, но неполных трансгрессивно-регрессивных ритмо-комплексов.

Карельский диастрофизм, завершивший мезопротозойскую эру, проявлен повсеместно, и при этом очень интенсивно. Судя по радиометрическим датировкам синтектонических гранитов и метаморфических пород, наиболее интенсивные плутонические и тектонические процессы происходили в интервале времени 2000—1900 млн. лет. Однако в некоторых районах (например, на Украине и в КМА), по-видимому, имели место и более ранние проявления карельского диастрофизма, которые датируются начиная с 2100 млн. лет.

Комплекс полезных ископаемых, связанных с осадочными метаморфическими толщами мезопротозоя, очень специфичен. В первую очередь следует назвать месторождения железа железисто-кремнистой формации типа Верхнего озера и железисто-карбонатной формации уральского типа. К первому формационному типу относятся гигантские месторождения джеспилитов и связанных с ними вторичных богатых руд Верхнего озера в Северной Америке (месторождения в штатах Миннесота и Мичиган США и Лабрадорского трога в Канаде), месторождения Криворожского бассейна и КМА, а также ряд крупных месторождений в Индии. К уральскому типу принадлежат значительные месторождения сидерита и гематита Саткинской и Бакальской групп на Южном Урале, а также сравнительно небольшие месторождения в Карелии и в некоторых районах Канады и США. На Украине и в КМА гематитовые залежи, могущие иметь практическое значение, находятся среди терригенных пород, залегающих несогласно на железорудных (джеспилитовых) толщах криворожской, белозерской и курской серий; они ассоциируют там с кластогенными железными рудами, которые образовались за счет размыва подстилающих пород.

На втором месте по своему значению в мировой горной экономике стоят месторождения урана (отчасти золота), связанные с конгломератами, залегающими в нижней части платформенных толщ мезопротозоя. Наибольшей известностью пользуется крупнейшее месторождение района Блайнд-Ривер — Эллиот-Лейк в Канаде, приуроченное к низам Гурона. Другие месторождения этого типа в северном полушарии имеют гораздо более скромные размеры. К ним, в частности, относится месторождение Коли-Калтимо Восточной Финляндии, приуроченное к обломочным породам сегозерской серии карельского комплекса. В этих же образованиях на территории Советской Карелии известны кварцевые золотоносные конгломераты. Такого типа конгломераты присутствуют и в авлакогенных толщах мезопротозоя на Алданском щите [47].

Другим характерным для рассматриваемой группы полезным ископаемым являются магнезиты, залегающие среди доломитов, за счет которых они образуются в результате различных эпигенетических процессов. Крупные месторождения их находятся на Южном Урале, где приурочены к тем же карбонатным толщам, которые вмещают железные руды (саткинская и бакальская свиты бурзянской серии). Значительное месторождение магнезита заключено в карбонатных породах серии Ляохе на Ляодунском полуострове (Китай).

В союзненской свите Малого Хингана (Дальний Восток СССР) размещается крупное месторождение графита, связанное с графитсодержащими сланцами и мраморами.

К черным углеродсодержащим графитистым пиритизированным сланцам Калевия (аналог ладожской серии) в Центральной Финляндии приурочено известное медное месторождение Оутокумпу. Для мезопротозоя характерны также осадочные медные месторождения другого генетического типа, связанные с красноцветными толщами. В Восточной Сибири находится крупнейшее такое месторождение, приуроченное к медистым песчаникам, залегающим в верхней (регрессивной) части удоканской серии; небольшие медные проявления установлены среди синхроничных платформенных отложений кебек-

тинской свиты в бассейне р. Олёкмы. По-видимому, такой же генезис первоначально имели проявления медного оруденения в кварцитах красноцветной свиты Бар-Ривер, залегающей в самом верху Гурона Канады, а также в кварцитах онежской серии Северной Карелии (по данным В. З. Негруцы).

Для платформенных образований мезопротозоя характерны еще месторождения богатых глиноземом метаосадочных пород, возникших в результате метаморфизма древних кор химического выветривания или переотложенных их продуктов. Наиболее известные и крупные месторождения таких пород, представленные дистеновыми сланцами и кварцитами, заключаются в кейвской серии Кольского полуострова. В Восточной Финляндии к корам химического выветривания, залегающим в основании кварцитов Ятулия (свита Кайнуу сегозерской серии), приурочены небольшие месторождения каолина (месторождение Пихлаяваара и др.), а также дистен-пирофиллит-каолиновых кварцитов (месторождение Хирвиваара и др.). По данным некоторых геологов [73], в районе КМА в подошве сланцевой толщи, относящейся к оскольской серии мезопротозоя, присутствуют бокситы и аллиты, однако другие исследователи [195] оспаривают это мнение и считают, что бокситы залегают под палеозойскими (карбоновыми) отложениями в коре выветривания, развитой на породах железорудной курской серии.

Как видно из сказанного выше, экзогенные месторождения полезных ископаемых в мезопротозое были всецело связаны с осадочными толщами миогеосинклинального и платформенного (протоплатформенного) типов, тогда как такого рода месторождения в палеопротозое были приурочены к осадочно-вулканогенным эвгеосинклинальным комплексам.

ГЛАВА VII

НЕОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Стратиграфическое расчленение и корреляция отложений неопротозойской группы возможны с гораздо большей детальностью, чем отложений ранее рассмотренных групп докембрия, поскольку в них нередко находятся разнообразные фитолиты, допускающие более широкое использование палеонтологического метода, и, кроме того, во многих из них содержится сингенетический минерал глауконит, пригодный для изотопного датирования. Хотя в большинстве случаев датировки по глаукониту показывают «омоложенные» значения, они все же позволяют судить о минимальном возрасте седиментации.

Как уже указывалось в гл. II, неопротозойская группа делится глобальными диастрофическими (тектоно-плутоническими) циклами на три подгруппы: нижнюю, среднюю и верхнюю, а отложения последних двух подгрупп выделяются также на основании присутствия в них различных комплексов фитолитов. Нижняя и верхняя граница группы почти повсюду выражаются в крупных структурных несогласиях, отделяющих ее от подстилающих и перекрывающих комплексов; это, с одной стороны, несогласие, обусловленное карельским диастрофизмом (2000—1900 млн. лет), а с другой стороны, несогласие, обусловленное гренвиллским диастрофизмом, имевшим место 1100—1000 млн. лет назад. Нижняя подгруппа отделяется от средней стратиграфическим или угловым несогласием, связанным с выборгским диастрофическим циклом второго порядка (1750—1650 млн. лет), а средняя и верхняя подгруппы залегают без заметного перерыва или разделены стратиграфическим несогласием и небольшими интрузиями основных пород, приуроченными к прикамскому диастрофическому циклу второго порядка (1400—1300 млн. лет). Вследствие указанных соотношений нижняя подгруппа выделяется везде совершенно отчетливо, а две верхние подгруппы нередко бывает трудно расчленить, особенно в тех случаях, когда слагающие их отложения лишены органических остатков или эти остатки не определены в системе классификации, применяемой советскими геологами. По этой причине средняя и верхняя подгруппы будут охарактеризованы совместно.

НИЖНИЙ НЕОПРОТОЗОЙ

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР И ГЛАВНЕЙШИЕ РАЗРЕЗЫ

ЕВРОПА

Отложения нижней подгруппы на территории Европы представлены локально развитыми, но весьма специфическими субаэральными вулканогенными или терригенно-вулканогенными толщами, которые нами относятся к тафрогенному типу. В качестве европейского и мирового стратотипа этих отложений может быть предложена субиотнийская серия (субиотний, Дала-порфиры) *Балтийского щита*, развитая в районе Даларна Центральной Швеции [529, 530]. Согласно С. Хьелмквисту [478], в составе серии выделяются нижняя и верхняя свиты Дала, лежащие друг на друге без перерыва. Нижняя свита Дала сложена порфиритами и порфирами, чередующимися с красными аркозовыми и кварцитовидными песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами. В песчаниках наблюдаются знаки ряби, косая слоистость и следы дождевых капель. Верхняя свита Дала состоит преимущественно из красных кварцевых и базокварцевых порфиров, игнимбритов, туфов и отчасти туффитов. Общая мощность серии — несколько сотен метров.

Субиотнийские породы залегают очень полого на поверхности размыва различных метаморфических и плутонических пород свекофеннского комплекса мезопротозоя, в том числе и на позднесвекофеннских (карельских) гранитах, имеющих возраст 1900 млн. лет, но сами рвутся комагматичными вулканитам гранитами рапакиви, датируемыми K-Ar методом 1650—1700 млн. лет. Возраст порфиров, определенный K-Ar и Rb-Sr изохронными методами 1670—1690 млн. лет [641], вероятно, слегка «омоложен». На поверхности размыва субиотния и гранитов рапакиви залегают иотнийские песчаники среднего неопротозоя. Таким образом, субиотнийская серия была сформирована после карельского диастрофизма в интервале времени 1900—1700 (1650) млн. лет.

Субиотнию в более южных районах Швеции соответствуют так называемые порфиры Смоланд, на юге Норвегии — порфиры Энгердаль, а в восточной — советской — части Финского залива на о. Гогланд — порфиры Хогландия (хогландской серии).

Аналогом субиотния на *Украинском щите* являются осадочно-вулканогенные отложения Овручского кряжа. По новым данным А. С. Дранника [97], они подразделяются на две серии: пугачевскую и овручскую.

К пугачевской серии относятся отложения, развитые в субмеридиональной Белокоровичской грабен-синклинали, где они залегают на поверхности размыва древних пород, включая мезопротозойские граниты кировоградско-житомирского и осницкого комплексов (с возрастом около 1900 млн. лет). Серия состоит из двух свит. Нижняя — белокоровичская — свита (около 1200 м) сложена в основном серыми и розовато-серыми полимиктовыми разнозернистыми песчаниками, которые подстилаются пачкой сланцев и алевролитов с прослоями песчаников, конгломератов и иногда с небольшими покровами диабазов. Вышележащая озерянская свита (700 м) образована зеленовато-серыми серицито-кварцевыми сланцами, аргиллитами и алевролитами, заключающими внизу покров диабазового порфирита.

Овручская серия, развитая в пределах широтной Словечанско-Овручской возвышенности, также состоит из двух свит (снизу): збраньковской (340 м), сложенной красными порфирами, чередующимися с миндалекаменными диабазами, трахиандезитовыми порфиритами, а также песчаниками, и толкачевской (до 900 м), в составе которой главную роль играют красноцветные кварцитовидные песчаники, часто обладающие косой слоистостью. Толкачевская свита лежит на збраньковской, по-видимому, со скрытым несогласием; в ее нижней части присутствуют прослои пирофиллитовых сланцев, образованных за счет продуктов кор выветривания.

По мнению А. С. Дранника и И. В. Богацкой [98], пугачевская серия прорывается гранитами рапакиви Коростенского плутона, а овручская серия (збраньковская свита) лежит на этих гранитах с размывом. Согласно исследованиям З. Г. Ушаковой (1971 г.), внедрение рапакиви происходило, по меньшей мере, в течение двух фаз, причем интрузия ранней фазы предшествовала отложению збраньковской свиты, а интрузия более поздней фазы

следовала за излияниями порфиров или сопровождала их. Изучение шлифов из кернов скв. 5012, любезно предоставленных нам З. Г. Ушаковой, показало, что в основании збраньковской свиты под кварцевыми порфирами и игнимбритами залегает пачка вишнево-красных туфов кварцевых порфиров, пронизанная жилками гранофировых и микропегматитовых гранитов, тесно связанных с подстилающими гранитами рапакиви, среди которых также имеются гранофировые и микропегматитовые разности. По всей вероятности, излияния кислых лав предшествовали интрузии гранитов, причем те и другие питались из одного и того же магматического очага. Подобные отношения порфиров и гранитов наблюдаются также в Центральной Швеции, на о. Гогланд и в ряде других регионов, где развиты рассматриваемые осадочно-вулканогенные толщи (см. ниже).

Представление о тесной временной и генетической связи всех осадочно-вулканогенных толщ Овручского кряжа, а также гранитов рапакиви поддерживается и данными изотопного датирования пород. Для кварцевых порфиров и трахиандезитов збраньковской свиты К-Ar методом в лаборатории ВСЕГЕИ (по образцам из коллекции З. Г. Ушаковой) получены значения от 1464 до 1530 млн. лет; они, по-видимому, несколько занижены, так как диабазы из этой же свиты (скв. 5012, интервал 162—167 м) датируются 1690—1700 млн. лет. Слабо измененные филлитизированные глинистые сланцы из озерянской и белокоровичской свит, содержащие тонкочешуйчатый серицит, в той же лаборатории (по образцам из коллекции Н. Я. Тихомировой) датированы от 1470 до 1800 млн. лет. По-видимому, эти цифры характеризуют разновременные процессы диагенеза и начального метаморфизма. Наконец, возраст рапакиви Коростенского плутона определен Rb-Sr изохронным методом в 1720±70 млн. лет [80]. Приведенные значения указывают также на полную синхроничность осадочно-вулканогенных толщ Овручского кряжа и субиотния.

На территории Русской плиты стратиграфическими и формационными аналогами субиотния, вероятно, являются кварцевые порфиры, вскрытые скважиной в районе г. Глуска (Белоруссия) под красноцветными отложениями среднего неопротозоя, а также миндалекаменные базальты, пройденные скважиной в районе Прикамья (скв. Кучуково-163), где они подстилают (?) красноцветную тюрюшевскую свиту среднего неопротозоя; их возраст по данным К-Ar метода 1650 млн. лет *.

Широко развитые в западной части Восточно-Европейской платформы субплатформенные интрузии гранитов рапакиви и сопутствующие им основные и щелочные породы сформировались повсюду в сравнительно узком промежутке времени 1600—1750 млн. лет; они являются прекрасным репером, отбивающим верхнюю границу нижнего неопротозоя. Субиотний и рапакиви прорываются также дайками диабазов; аналогами их, быть может, являются диабазы Крестцовского грабена, датированные 1560 млн. лет (они рвут мезопротозойские кварцито-песчаники, но древнее красноцветов крестцовской свиты неопротозоя).

На юге *Уральской складчатой области*, в Башкирском антиклинории, с субиотнием должна параллелизоваться машакская серия субаэральных основных и кислых вулканитов, кварцито-песчаников (иногда красноцветных), конгломератов и филлитов, мощностью до 2000 м. Серия эта залегает с размывом на ямантауском комплексе (аналог бурзянской серии) мезопротозоя и трансгрессивно перекрывается юрматинской серией среднего неопротозоя. К сожалению, вследствие территориальной разобщенности не ясны ее взаимоотношения с субплатформенным Бердяушским массивом рапакиви

---

* Раньше различные исследователи предполагали, что породы из скважины Кучуково-163 относятся к интрузивным образованиям, однако их изучение по образцам, предоставленными нам Б. С. Ситдиковым, показало, что они являются почти неизмененными миндалекаменными базальтами с интерсертальной основной массой, заключающей стекловатый базис.

и щелочных пород, возраст которого определен в 1570—1600 млн. лет [261]. Однако, учитывая известные соотношения вулканитов и рапакиви, вполне законно предположение о близости возраста кислых вулканитов машакской серии и гранитов Бердяушского плутона.

В других районах Европы нижний неопротозой более или менее уверенно выделяется только *на архипелаге Шпицберген*. Там этой подгруппе, по-видимому, принадлежит осадочно-вулканогенная серия Кап-Ханстен (до 1700 м), обнажающаяся на м. Лаппония о. Северо-Восточная Земля. Эта серия сложена красными и серыми порфирами (изредка порфиритами), а также их туфами и агломератовыми брекчиями, заключающими пачки филлитизированных глинистых сланцев. Она залегает резко несогласно на гнейсо-гранитовом комплексе архея (?) и трансгрессивно перекрывается осадочной серией Мерчисон-Бей с фитолитами среднего и верхнего неопротозоя. Порфиры и сланцы прорываются рапакивиобразными гранитами, оказывающими на них слабое контактовое воздействие. K-Ar датировки этих гранитов, показывающие значения 395 и 415 млн. лет, несомненно, «омоложены» под влиянием каледонского метаморфизма [154].

АЗИЯ

На обширной территории Азии отложения нижнего неопротозоя уверенно выделяются только в Сибири, но, по всей вероятности, они развиты в Казахстане, Индии и во многих других районах материка, где докембрий изучен гораздо слабее. В Сибири нижний неопротозой представлен субаэральными осадочно-вулканогенными толщами тафрогенного (субиотнийского) типа, а также морскими платформенными и, возможно, миогеосинклинальными формациями.

Сибирским стратотипом осадочно-вулканогенной (порфировой) формации является акитканская серия, сформированная в приразломном краевом прогибе на западной близплатформенной окраине *Байкальской складчатой области*. Эта серия состоит внизу и вверху из обломочных, преимущественно красноцветных пород с подчиненными покровами кислых и основных лав, а в середине ее находится мощная толща красных и серых порфиров, игнимбритов и туфов, образованная несколькими покровами, иногда разделенными пачками песчаников и туффитов. Обломочные породы (конгломераты, песчаники и алевролиты) накопились главным образом в континентальной обстановке, и только в самой верхней части серии присутствуют прибрежно-морские отложения, состоящие из хорошо отсортированных кварцито-песчаников. Мощность серии сильно варьирует, но в ряде мест достигает 6000—8000 м. Во внутренних районах Байкальской складчатой области акитканской серии соответствует падринская серия близкого состава, образовавшаяся в межгорных впадинах — грабенах [249].

Акитканская серия прорвана гипабиссальными и мезоабиссальными трещинными интрузиями гранофировых гранит-порфиров, гранитов и граносиенитов ирельского комплекса, комагматичных вулканитам, слагающим серию. Определения возраста Rb-Sr изохронным методом показали для порфиров значения около 1700 млн. лет, а для гранитов 1600—1620 млн. лет [67]. Учитывая, что датировка порфира сделана по породе из покрова, залегающего в средней части серии, можно думать, что формирование нижних горизонтов серии началось вскоре после мезопротозойского (карельского) диастрофизма. Возраст ирельских гранитов совпадает с возрастом рапакиви в Европе. Кроме того, ирельские гранитоиды во многом близки рапакиви (высокое значение первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86}, постоянное присутствие флюорита, повышенная железистость темноцветных минералов, наличие более ранней интрузивной фазы габбройдного состава и заключительной фазы, представленной дайками диабазов, внедрение вдоль разломов и др.).

В Байкальском хребте (Западное Прибайкалье) осадочно-вулканогенные отложения акитканской серии по простиранию замещаются мощными терригенными, иногда красноцветными, отложениями анайской серии с редкими покровами основных лав, которые накопились в субаэральных и прибрежно-морских условиях. В нижней половине этой серии среди кварцито-песчаников содержатся прослои высокоглиноземистых хлоритоидных сланцев. Строение разреза анайской серии и связь ее с акитканской серией подробно рассмотрены нами в специальной работе [264]. По новым нашим данным, анайская серия прорывается гранитами приморского комплекса, среди которых имеются настоящие рапакиви [106]. На анайской и акитканской сериях трансгрессивно, а местами и с угловым несогласием залегают отложения байкальской серии среднего неопротозоя.

На севере Байкальской горной области, в Патомском и Северо-Байкальском нагорьях, близким формационным и возрастным аналогом анайской серии является тепторгинская серия, залегающая несогласно на мезопротозойских чуйской толще и удоканской серии и рвущих их гранитах и трансгрессивно перекрытая патомской серией среднего и верхнего неопротозоя. В основании серии находится толща кварцитов и сланцев, заключающая прослои высокоглиноземистых сланцев (хлоритоидных или дистеновых), а иногда и стяжения метабокситов (диаспоритов), выше залегают песчаники и сланцы с покровами диабазов, порфиритов, изредка порфиров; венчается серия снова кварцитами.

В *Присаянье* к нижнему неопротозою относится калбазыкская серия (2700—4000 м) пестроцветных обломочных и туфогенных пород, а также вулканитов кислого и основного состава, которая по своему составу и формационному типу весьма похожа на акитканскую и отчасти анайскую серии Западного Прибайкалья [181, 294]. Судя по многим особенностям слагающих ее пород, она, подобно упомянутым сериям Прибайкалья, образовалась преимущественно в континентальных условиях. Филлиты из верхней (одайской) свиты этой серии датируются K-Ar методом по валовой пробе 1595 млн. лет, а вулканиты из нижней (ангаульской) свиты по пироксену — 1980 млн. лет. Первое значение, характеризующее метаморфизм породы, вероятно, несколько «омоложено», а второе — не вполне достоверно, поскольку оно сделано по минералу с очень низким содержанием калия. Положение серии в разрезе докембрия вполне аналогично другим, рассмотренным выше, сериям нижнего неопротозоя: она лежит резко несогласно на палеомезопротозойских метаморфических толщах Урикско-Ийского грабена и несогласно перекрывается зунтейской серией среднего неопротозоя.

Таким образом, вдоль южной окраины Сибирской платформы наблюдается неоднократное чередование субаэральных осадочно-вулканогенных и существенно осадочных толщ, замещающих друг друга по простиранию тафрогенного пояса, расположенного на границе складчатых областей и платформы.

Другим формационным типом отложений нижнего неопротозоя являются мелководно-морские осадочные толщи, залегающие в основании платформенного чехла на севере *Сибирской платформы*. В обрамлении Анабарского щита к ним относятся мукунская серия (до 640 м) преимущественно красноцветных кварцевых или олигомиктовых песчаников с текстурами мелководья (косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания), затем залегающая на ней, иногда с размывом, маломощная (55 м) усть-ильинская свита алевролитов с прослоями доломитов и, наконец, более молодая котуйканская свита (до 450 м) пестроокрашенных доломитов, нередко строматолитовых. Последние две свиты относятся к низам билляхской серии. В терригенных породах часто встречается глауконит; K-Ar методом по этому минералу из песчаников верхней части мукунской серии получено значение возраста 1530 млн. лет, а из усть-ильинской свиты — ряд значений в пределах 1350—1480 млн. лет. Судя по разбросу цифр, все датировки «омоложены» вследствие миграции аргона. В котуйканской свите встречены многочисленные строматолиты

(*Kussiella kussiensis* Kryl., различные *Collonella* и *Conussella*, *Paniscollenia vulgaris* Korol., *Nucleella figurata* Komar, *N. fibrosa* Komar, *Conophyton cylindricus* Masl. и др.), онколиты (*Osagia pulla* Z. Zhur., *Radiosus kotuikanikus* Milst. и др.), катаграфии (*Glebosites ninae* Korol., *G. gentilis* Z. Zhur., *Vesicularites rotundus* Z. Zhur. и др.), характерные преимущественно для первого палеонтологического комплекса, но есть и формы, чаще встречающиеся в более молодых комплексах, главным образом во втором [212].

Мукунская серия залегает на коре выветривания архейских гнейсов, а котуйканская свита с размывом перекрывается юсмастахской свитой билляхской серии, в нижней подсвите которой содержатся строматолиты и микрофитолиты второго комплекса, характерные для среднего неопротозоя.

Рассматриваемым отложениям в Уджинском поднятии соответствует карбонатно-терригенная улахан-курунгская свита, а в Оленекском поднятии — терригенная сыгынахтахская и вышележащая карбонатная (доломитовая) кюютингдинская свиты солоолийской серии. Из верхней свиты определены фитолиты первого комплекса (строматолиты *Collenia frequens* Walc., *Kussiella* Kryl., *Conophyton* Masl., *Stratifera* Korol. онколиты *Osagia libidinosa* Z. Zhur. и *Radiosus tenebricus* Z. Zhur.). Глауконит из нижней свиты датирован 1450 млн. лет, а из верхней — 1380 млн. лет, но эти единичные определения, очевидно, сильно занижены, о чем можно судить даже на основании сравнения их с «омоложенными» датировками глауконита из синхроничных отложений Анабарского поднятия.

На востоке *Алданского щита* отложения нижнего неопротозоя представлены двумя формационными типами: внизу разреза — субаэральными вулканогенно-осадочными толщами, близкими субиотнийским или акитканским, вверху — прибрежно-морскими, похожими на те, что развиты на севере платформы.

В основании рассматриваемого комплекса, несогласно на кислых эффузивах элгетейской свиты и прорывающих ее гранитах, залегает биридинская свита (180—600 м) субаэральных пестроцветных, часто косослоистых песчаников с линзами конгломератов и покровами миндалекаменных диабазов и трахиандезитов, которая с глубоким размывом перекрывается конкулинской свитой (до 400 м) грубых полимиктовых конгломератов, чередующихся с косослоистыми, часто красноцветными песчаниками. В верхней части комплекса трансгрессивно на всех более древних отложениях лежит учурская серия (сильно изменчивой мощности — от 500 до 6000 м) в составе двух свит: нижней терригенной — гонамской и верхней, существенно карбонатной, омахтинской. В последней содержатся строматолиты *Stratifera* Korol., *Omachtenia omachtensis* Nuzh., *O. utchurica* Nuzh., *Kussiella* sp., *Conophyton garganicus* Korol., *Collenia frequens* Walc., а также онколиты *Osagia libidinosa* Z. Zhur. и *Radiosus tenebricus* Z. Zhur. [108, 198]. Все эти формы характерны для первого палеонтологического комплекса. K-Ar датировки глауконита из гонамской свиты показывают значения 1500—1550 млн. лет, а из омахтинской свиты 1400 млн. лет, но, вероятно, они сильно «омоложены» вследствие утечки аргона (как все такие датировки глауконитов из древних толщ, перекрытых мощными отложениями). Учурская серия трансгрессивно покрывается майской серией, содержащей второй строматолитовый комплекс, типичный для среднего неопротозоя.

Следует отметить, что вулканогенная элгэтэйская свита, подстилающая в Улканском прогибе нижний неопротозой, по своему формационному составу также очень похожа на тафрогенные толщи субиотнийского типа, однако на основании изотопных значений возраста слагающих ее порфиров и рвущих ее гранитов (около 1900 млн. лет) она нами отнесена к верхней части мезопротозоя (см. гл. VI). По всей вероятности, на востоке Алданского щита тафрогенный этап развития начался несколько раньше, чем в других регионах.

К миогеосинклинальным морским отложениям нижнего неопротозоя, по-видимому, относится нижняя часть сухопитской серии *Енисейского кряжа* в составе кординской и горбылокской свит. Кординская (марокская) свита лежит трансгрессивно на породах тейской серии мезопротозоя и состоит из метаалевролитов, кварцитов (кварцито-песчаников), филлитов и конгломерато-брекчии; мощность ее достигает 2000 м. Вышележащая горбылокская свита, мощностью до 1300 м, образована филлитами с редкими прослоями

известняков. Выше согласно залегают отложения удерейской, погорюйской и других свит сухопитской серии, которые нами относятся уже к среднему неопротозою. Основанием для выделения в составе сухопитской серии отложений нижнего неопротозоя служат изотопные определения возраста глауконита из погорюйской свиты, которые показали, что отдельные значения достигают 1630 млн. лет (см. ниже). Вероятно, в древней Енисейской геосинклинали накопление осадков в течение раннего и среднего неопротозоя происходило непрерывно.

В *Казахстане* к нижнему неопротозою, по-видимому, относятся осадочно-вулканогенные майтюбинская серия Улутау и кууспекская серия (свита) Кокчетавского массива.

Согласно Ю. А. Зайцеву и Л. Н. Филатовой [114], майтюбинская серия имеет большую мощность (до 9000 м), сложное строение и состоит из ряда свит, разделенных перерывами. «Серия включает порфироиды (около 50%), образовавшиеся по кристаллокластическим и литокластическим туфам липаритового состава и обосабливающиеся в мощные, относительно выдержанные толщи, разделенные такими же мощными пачками осадочных пород, среди которых имеются обломочные кварциты, конгломераты, бластопсаммитовые сланцы, железистые сланцы с первично обломочным кварцем и графитовые сланцы. В верхней части серии присутствуют серицит-кварцевые, графит-кварцевые сланцы и филлиты, ритмично чередующиеся в разрезе» [114, с. 45].

Майтюбинская серия залегает несогласно на железорудной карсакпайской серии палеопротозоя и трансгрессивно перекрывается боздакской и кокчетавской сериями среднего и верхнего неопротозоя. Прорвана серия гранитами, датированными K-Ar методом по биотиту 1630±150 млн. лет. Судя по ее положению в разрезе и приведенным датировкам гранитов, она может принадлежать как мезопротозою, так и нижнему неопротозою, однако в пользу принимаемого нами возраста свидетельствует большое ее формационное сходство с отложениями субиотнийского типа. По данным Ю. А. Зайцева и Л. Н. Филатовой, липаритовый вулканизм проявился главным образом в наземных условиях, а чередующиеся с лавами грубообломочные толщи отложились в мелководных континентальных бассейнах и образовались за счет размыва местных только что сформировавшихся пород. В целом майтюбинская серия представляет собой типичную тафрогенную порфировую (липаритовую) формацию.

Кууспенская серия (свита) Кокчетавского массива, мощностью до 1300 м, сложена порфироидами, аналогичными майтюбинским. Обычно она выделяется как верхняя свита боровской серии, относимой нами к палеопротозою, что вряд ли правильно, так как слагающие ее породы залегают на подстилающих отложениях со значительным перерывом и даже угловым несогласием. Перекрывается кууспекская серия средне-верхненеопротозойской кокчетавской серией.

В *Индостане* к нижней подгруппе следует отнести миогеосинклинального (?) типа серию Семри, развитую в северной части полуострова. Обычно эта серия рассматривается как самое нижнее подразделение виндийской надсерии (Нижний Виндий), однако она заметно отличается от вышележащих субплатформенных серий Виндия более сильной складчатостью [401]. Залегает она резко несогласно на мезопротозойской серии Дели и более древних образованиях и трансгрессивно перекрывается серией Каймур среднего неопротозоя. В основании серии находится небольшая пачка кварцитов и конгломератов, а главная часть серии (ее общая мощность достигает 1000 м) образована сланцами, чередующимися с известняками и глауконитсодержащими песчаниками. В нижней половине серии содержится характерная пачка окремненных пепловых туфов (порцелланитов). Местами, например в долине р. Сон, серия согласно подстилается «толщей красных сланцев», состоящей кроме сланцев также из базальных конгломератов и косослоистых кварцитов и песчаников; лежит эта толща трансгрессивно на мезопротозойской серии Биджавар [512].

Некоторые геологи [341, 342] прежде считали, что конгломераты, залегающие в нижней части серии Семри, являются ледниковыми образованиями, однако позднейшие исследования [368] опровергли это представление; кроме того, как было сказано ранее (см. гл. VI), настоящие тиллиты или тиллитоподобные конгломераты подстилают серию Семри и относятся к серии Биджавар [531].

Глауконит из песчаников верхней части серии Семри датирован K-Ar методом 1100 млн. лет, а из пород, залегающих в низу серии, — 1400 млн. лет [210] *. Учитывая, что породы серии сильно складчаты и заметно изменены, можно полагать, что оба эти значения несколько «омоложены». В известняках, залегающих в средней части серии, содержатся строматолиты. К. Валдия [626] в их составе определил *Conophyton cylindricus* (Grab.), *Collenia columnaris* Fent. and Fent. и *Collenia kussiensis* (=*Kussiella kussiensis* Kryl.), характерные для первого и второго комплексов фитолитов. Как мы уже видели, строматолиты этих комплексов в совместном нахождении часто встречаются в нижней подгруппе неопротозоя Сибири. Следует однако иметь в виду, что определения К. Валдия сделаны без достаточно строгого обоснования.

Кроме серии Семри к рассматриваемой подгруппе в Индии, возможно, относятся измененные миндалекаменные базальты толеитового состава, подстилаемые кварцитами и кварцевыми конгломератами, которые лежат трансгрессивно на железорудной надсерии Орисса палеопротозоя. По данным С. Саркара [590], базальты датируются в интервале 1600—1700 млн. лет. Эта существенно вулканогенная толща, выделяемая как серия Дханджори, принадлежит тафрогенному формационному типу.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Нижний неопротозой во многих регионах этого континента представлен осадочно-вулканогенными толщами тафрогенного типа, накопившимися преимущественно в межгорных впадинах, грабенах или в прогибах, возникших в послегеосинклинальную стадию развития региона. Здесь, так же как в Европе и Азии, для них наиболее характерны обломочные, нередко красноцветные, косослоистые континентальные (озерные и речные) отложения, чередующиеся с субаэральными лавами основного и кислого состава, среди которых обычно преобладают красные порфиры и их туфы. Реже развиты осадочно-вулканогенные толщи геосинклинального типа.

Американским стратотипом нижнего неопротозоя могут быть избраны многие серии, но, пожалуй, лучше всего для этой цели подходит серия Нижний Дабаунт (до 5500 м), широко распространенная на севере провинции Черчилл Канадско-Гренландского щита. Образования, которые нами включаются в эту серию, Дж. Дональдсоном [415, 416] относятся к нижней части серии Дабаунт, но наличие между ними и вышележащими отложениями значительного несогласия, ко времени формирования которого, по-видимому, были приурочены интрузии щелочных сиенитов и диабазов, вызывает необходимость выделения двух самостоятельных серий — Нижний и Верхний Дабаунт. По данным упомянутого исследователя, в составе серии Нижний Дабаунт (снизу вверх) выделяются свиты: 1) Южный Чаннел (1650 м) — конгломераты с прослоями песчаников; 2) Казан (4000 м) — красноцветные косослоистые полевошпатовые песчаники и алевролиты; 3) Христофер-Айленд (70—200 м) — лавы андезитового, латитового, трахитового и липаритового состава, чередующиеся с красными туфогенными песчаниками и агломератами; 4) Питц (80 м) — красные и коричневые порфиры. В основании свиты Христофер-Айленд наблюдается размыв подстилающих пород.

---

* По данным А. И. Тугаринова и других исследователей [210], глауконит, показавший значение 1400 млн. лет, относится к породам, подстилающим серию Семри, но С. Саркар [590] полагает, что образец взят из нижней части серии Семри.

Дж. Дональдсон между свитами Христофер-Айленд и Питц помещает сиениты Мартель, но правильнее эти субвулканические образования, представляющие собой силлы, штоки или лакколиты, которые, вероятно, моложе или связаны с порфирами Питц, исключить из стратиграфической колонки. Рассматриваемые образования залегают субгоризонтально на поверхности размыва складчатых мезопротозойских и более древних пород, а также на гранитах, рвущих мезопротозойскую серию Хурвитц, но прорываются щелочными сиенитами и сиенитами Мартель, а также дайками диабазов. Последние датируются K-Ar методом 1560 (1500) млн. лет. Возраст неизмененных порфиров свиты Питц, определенный Rb-Sr изохронным и K-Ar методами, равен 1730—1770 млн. лет, что вместе с другими данными определяет принадлежность рассматриваемой серии к нижнему неопротозою.

Близким аналогом серии Нижний Дабаунт на юге той же провинции Черчилл, в районе оз. Атабаска, является серия Мартин (или Мартин-Лейк), сложенная обломочными породами и основными вулканитами, заключенными в ее средней части [466]. Возраст вулканитов, определенный Rb-Sr изохронным методом, 1630 млн. лет. Серия Мартин залегает несогласно на серии Вог-Лейк мезопротозоя и рвущих ее гранитах (1900—1970 млн. лет) и прорывается дайками диабазов, имеющих возраст 1560 (1500) млн. лет (K-Ar метод). На ней несогласно лежит более молодая неопротозойская платформенная серия Атабаска.

В пограничном с провинцией Черчилл районе Бол. Невольничьего озера, относящемся к провинции Слэйв, нижнему неопротозою, по-видимому, принадлежит серия Эт-Тен, сложенная грубообломочными породами, залегающими трансгрессивно и с крупным угловым несогласием на мезопротозойской серии Грейт-Слэйв. Серия Эт-Тен сечется диабазами, имеющими возраст 1350 (1300) млн. лет. Диабазы близкого возраста известны и в районе развития стратотипа, причем там они секут также серию Верхний Дабаунт среднего неопротозоя. Поэтому нельзя исключить и более молодой — среднеопротозойский — возраст рассматриваемой серии.

В тектонической провинции Сьюпириор к нижнему неопротозою, возможно, относятся так называемые кварциты Сиукс, залегающие с перерывом на породах надсерии Анимики и трансгрессивно перекрытые более молодой неопротозойской серией Нижнее Кивино.

В мезопротозойском складчатом обрамлении древнего блока Унгава к нижнему протерозою, вероятно, должны быть отнесены толща конгломератов, аркозов и основных лав, развитая в поясе Белчер, затем серия Чукотат, сложенная базальтами, шаровыми лавами, кварцитами, аркозами и конгломератами, развитая в поясе Кейп-Смит, и, наконец, кварциты и конгломераты свиты Симс, развитые в Лабрадорском поясе. Все эти образования залегают с угловым несогласием на мезопротозойских толщах, но в отличие от рассмотренных серий нижнего неопротозоя они заметно складчаты и метаморфизованы; серия Чукотат, по-видимому, возникла в узком приразломном прогибе (авлакогене?). Верхняя возрастная граница их не установлена, и к нижней подгруппе неопротозоя они отнесены главным образом на основании тесной структурной связи с подстилающими отложениями мезопротозоя и некоторой близости состава с серией Летития-Лейк, развитой восточнее на севере провинции Гренвилл, принадлежность которой к рассматриваемой подгруппе устанавливается вполне достоверно. Серия Летития-Лейк лежит резко несогласно на гранитах, образовавшихся или в конце мезопротозоя или раньше, но испытавших, судя по изотопным датировкам, сильную мезопротозойскую мобилизацию. В то же время эта серия прорывается щелочными (эгириновыми) сиенитами. Возраст подобных сиенитов на соседних участках определен K-Ar методом 1765—1815 (1700—1750) млн. лет. На породах серии трансгрессивно залегает более молодая неопротозойская серия Сил. Серия Летития-Лейк сложена кварцевыми порфирами, порфиритами, туфами, кварцитами, аргиллитами и сланцами, нередко окрашенными в красный цвет; в основании ее залегают конгломераты [383].

Интересно отметить, что в районе развития серии Летития-Лейк и ее близкого аналога серии Крото-Лейк широко распространены массивы анортозитов, с которыми ассоциируют граниты рапакиви. Как известно, такая ассоциация очень характерна для многих районов мира (в особенности для Украинского щита), причем интрузии анортозитов — рапакиви имели место вскоре после формирования осадочно-вулканогенных толщ нижнего неопротозоя, с которыми они обычно пространственно и иногда генетически связаны. Возраст рапакиви на Канадском щите не определен, но анортозиты датированы K-Ar методом 1540 (1480) млн. лет [543]. Учитывая, что во всех районах мира (в том числе в Южной Гренландии, относящейся к Канадско-Гренландскому щиту) граниты рапакиви датируются 1600—1750 млн. лет, а анортозиты с ними парагенетически связаны, можно думать, что K-Ar значения возраста канадских анортозитов несколько «омоложены». * Возраст свинцово-цинковой минерализации, проявленной в породах серии Крото-Лейк, по данным Pb-модального метода 1685±160 млн. лет [606].

В Южной Гренландии (район пос. Ивигут) нижнему неопротозою принадлежит серия Киписарко, сложенная терригенными и вулканогенными породами, залегающая с грубообломочными конгломератами в основании на кетилидийских образованиях мезопротозоя. Более молодыми являются анортозиты, габброиды и граниты рапакиви, относящиеся к так называемому санерутскому комплексу. Рапакиви датируются K-Ar методом 1715 (1650) млн. лет, хотя имеются и явно «омоложенные» значения — около 1450 млн. лет [380].

На восточном побережье Гренландии к рассматриваемому комплексу предположительно относится серия Трекант, сложенная красноцветными и сероцветными кварцито-песчаниками, песчаниками и конгломератами, залегающая резко несогласно на так называемом центральном метаморфическом комплексе мезопротозоя (?) и трансгрессивно перекрытая серией Забра среднего (?) неопротозоя [552].

В пределах *Северо-Американской плиты* супракрустальные образования, по-видимому относящиеся к нижнему неопротозою, обнажаются только на плато Озарк в Мидконтиненте, где они представлены субаэральными порфирами («риолитами») Хоган и Ройяль-Годж, которые, по мнению одних авторов, перекрываются отложениями нижнего кембрия, а по данным других — надвинуты на эти отложения [642, 643]. Судя по определению возраста Rb-Sr изохронным методом, показавшим значение 1420 млн. лет, порфиры принадлежат средней подгруппе неопротозоя, но учитывая формационный состав вулканогенной толщи, более характерный для нижней подгруппы, можно предположить, что приведенная датировка несколько «омоложена».

В складчатой области *Северо-Американских Кордильер* нижний неопротозой достоверно установлен только на юге США, в горах Мазатцал Северной Аризоны. К нему там относятся субаэральные красные порфиры, их лавобрекчии и туфы, базальты и обломочные породы, которые иногда причисляются к верхней части надсерии Явапаи. Однако породы этой осадочно-вулканогенной толщи (серия Ред-Рок) резко отличаются слабым метаморфизмом от более древних и сильно измененных пород названной надсерии, принадлежащих серии Аш-Крик мезопротозойского возраста. Вулканиты несогласно перекрываются более молодыми существенно осадочными отложениями среднего и верхнего неопротозоя. Возраст порфиров, определенный Pb-изотопным методом по циркону, 1715 млн. лет, а возраст гранитов и гранодиоритов, прорывающих порфиры, но трансгрессивно перекрытых средним неопротозоем, по данным Rb-Sr изохронного, Pb-изотопного и K-Ar методов 1640—1655 млн. лет [371, 515, 524].

Интересно отметить, что в Юго-Восточной Неваде, в бассейне р. Колорадо, расположенном относительно недалеко от гор Мазатцал, известны выходы гранитов рапакиви, которые секут там гнейсо-гранулитовый

---

* См. примечание на с. 274.

комплекс архея. Возраст этих гранитов определен Rb-Sr методом по полевому шпату и биотиту; полученные значения находятся в интервале 830—1090 млн. лет, но Rb-Sr датировки минералов не являются надежными и почти всегда показывают сильно «омоложенные» значения, что связано с миграцией радиогенных изотопов и перераспределением их в разных минералах внутри породы. Возраст пегматитов, заключенных среди древних гранитов фундамента и находящихся непосредственно в кровле большого плутона рапакиви, определенный Rb-Sr изохронным методом (по образцам), равен 1630—1700 млн. лет [664]. Соотношение пегматитов и рапакиви не установлено, но, скорее всего, пегматиты являются более древними, связанными с архейскими гранитами. Вместе с тем представляется весьма вероятным, что полученные для них значения возраста отражают время термального воздействия со стороны рапакиви и в этом случае характеризуют время образования самих рапакиви.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДГРУППЫ

Отложения нижнего неопротозоя отвечают весьма специфическому этапу геологического развития нашей планеты, во время которого началось формирование обширных платформ, близких по своим очертаниям современным. Для рассматриваемой подгруппы наиболее характерны субплатформенные континентальные осадочно-вулканогенные отложения, иногда фациально замещаемые континентальными и прибрежно-морскими осадочными толщами с подчиненным количеством вулканитов. Менее характерны морские платформенные, а также геосинклинальные формации.

Вначале кратко охарактеризуем общие черты субплатформенных осадочно-вулканогенных толщ. Как было показано выше, они развиты на всех континентах северного полушария и при этом очень похожи друг на друга. Следует отметить, что аналогичные толщи широко распространены и на континентах южного полушария, особенно в Австралии, где к ним относятся многие мощные серии осадочно-вулканогенных пород, развитые в разных частях страны, обычно объединяемые в нижнюю часть «системы» Карпентария. Для всех рассматриваемых толщ характерно чередование вулканитов с обломочными, преимущественно псаммитовыми и псефитовыми породами. Кислые вулканиты и осадочные породы часто обладают первичной красной окраской, свидетельствующей об их формировании в наземной обстановке при окислительном воздействии атмосферы, содержащей свободный кислород. Излияния лав происходили преимущественно вдоль трещин, но также широко были развиты извержения центрального типа. Осадочные толщи представляют собой отложения речных долин и озерных бассейнов. Иногда в континентальные отложения вклиниваются прибрежно-морские. Последние чаще всего приурочены к кровле серий. Вулканиты преобладают в средней части разреза.

Среди вулканитов господствуют кислые породы: кварцевые и базокварцевые порфиры, с которыми часто связаны сиенитовые и субщелочные разности — ортофиры и монцонит-порфиры. Эти породы иногда настолько слабо изменены, что их называют, впрочем не вполне правильно, липаритами или риолитами. Порфиры обычно сопровождаются туфолавами, игнимбритами, лавобрекчиями и различными туфами, свидетельствующими об эксплозивном характере извержений. В некоторых районах пирокластические породы даже преобладают над вулканитами. Основные вулканиты, как правило, залегают среди осадочных толщ, но изредка чередуются и с кислыми лавами; особенно они характерны для осадочных отложений прибрежно-морского типа. В их составе развиты главным образом диабазы, базальты и порфириты, нередко миндалекаменные; отмечаются переходы к щелочным разновидностям типа трахиандезитов.

С вулканитами ассоциируют комагматические гипабиссальные или субвулканические интрузивные тела, образованные породами кислого и основ-

ного состава: гранит-порфирами, гранофирами, диорит-порфирами и сиенитами, а также габбро-диабазами и габбро. В средней части мощных покровов кислых лав нередко находятся полнокристаллические гранитоидные породы, обычно с гранофировой или микропегматитовой основной массой. Излияния лав прерывались мезоабиссальными интрузиями основной и кислой магмы, в результате которых были образованы массивы габброидов и гранитов, в том числе гранофировых и рапакиви. Однако большие интрузии такого рода более характерны для завершающего этапа формирования осадочно-вулканогенных толщ, относящегося к выборгскому тектоно-плутоническому циклу (см. ниже).

Осадочные образования представлены главным образом грубообломочными породами: конгломератами, гравелитами, аркозами, полимиктовыми, олигомиктовыми и кварцевыми песчаниками, но широко развиты также алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы. Характерно чередование пород с различной степенью сортированности обломочного материала. Даже в одном и том же образце нередко присутствуют угловатые обломки местных пород и прекрасно окатанные зерна кварца, испытавшие длительную транспортировку. Однородные толщи кварцито-песчаников типичны для вклинивающихся в континентальные толщи морских отложений. Многие псаммитовые породы обладают косой слоистостью потокового или бассейнового типа, нередко отмечаются знаки ряби; в тонкозернистых породах наблюдаются трещины усыхания, следы капель дождя. В нижней части некоторых серий среди кварцито-песчаников присутствуют прослои и пачки высокоглиноземистых сланцев, которые в зависимости от метаморфизма пород представлены хлоритоидными, дистеновыми или силлиманитовыми разностями. Сами кварциты также нередко содержат высокоглиноземистые минералы. В таких породах иногда находятся метаморфогенные стяжения (конкреции) диаспорового состава. По всей вероятности, высокоглиноземистые породы образовались за счет осадков, содержащих переотложенные продукты кор химического выветривания. Такие коры иногда находятся в подошве осадочно-вулканогенных серий.

Обломочные отложения сформировались главным образом в результате разрушения пород, слагающих окрестные поднятия, а также местных вулканогенных пород, но подчас значительную роль играл привнос обломочного материала из отдаленных источников, расположенных на пенепленизированных участках платформ.

Некоторые исследователи считают, что описываемые осадочно-вулканогенные толщи являются вулканогенной молассой карельского цикла. Однако такому представлению противоречат многие факты. Прежде всего, эти толщи лежат нередко субгоризонтально, на глубоко эродированной и пенепленизированной поверхности карельских (и более древних) образований, в том числе на сильно метаморфизованных и складчатых мезопротозойских отложениях и на рвущих их абиссальных гранитах карельского цикла. Затем, области осадочно-вулканогенной аккумуляции в тектоническом отношении представляли собой грабены или обрамленные разрывными нарушениями прогибы, обладающие самостоятельным структурным планом, совершенно независимым от структур карельского цикла. В некоторых районах, как, например, в Байкальской складчатой области, осадочно-вулканогенные толщи накапливались в краевом прогибе-грабене, который под острым углом срезал складчатые структуры мезопротозоя [249]. Наконец, внутреннее строение осадочно-вулканогенных толщ также отличается от строения моласс. Для последних характерно возрастание роли грубообломочных детрактивных пород к верху разреза, в описываемых же толщах эти породы, напротив, в основном приурочены к низам разреза, а в верху его появляются хорошо отсортированные прибрежно-морские отложения.

Рассматриваемые осадочно-вулканогенные толщи принадлежат особому типу субплатформенных тафрогенных формаций («тафрос — по-гречески ров), которые сформировались в тектонических погружениях на новообра-

зованных лабильных платформах или на стабилизированных после складчатости приплатформенных участках геосинклиналей в обстановке, характеризовавшейся чередованием периодов тектонического покоя и сильных колебательных движений с проявлениями радиальной тектоники и интенсивного вулканизма. Кислые вулканиты в этих формациях, судя по ряду признаков, имеют литогенную природу, т. е. они образовались в результате плавления *пород гранитного слоя земной коры, а основные вулканиты являются* гипогенными продуктами базальтового слоя [249].

В некоторых районах на заключительной стадии формирования тафрогенных толщ имели место тектонические движения, обусловившие складчатость приразломного типа, а также заметный метаморфизм и рассланцевание пород в зонах дифференциальных («сквозных») движений.

Прибрежно-морские типично платформенные формации нижнего неопротозоя достоверно установлены только на Сибирской платформе. Они залегают почти горизонтально на древних породах фундамента и представлены *внизу существенно красноцветными зрелыми терригенными породами, среди* которых преобладают кварцевые песчаники, иногда глауконитсодержащие, с текстурными признаками мелководья, а выше располагаются монотонные доломиты, нередко органогенные (строматолитовые). Эти отложения тесно связаны со средне- и верхненеопротозойскими и, по существу, начинают собой единый неопротозойский платформенный комплекс. Перерывы на границе нижней и средней подгрупп имеют локальный характер.

Геосинклинальные отложения нижнего неопротозоя, вероятно, развиты несколько шире, чем это представляется сейчас на основании имеющегося материала. По-видимому, они присутствуют в нижней части некоторых мощных непрерывных мио- и эвгеосинклинальных комплексов, но при отсутствии изотопных определений возраста далеко не всегда могут быть уверенно выделены. Как мы видели, к такого рода отложениям, тесно связанным с вышележащими, относятся миогеосинклинальные терригенные толщи сухопитской серии Енисейского кряжа, возраст которых мог быть установлен только потому, что они содержат глауконитовые песчаники, датированные К-Ar *методом.*

Как уже указывалось, для тектоно-плутонического цикла конца раннеопротозойской субэры были исключительно характерны проявления интрузивного магматизма, обычно пространственно связанные с тафрогенными осадочно-вулканогенными толщами. Интрузивные образования данного цикла входят в состав своеобразной магматической формации субплатформенного (тафрогенного) или неразвитого орогенного типа, в котором вместе *с гранитами рапакиви ассоциируют основные породы — анортозиты,* габбронориты, габбро, щелочные габброиды и щелочные сиениты. Эти образования или участвуют в строении одних и тех же массивов, или слагают самостоятельные тела, возникшие, однако, в течение одного плутонического цикла, хотя и в разные его фазы. Особенно характерна ассоциация рапакиви с анортозитами и габброидами, которая отмечается почти во всех районах и прекрасно выражена даже в отдельных массивах, например в Коростенском плутоне Украины, массиве Ахвенисто Финляндии, Рижском плутоне Советской Прибалтики, в ряде массивов Лабрадорского полуострова (Нейн, Сент-Иль) и т. д. *Ассоциация рапакиви со щелочными сиенитами или с мон*цонитами проявлена в строении таких плутонов, как Корсунь-Шевченковский на Украине, Бердяушский на Южном Урале, Сент-Иль в Канаде и во многих других. Там, где различного состава интрузии пространственно разобщены, они занимают одинаковую структурную позицию и имеют один и тот же возраст.

Последовательность формирования пород в большинстве сложных интрузивных массивов одинакова или близка. Вначале внедрялась основная магма, в результате дифференциации которой возникли стратиформные тела *габбро-норитов и анортозитов, затем происходили интрузии кислой магмы,* давшие начало массивам рапакиви, гранофировых, микропегматитовых

и других гранитов, после чего формировались производные щелочной сиенитовой магмы — щелочные и нефелиновые сиениты, монцониты. Заканчивается становление плутонических тел образованием даек диабазов, долеритов, габбро-норитов и иногда ультраосновных пород. В некоторых сложных массивах (Ахвенисто, Бердяушский и др.) установлено наличие более древних даек диабазов, разделяющих две фазы внедрения гранитной магмы (две генерации рапакиви). П. Девисом [406] установлено, что в южногренландском массиве рапакиви Тасиуссак дайки долеритов и габбро-норитов внедрились до полной кристаллизации гранитов, поскольку в основных породах встречаются порфиробласты калиевого полевого шпата. Для всех изученных рапакиви помимо специфической орбикулярной структуры, обусловленной развитием каемок олигоклаза вокруг овоидов калиевого полевого шпата, характерны многие другие общие черты, в частности сходство химизма, повышенная железистость темноцветных минералов, постоянное присутствие флюорита, наличие в ряде случаев неравновесных или «запрещенных» минералов (например, «бронированного» оливина), присутствие большого количества ксенолитов и гомеогенных включений основных пород ранних фаз, частое наличие гранофировых или микропегматитовых выделений, повышенное первичное отношение Sr^{87}/Sr^{86}; калиевый полевой шпат представлен обычно ортоклазом и т. д.

Плутонические тела рапакиви и анортозитов нередко имеют большие размеры, но как показывают геофизические (главным образом гравиметрические) исследования, они представляют собой асимметричные лакколитоподобные или плоские, почти горизонтальные, линзовидные залежи, корни которых не уходят глубже 18—20 км и обычно располагаются на уровне Конрада, т. е. на границе базальтового и гранитного слоев [517].

Массивы рапакиви и ассоциирующих с ними анортозитов и других пород в настоящее время установлены во многих районах на обоих полушариях. На рис. 25 показано их распространение на материках северного полушария. Как видно, большая часть плутонических тел располагается на востоке Канадско-Гренландского щита, на Балтийском и Украинском щитах, а также на западе Русской плиты (под покровом молодых отложений). На более детальных картах этих районов видно, что многие интрузивные тела группируются в линейно вытянутые зоны, вероятно связанные с глубокими разломами фундамента. В общем почти все интрузии размещаются в пределах платформ, и лишь единичные массивы находятся в фанерозойских подвижных поясах, но и там они приурочены к их фундаменту, стабилизированному после карельской складчатости. Везде, где радиометрическими методами надежно установлен возраст рапакиви и сопутствующих пород, он находится в интервале 1600 (1570)—1800 млн. лет, причем наиболее точные и часто получаемые значения равны 1600—1700 млн. лет. Эти значения мы принимаем за время проявления тектоно-плутонического цикла, завершившего ранненеопротозойскую субэру, который мы предлагаем называть выборгским по огромному Выборгскому плутону рапакиви на Карельском перешейке *. Более ранние (1700—1800 млн. лет) интрузии, по-видимому, принадлежат магматическим проявлениям, сопровождавшим излияния лав и относящимся ко времени формирования осадочно-вулканогенных толщ подгруппы.

В геосинклинальных областях термальные процессы, связанные с выборгским диастрофизмом, были сравнительно слабыми и только в редких случаях вызвали образование больших интрузивных массивов габброидов и гранитов. Вместе с тем в ряде районов они, по-видимому, ответственны за частичную мобилизацию (миграцию) некоторых подвижных элементов в древних породах, обусловившую «радиологическое омоложение» последних.

---

* Датские геологи интрузии этого цикла, развитые на юге Гренландии, относят к так называемому санерутскому циклу [19 и др.], но к нему же, по-видимому, присоединяются и более древние плутонические образования.

В частности, можно думать, что часто получаемые К-Ar методом «омоложенные» датировки карельских гранитов и метаморфических пород в интервале 1800—1700 млн. лет обусловлены мобилизацией выборгского цикла.

Причины, обусловливающие неповторимость рапакиви-анортозитовой (точнее, габбро-анортозито-рапакиви-щелочносиенитовой) формации, равно как и многих особенностей их состава и петрогенезиса, не вполне ясны. Некоторые соображения по этому поводу будут нами высказаны в заключительной части работы.

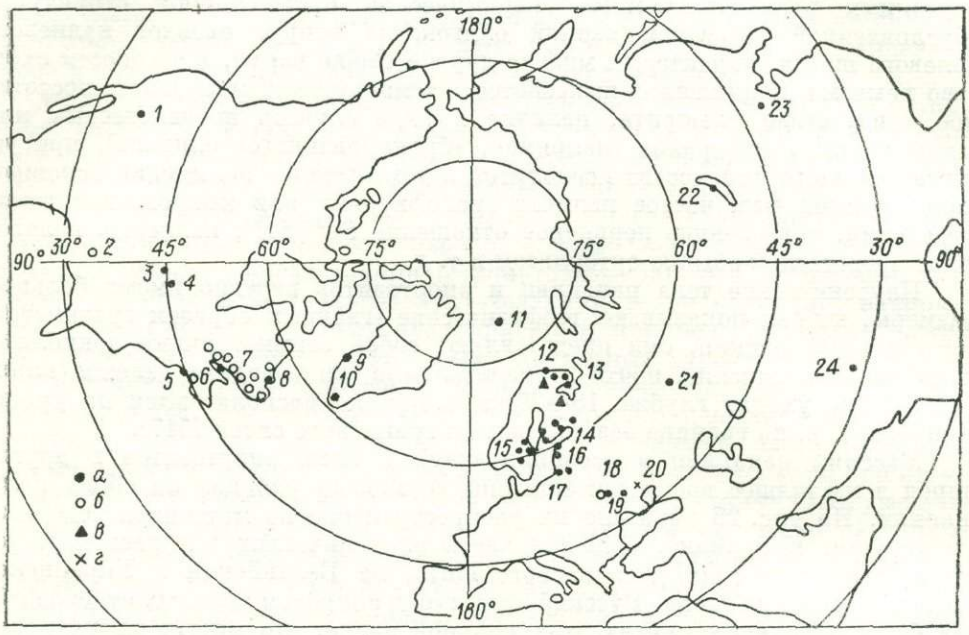


Рис. 25. Схема расположения главнейших интрузивных массивов выборгского тектоно-плутонического цикла на материках северного полушария.

а — рапакиви и сопутствующие породы; *б* — анортозиты; *в* — габбро-нориты и щелочные габбро; *г* — щелочные и нефелиновые сиениты. Интрузивные массивы: *в Северной Америке*: *1* — Голд-Бют — Бонелли-Пик (рапакиви), *2* — Вичито (анортозиты), *3* и *4* — группа массивов рапакиви в штате Висконсин, *5* — Хэд-Харбор (рапакиви), *6* — Сент-Иль (рапакиви и анортозиты), *7* — группа больших массивов анортозитов провинции Гренвилл, п-ов Лабрадор, *8* — группа массивов анортозитов и рапакиви в районе Нейн, п-ов Лабрадор; *в Гренландии*: *9* — Эгедесминне рапакиви), *10* —Тасиуссак и другие (рапакиви); *в Европе*: *11* — Лаппония, Шпицберген (рапакиви), *12* — Западная Лица (рапакиви), Гремяха-Вырмес (щелочное габбро) и Ура-Губа (рапакиви), *13* — массивы р. Лебяжьей (рапакиви), Турьего мыса (рапакиви) и Елеть-озеро (щелочное габбро), *14* — массивы рапакиви Салминский, Выборгский, Ахвенисто, Лайтила, Сатакунта, *15* — массивы рапакиви (в ассоциации с основными породами) Евие, Нордингро, Рагунда, Рэден, Филипстад, *16* — Таллинский и Рижский (рапакиви), *17* — Польский (рапакиви), *18* — Коростенский (рапакиви и анортозиты), *19* — Корсунь-Новомиргородский (рапакиви, анортозиты, щелочные сиениты), *20* — Приазовские массивы (щелочные сиениты), *21* — Бердяушский (рапакиви и щелочные сиениты), *в Азии*: *22* — Прибайкальские (рапакиви), *23* — Миюн близ г. Пекина (рапакиви), *24* — Дхауладхар (рапакиви).

Среди полезных ископаемых, связанных с осадочно-вулканогенными толщами нижнего неопротозоя, заслуживают быть особо отмеченными промышленные месторождения свинцово-цинково-серебряных руд, известные в ряде районов Канады. Большой практический интерес могут представить высокоглиноземистые (хлоритоидные и дистеновые) сланцы с содержанием Al_2O_3 до 35—38%, которые присутствуют в нижних частях тепторгинской серии Патомского нагорья и анайской серии Западного Прибайкалья. В тепторгинской серии установлены также конкреционного типа диаспоровые породы (метабокситы), содержание глинозема в которых достигает 60%. В низах толкачевской свиты Овручского кряжа присутствуют пирофиллитовые сланцы, используемые как сырье различного целевого назначения (керамическая промышленность, изготовление горелок, наполнитель пластмасс,

огнеупоры и т. д.). С кислыми вулканитами тафрогенной порфировой формации во многих районах связаны проявления урановой и флюоритовой минерализации.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ НЕОПРОТОЗОЙ

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР И ГЛАВНЕЙШИЕ РАЗРЕЗЫ

ЕВРОПА

В Европе, так же как и на других континентах, отложения рассматриваемых подгрупп распространены гораздо шире, чем нижнего неопротозоя. Среди них выделяются миогеосинклинальные и платформенные отложения, наиболее полно представленные на востоке Европы: первые — в пределах Уральской складчатой области, вторые — на Русской плите.

Рассмотрим вначале миогеосинклинальные отложения *Уральской складчатой области*. Лучшие разрезы этих отложений находятся на Южном Урале, в особенности на западном крыле Башкирского антиклинория. Эти разрезы по своей полноте и степени изученности могут считаться не только европейскими миогеосинклинальными стратотипами нижней и средней подгрупп неопротозоя, но и их мировыми стратотипами.

Стратотипом среднего неопротозоя является юрматинская серия в составе зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свит. Зигальгинская свита представлена серыми различных тонов кварцито-песчаниками и филлитовидными сланцами. В зигазино-комаровской свите преобладают различные филлитовидные сланцы; в меньшей степени развиты карбонаты и песчано-алевритовые породы. В авзянской свите развиты доломиты, содержащие в подчиненном количестве песчано-глинистые прослои.

В карбонатных породах этой свиты находятся строматолиты *Collenia frequens* Walc., *C. columnaris* Fent. и *Conophyton* Masl., но более всего характерны формы *Baicalia baicalica* Kryl., являющиеся главными представителями второго (среднерифейского) фитолитового комплекса. Из микрофитолитов в этой свите определены *Osagia tenuilamellata* Reitl. и *Vesicularites flexuosus* Reitl. [109, 160]. Мощность юрматинской серии в полных разрезах превосходит 4000 м. По глаукониту из авзянской свиты K-Ar методом получено значение 1260 млн. лет. Учитывая геосинклинальный характер отложений, можно считать, что это значение сильно занижено. Действительно, более надежное определение возраста Pb-изотопным методом фосфоритоносных песчаников зигальгинской свиты показывает значение 1430 млн. лет [104]. Кроме того, юрматинская серия прорвана дайками диабазов с возрастом 1200 млн. лет (K-Ar метод), но и эта датировка не может быть принята за верхнюю границу серии, так как дайки могут быть более молодыми. Стратотипом верхнего неопротозоя является каратауская серия, в составе которой выделяется пять свит (снизу): 1) зильмердакская (700—3300 м) — аркозовые красноцветные песчаники, аргиллиты и алевролиты; 2) катавская (200—600 м) — пестроцветные известняки и мергели; 3) инзерская (200—700 м) — глауконитовые песчаники и алевролиты; 4) миньярская (400—550 м) — известняки и доломиты и 5) укская (до 200 м) — известняки органогенные, пелитоморфные и обломочные, кварцевые песчаники и алевролиты.

Из катавской и миньярской свит определены строматолиты *Gymnosolen ramsayi* Steinm, *Katavia karatavica* Kryl., *Minjaria uralica* Kryl., *Jurusania cylindrica* Kryl., а также микрофитолиты *Asterosphaeroides serratus* Z. Zhur., *A. humilis* Z. Zhur., *Radiosus elongatus* Z. Zhur., *R. praerimosus* Z. Zhur., *Osagia crispa* Z. Zhur., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Vermiculites anfractus* Z. Zhur., *Vesicularites ovatus* Z. Zhur., которые в совокупности образуют третий, или верхнерифейский, комплекс фитолитов.

Из укской свиты определены микрофитолиты *Vesicularites bothridioformis* Krasnop., *V. concretus* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis*

Reitl., *Osagia monolamellosa* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Nar., *Vesicularites compositus* Z. Zhur., *V. flexuosus* Reitl., *V. tunicatus* Nar., которые относятся уже к четвертому комплексу. На этом основании некоторые исследователи отрывают укскую свиту от каратауской серии (верхний рифей) и относят ее к терминальному рифею (венду). С этим нельзя согласиться, так как упомянутая свита составляет неразрывную часть каратауской серии, а фитолиты четвертого комплекса, как мы увидим ниже, весьма часто встречаются в верхней части верхнего неопротозоя во многих районах.

В породах различных свит каратауской серии содержится глауконит, по которому сделаны определения возраста K-Ar методом, показавшие значения от 610 до 965 млн. лет, причем в ряде случаев большой разброс цифр, достигающий 100 млн. лет, отмечается для пород из одного и того же стратиграфического уровня. Это одно уже свидетельствует о значительной миграции аргона из минералов и, следовательно, об «омоложении» приведенных датировок.

Юрматинская серия залегает на нижележащих образованиях бурзянской серии мезопротозоя и машакской серии нижнего неопротозоя с угловым несогласием, отвечающим, по М. И. Гараню [55], бакальской фазе складчатости. Между юрматинской и каратауской сериями отмечается только стратиграфическое несогласие, а между каратауской и залегающей выше криволуцкой свитой эпипротозоя фиксируется значительный перерыв.

В других районах Урала разрезы среднего и верхнего неопротозоя представлены менее полно. К среднему неопротозою может быть отнесена шагарская серия зоны Уралтау, а с верхним неопротозоем коррелируются кедровская и басегская серии Чусовского антиклинория, буркочимская серия Полюдова кряжа, патокская серия Приполярного Урала и енганэпэйская свита Полярного Урала. Шагарская серия представлена серыми, зеленовато-серыми и розовыми кварцитами и слюдистыми сланцами, которые по литологическим особенностям напоминают породы нижней и средней частей юрматинской серии и могут быть с ними сопоставлены. Другие, перечисленные выше, подразделения Полярного, Приполярного, Среднего Урала и Полюдова кряжа, сложенные терригенными и карбонатными толщами [15, 30, 188], хорошо коррелируются по литологическим признакам и по фитолитам со свитами каратауской серии Башкирского антиклинория (см. корреляционную табл. 1, вкладка). В преобладающей по мощности нижней части этих серий содержатся микрофитолиты третьего комплекса, а в их верху, в отложениях, сопоставляемых с укской свитой каратауской серии, — микрофитолиты четвертого комплекса. Только в клыктанской свите кедровской серии наряду со строматолитами третьего комплекса (*Gymnosolen* Steinm.) встречаются строматолиты второго (*Baicalia baicalica* Kryl., *Tungussia* Semikh.) и четвертого (*Linella ukka* Kryl.) комплексов [188].

Кроме западного склона Урала миогеосинклинальные отложения среднего и верхнего неопротозоя обнажаются в зоне «гиперборейской» складчатости на п-ове Канин и Тимане.

На *п-ове Канин* с достаточной уверенностью можно выделить только верхненеопротозойские толщи Лудоватого мыса, представленные карбонатными породами со строматолитами *Gymnosolen giganteus* Raab., *G. ramsayi* Steinm., *Inseria djejimi* Raab., *Minjaria uralica* Kryl., *Parmites concresceus* Raab., относящимися к третьему фитолитовому комплексу.

Менее ясным является стратиграфическое положение канинского метаморфического комплекса, обнаженного в пределах Канинского камня. Нижняя свита этого комплекса (3500 м) представлена слюдисто-гранатовыми кварцитами и сланцами; верхняя свита (3800 м) сложена слюдистыми кварцитами с прослоями известковистых филлитовидных сланцев и известняков, а также песчаными доломитами и углисто-глинистыми сланцами [191].

Высокая степень метаморфизма позволяет считать эти породы более древними, чем карбонатные толщи Лудоватого мыса, возможно средненеопротозойскими или даже еще более древними. K-Ar датировки сланцев верхней свиты комплекса (480—620 млн. лет) отражают возраст более позднего метаморфизма.

На *Тимане* в последнее время достаточно уверенно выделяются аналоги юрматинской и каратауской серий Южного Урала [46]. С зигальгинской свитой по вещественному составу можно коррелировать светлинскую свиту (800 м) светло-серых кварцитов и слюдистых сланцев, а с зигазино-комаровской свитой — четласскую свиту (2600 м) филлитов и кварцитовидных песчаников. Залегающую на них с перерывом джежимскую свиту (1000 м), сложенную преимущественно аркозовыми песчаниками, можно сопоставить с зильмердакской свитой каратауской серии. Вышележащей части каратауской серии, вероятно миньярской свите, соответствуют преимущественно карбонатные отложения быстринской свиты (2000 м), содержащие строматолиты (*Gymnosolen ramsayi* S t e i n m. и др.) и микрофитолиты третьего комплекса. К верхнему неопротозою должна быть отнесена тесно связанная с быстринской оселковая свита (1800 м) филлитизированных глинистых сланцев с прослоями доломитов. Быстринская свита прорвана силлом диабазов, по которым K-Ar методом в нескольких образцах определен возраст 1200—1220 млн. лет [178]. Эта датировка имеет большое значение, поскольку она определяет верхнюю возрастную границу верхнего неопротозоя (верхнего рифея).

Миогеосинклинальные (частично субплатформенные) отложения среднего и верхнего неопротозоя развиты на *северо-западной и северной окраинах Балтийского щита* вблизи каледонского складчатого пояса.

В южной части Норвегии к ним относится серия нижний спарагмит, в составе которой норвежскими геологами [316] выделяются (снизу): спарагмит (песчаник) Бреттум, сланцы и известняки Бреттум, конгломераты Бири и известняки Бири; в последних содержатся строматолиты третьего комплекса, характерные для верхнего неопротозоя. Между известняками Бреттум и конгломератами Бири отмечается стратиграфическое несогласие; возможно, что отложения серии, залегающие ниже перерыва, принадлежат среднему неопротозою. В синхроничных известнякам Бири доломитах Порсангер нижнего спарагмита Северной Норвегии находятся строматолиты третьего комплекса совместно с микрофитолитами, типичными для третьего и четвертого комплексов (данные М. Е. Раабен и В. Е. Забродина). Нижний спарагмит Северной Норвегии и спарагмитовая серия Швеции отвечают только верхней части разреза Южной Норвегии, несомненно относящейся к верхней подгруппе.

К верхнему неопротозою может также принадлежать серия Визингсо Южной Швеции, состоящая из базальных аркозов и конгломератов, сменяемых выше по разрезу песчаниками, а затем сланцами с прослоями карбонатных пород. В породах серии встречаются проблематические ископаемые, остатки *Chuaria* (фитопланктон?), впервые описанные в серии Чуар Северной Америки, которая, по нашим данным, относится тоже к верхней подгруппе неопротозоя (см. ниже). Возраст сланцев из верхней части серии Визингсо по данным K-Ar метода 985 млн. лет [530]; скорее всего, это значение характеризует возраст начального метаморфизма пород.

На побережье Баренцева моря (п-ов Средний, о. Кильдин) верхнему неопротозою принадлежит кильдинская серия обломочных и карбонатных пород, которая имеет переходной характер от миогеосинклинального к платформенному типу отложений. Серия эта полно охарактеризована строматолитами третьего комплекса (*Gymnosolen ramsayi* S t e i n m. и др.). Многие слагающие ее породы содержат глауконит, датированный K-Ar методом, но все полученные датировки, по-видимому, «омоложены», поскольку они почти одинаковы в нижних и верхних частях серии и дают очень большой разброс значений — от 710 до 1015 млн. лет в одной пачке.

Платформенные отложения среднего и верхнего неопротозоя развиты на *Русской плите*. Они выполняют ограниченные по площади прогибы, схема расположения которых приведена несколько ниже (см. рис. 30). Рассматриваемые отложения залегают с размывом на гранитах рапакиви и, в свою очередь, прорываются габбро-диабазами с возрастом 1100—1200 млн. лет. На этом основании весь рассматриваемый комплекс мы сопоставляем с юрматинской и каратауской сериями Урала. Сложнее провести границы между средним и верхним неопротозоем. Так же как на Урале, на платформе внутри средне- и верхненеопротозойского комплексов отсутствуют крупные тектонические перестройки. Эту границу мы проводим по наиболее отчетливо выраженному перерыву внутри комплекса, отделяющему существенно терригенные толщи нижней части комплекса от терригенно-карбонатных толщ верхней части, который соответствует стратиграфическому несогласию между юрматинской и каратауской сериями. С колебательными движениями, отвечающими перерыву в отложениях, было связано формирование даек и силлов габбро-диабазов с возрастом 1300—1420 млн. лет, широко развитых на востоке платформы в Прикамье (прикамский, или авзянский, по М. И. Гараню, цикл).

Среди образований среднего неопротозоя наиболее широко распространены красноцветные терригенные породы. Им подчинены карбонаты и вулканиты. Наиболее мощные и разнообразные по составу пород толщи среднего неопротозоя вскрыты в Южной Башкирии (скв. Серафимовка 377). Здесь снизу вверх вскрываются следующие свиты [285, 295]: 1) троицкая (130 м) — красноцветные полевошпато-кварцевые песчаники, залегающие на фундаменте; 2) мизгиревская (80 м) — пестроцветные алеврито-глинистые породы и 3) малокамышская (80 м) — розовые доломиты. Эти три свиты объединяются в кидашскую серию. Кидашская серия перекрывается серафимовской свитой (250 м) красноцветных и серых полевошпато-кварцевых песчаников с прослоями и пачками розовых и сургучно-красных алеврито-глинистых пород (рис. 26).

В других скважинах Южной Башкирии разрез надстраивается леонидовской свитой (700 м) красноцветных кварцевых песчаников. В последнее время серафимовская и леонидовская свиты рассматриваются в составе единой соловьевкинской серии [285].

В скважине Шкапово-740, пробуренной к юго-востоку от пос. Серафимовка, в разрезе среднего неопротозоя наряду с красноцветами присутствуют серые окварцованные песчаники, сходные с песчаниками зигальгинской и зигазино-комаровской свит Урала. Разрез скважины Шкапово-740 по своему местоположению и характеру пород является промежуточным между серафимовским и уральским. Замещение красноцветов сероцветными породами в направлении к востоку, очевидно, отражает смену континентальных условий седиментации морскими, а в тектоническом отношении платформенных — миогеосинклинальными.

В Северной Башкирии (Прикамье) разрез имеет такое же строение, как в Серафимовском районе (см. рис. 26). Средний неопротозой здесь сложен внизу красноцветными песчаниками (60 м и более), в средней части — красноцветными доломитами (60—160 м), а вверху красноцветными песчаниками (до 660 м), ассоциирующими с сургучно-красными аргиллитами и прослоями доломитов. Нижняя и средняя части, объединяемые в надеждинскую свиту, соответствуют кидашской серии, а верхняя часть (гожанская и штандинская свиты) сопоставляется с соловьевкинской серией Южной Башкирии. Породы среднего неопротозоя прорываются двумя разновозрастными дайковыми комплексами габбро-диабазов, датированными соответственно 1300—1420 млн. лет и около 1200 млн. лет.

Важно отметить, что из кидашской серии определены микрофитолиты первого, а из одновозрастной ей надеждинской свиты — четвертого комплекса [190]. Если эти определения верны, то тогда следует признать, что вертикальный диапазон распространения микрофитолитов различных ком-

плексов значительно больше, чем это принимается многими исследователями.

В западной части Северной Башкирии происходит замещение песчано-глинистых и карбонатных отложений среднего неопротозоя более грубообломочными, очевидно континентальными, породами тюрюшевской свиты. Обычно эту свиту помещали в основание осадочного чехла, ниже арланской свиты мезопротозоя. Контакт тюрюшевской свиты с другими осадочными толщами протозоя не вскрыт, и такой вывод делали на основе не вполне убедительных общегеологических построений. Изучение состава пород тюрюшевской свиты, однако, показывает, что она представлена красноцветными полевошпато-кварцевыми песчаниками, которые отличаются от гожанских только гранулометрическим составом. Среди них есть даже прослои сургучно-красных аргиллитов с алевритовой примесью, характерные для гожанской свиты. Так же как и гожанские породы, тюрюшевские песчаники характеризуются практически полным отсутствием признаков метаморфизма. Уплотненность некоторых образцов обусловлена вторичным кварцем, обрастающим вокруг зерен и цементирующим их. В арланских же песчаниках широко развиты структуры внедрения и прорастания одних зерен в другие. Если допустить, что тюрюшевская свита древнее арланской, то следовало бы ожидать в тюрюшевских породах такую же или большую степень метаморфизма.

В Куйбышевском Поволжье, непосредственно прилегающем к Южной Башкирии, средний неопротозой представлен боровской свитой континентальных красноцветных песчаников и псефитов. Строение свиты непостоянно. На Байтуганской разведочной площади весь ее разрез представлен кварцевыми песчаниками, в пос. Боровка — полевошпато-кварцевыми, на Серноводской площади внизу развиты кварцевые, выше полевошпато-кварцевые песчаники, еще выше — гравелиты. Около пос. Якушкино все три разности пород переслаиваются. В окрестностях пос. Чесноковка в нижней части разреза развиты полевошпато-кварцевые, вверху — кварцевые песчаники [102].

Преимущественно континентальными породами представлены отложения среднего неопротозоя в Пачелмском, Кажимском, Оршанском и Беломорском прогибах [20, 115, 336]. Здесь преобладают красноцветные песчаники с подчиненными гравелитами и сургучно-красными алеврито-глинистыми породами, причем соотношение кварцевых и аркозовых разностей в разных структурах непостоянно. В. Я. Бессонова [20] в Оршанском прогибе Белоруссии между рогачевской свитой аркозовых песчаников и оршанской свитой существенно кварцево-песчаникового состава проводит границу между средним и верхним рифеем. Данные по остальным областям развития неопротозоя на Русской плите, особенно по Куйбышевскому Поволжью, не позволяют согласиться с таким выводом. Аркозовые и кварцевые разновидности песчаных толщ представляют собой не стратиграфические подразделения, а фации единой красноцветной терригенной формации.

Красноцветными песчаниками с подчиненными пачками сургучно-красных глин представлена полесская серия Полесья и Волыни. Разрезы этой серии подробно изучены [32], породы имеют значительную мощность (более 800 м) и очень типичны для Русской плиты. Поэтому полесская серия может рассматриваться в качестве восточноевропейского платформенного стратотипа среднего неопротозоя. Она прорывается габбро-диабазами с возрастом 1180 млн. лет, которые, возможно, относятся к самому молодому неопротозойскому дайковому комплексу, связанному с траппами волынской серии.

Терригенные породы среднего неопротозоя в ассоциации с вулканитами вскрыты в Крестцовском грабене и в Приладожье. В Крестцовском грабене к этой подгруппе могут быть отнесены пестроокрашенные разнозернистые песчаники крестцовской свиты с пачками диабазовых порфиритов и туфов в средней части. Возраст порфиритов 1250 млн. лет [59]. В Южном

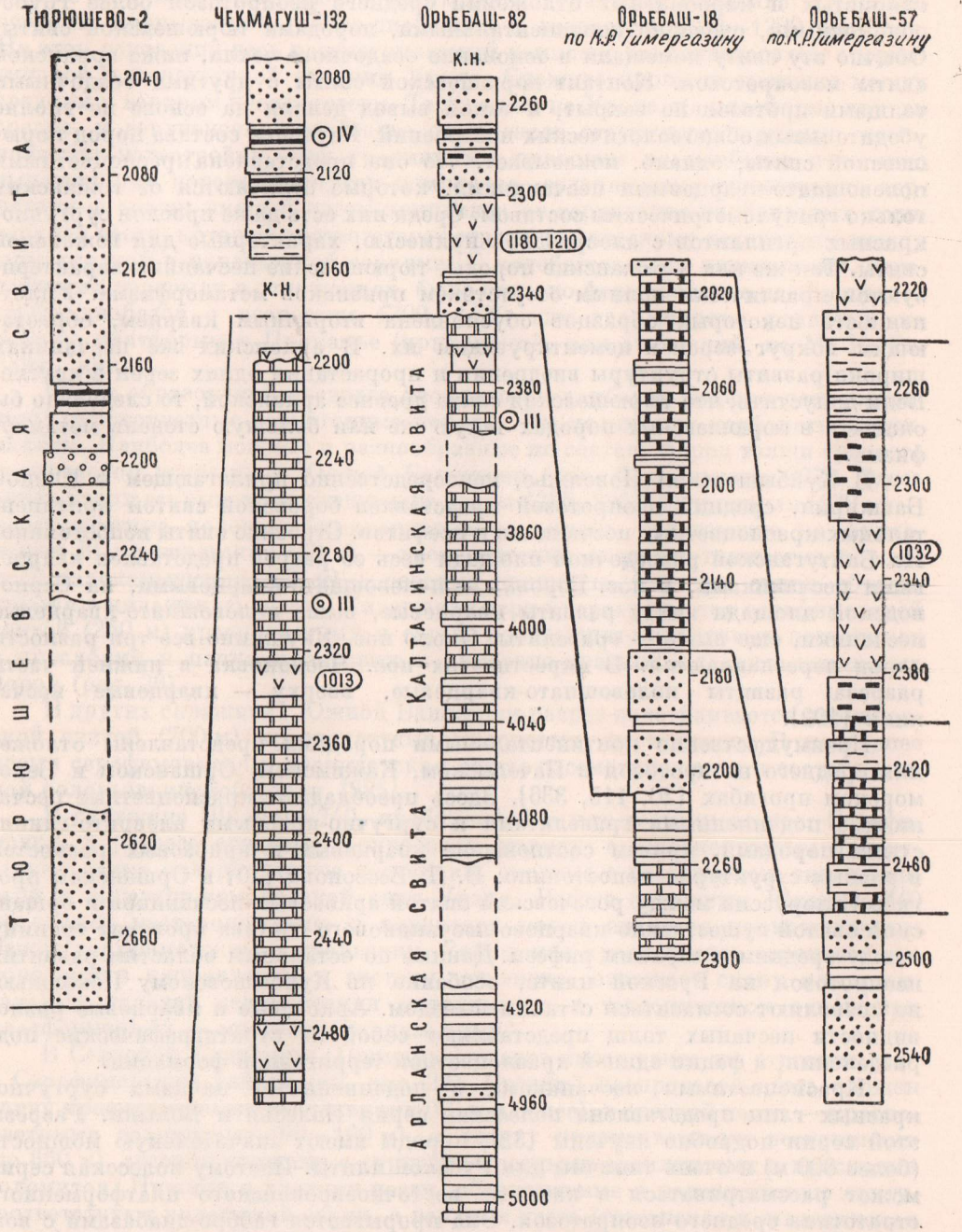
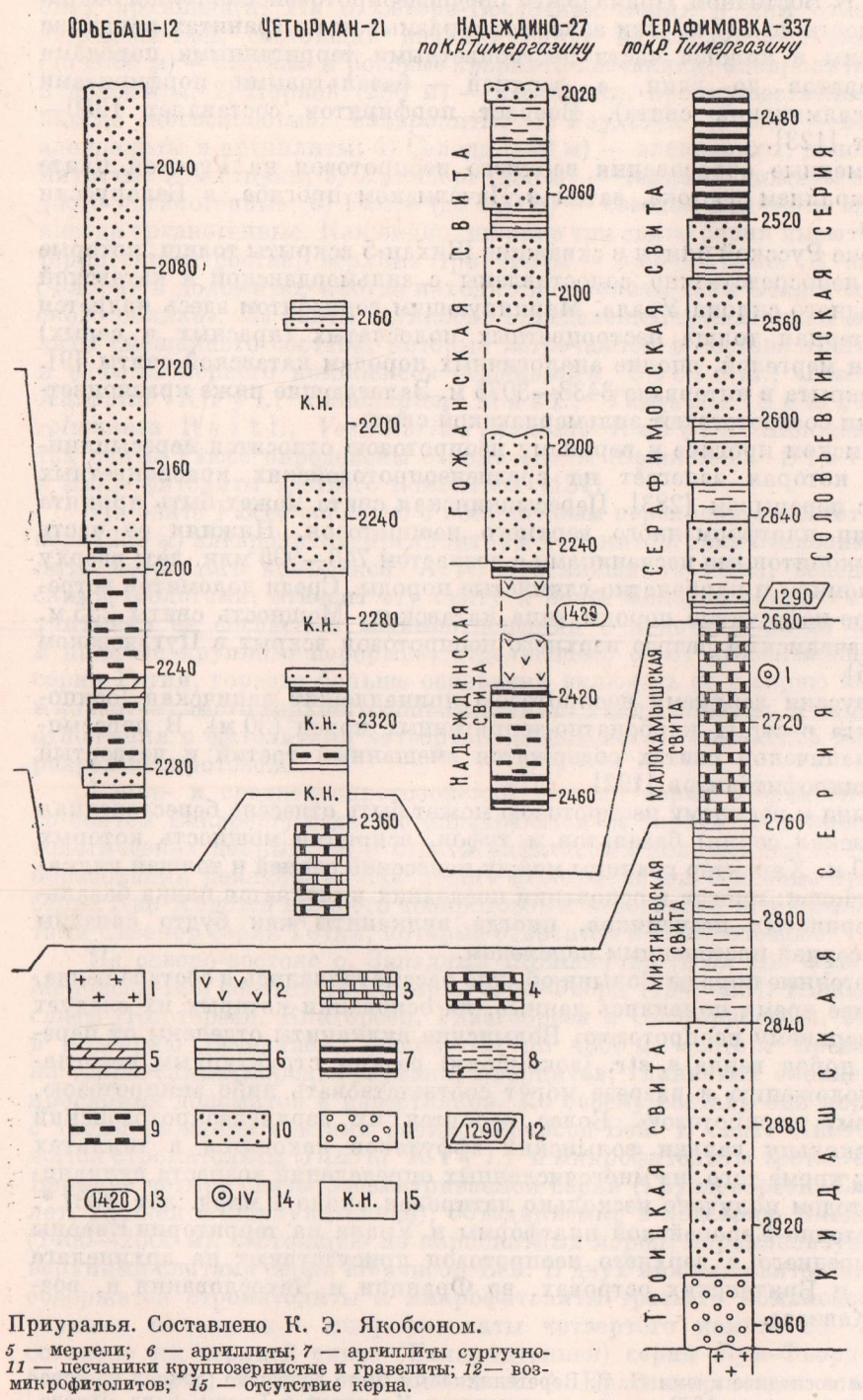


Рис. 26. Сопоставление разрезов доэокембрийских толщ Башкирского

1— породы фундамента; *2* — габбро-диабазы; *3* — доломиты серые; *4* — доломиты красноцветные; красные; *8* — алевролиты; *9* — алевролиты сургучно-красные; *10* — песчаники мелко- и среднезернистые; раст глауконитов, млн. лет; *13* — возраст габбро-диабазов, млн. лет, *14* — комплексы



Приуралья. Составлено К. Э. Якобсоном.

5 — мергели; *6* — аргиллиты; *7* — аргиллиты сургучно- *11* — песчаники крупнозернистые и гравелиты; *12*— воз- микрофитолитов; *15* — отсутствие керна.

Приладожье Кондратьевской скважиной в интервале 908—273 м вскрыта толща песчаников, по вещественному составу сходных с крестцовскими. В верхней части толщи среди песчаников обнаружены два покрова базальтовых порфиритов [290]. В Восточном Приладожье средненеопротозойские толщи сокращены в мощности до 147 м. Они залегают с размывом на гранитах рапакиви и представлены в нижней части пестроцветными терригенными породами от конгломератов до глин, а верхней — базальтовыми порфиритами и туфами (*салминская свита*). *Возраст порфиритов составляет* 1350—1500 млн. лет [123].

Платформенные образования верхнего неопротозоя на Русской плите развиты на крайнем востоке, затем в Пачелмском прогибе, в Белоруссии и на Волыни.

На востоке Русской плиты в скважине Шихан-5 вскрыты толщи, которые могут быть непосредственно сопоставлены с зильмердакской и катавской свитами западного склона Урала. Маркирующим горизонтом здесь является *очень характерная толща пестроцветных полосчатых (красных и серых)* известняков и мергелей, вполне аналогичных породам катавской свиты [9]. Эта толща вскрыта в интервале 3438—3075 м. Залегающие ниже красноцветные песчаники соответствуют зильмердакской свите.

В Пачелмском прогибе к верхнему неопротозою относится пересыпкинская свита, которая залегает на средненеопротозойских красноцветных песчаниках с перерывом [283]. Пересыпкинская свита может быть принята как стратотип платформенного верхнего неопротозоя. Нижняя ее часть *сложена глауконитовыми песчаниками с возрастом 740—996 млн. лет*; вверху залегают доломиты и карбонатно-глинистые породы. Среди доломитов встречаются пестро-полосчатые породы типа катавских. Мощность свиты 255 м. Сходный с пачелмским разрез верхнего неопротозоя вскрыт в Пугачевском грабене [145].

В Белоруссии верхнему неопротозою принадлежит лапичская (осиповичская) свита пестрых карбонатно-терригенных пород (30 м). В пересыпкинской и лапичской свитах содержатся смешанный третий и четвертый комплексы микрофитолитов [192].

На Волыни к верхнему неопротозою может быть отнесена берестовецкая свита (волынская серия) базальтов и туфов, вскрытая мощность которых достигает 480 м. Характер границы между полесской серией и толщей вулканитов непостоянен: иногда в основании последних выделяется пачка базальных грубозернистых песчаников, иногда вулканиты как будто связаны с полесской серией постепенным переходом.

Вулканогенные породы Волыни обычно рассматривались в составе венда, но в последнее время появились данные, на основании которых их следует относить к верхнему неопротозою. Волынские вулканиты отделены от перекрывающих пород венда s. str. (эокембрия) резким структурным несогласием и по положению в разрезе могут соответствовать либо эпипротозою, либо верхнему неопротозою. Более вероятен их верхненеопротозойский возраст, поскольку гальки волынских эффузивов находятся в тиллитах эпипротозоя; кроме того, из многочисленных определений возраста вулканитов K-Ar методом получено несколько датировок около 1 млрд. лет [333] *.

Вне Восточно-Европейской платформы и Урала на территории Европы отложения среднего и верхнего неопротозоя присутствуют на архипелаге Шпицберген и Британских островах, во Франции и Чехословакии и, возможно, на Кавказе.

---

* В самое последнее время Н. В. Веретенниковым было сообщено (доклад на совещании в Кишиневе, март 1973 г.), что в скважинах Кременец и Броды, близ Львова, обнаружены тиллиты под волынскими базальтами. Если эти данные подтвердятся, то можно будет считать доказанным эпипротозойский возраст волынской серии. Эти тиллиты, вероятно, будут соответствовать нижним тиллитам Норвегии. Не исключено также, что существуют две вулканогенные толщи: дотиллитовая — верхненеопротозойская — и межтиллитовая — *эпипротозойская*.

Рассматриваемые подгруппы неопротозоя особенно хорошо представлены на островах *Шпицберген*, где они сложены миогеосинклинальными осадочными толщами, несколько различающимися между собой в различных районах архипелага. На о. Северо-Восточная Земля к ним относится серия Мёрчисон-Бей, состоящая начиная снизу из следующих свит: 1) Флора (до 2000 м) — светлые и розовые кварцито-песчаники, алевролиты, аргиллиты и доломиты; 2) Норвик (280 м) — песчаники, преимущественно кварцевые, иногда косослоистые, алевролиты; 3) Раудступ (250 м) — пестроцветные алевролиты и аргиллиты; 4) Селодд (250 м) — алевролиты, доломиты и доломитистые известняки; 5) Хуннберг (250 м) — темные доломиты и известняки, часто органогенные; 6) Рюссё (до 800 м) — светлые доломиты и известняки, иногда органогенные. Как видно, нижние три свиты серии имеют существенно терригенный состав, верхние три свиты — карбонатный. В нижней свите (Флора) в доломитах иногда находятся онколиты типа *Osagia* «среднерифейского облика». Из свиты Хуннберг определены строматолиты и микрофитолиты смешанного состава, которые встречаются в составе третьего, второго и отчасти первого комплексов (*Gymnosolen* Steinm., *Inseria* Kryl., *Kussiella* Kryl., *Conophyton* Masl., *Tungussia* Semikh., *Osagia columnata* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl.). Наконец, в карбонатах свиты Рюссё определены строматолиты (*Gymnosolen* Steinm. и др.) и микрофитолиты третьего комплекса [154].

На свите Рюссё согласно с постепенным переходом залегает свита Бакаберг (250 м) алевролитов, аргиллитов и доломитов, заключающих микрофитолиты четвертого комплекса. А. А. Красильщиков [154], вслед за норвежскими геологами, относит эту свиту к более молодой серии Готия, однако, учитывая ее согласные взаимоотношения с подстилающими отложениями и наличие крупного перерыва, отделяющего ее от вышележащих тиллитов серии Готия, гораздо больше оснований включать ее в серию Мёрчисон-Бей в качестве самого верхнего подразделения. Таким образом, и на Шпицбергене отложения с фитолитами четвертого («вендского») комплекса венчают собой разрез неопротозоя.

Ранне- и средненеопротозойский возраст серии Мёрчисон-Бей (вместе со свитой Бакаберг) надежно определяется не только на основании палеонтологических данных, но и стратиграфическим положением ее среди других образований докембрия: она лежит несогласно на осадочно-вулканогенной серии Кап-Ханстен нижнего неопротозоя и несогласно перекрывается тиллитами Свеанор серии Готия, которые относятся к эпипротозою.

На северо-востоке о. Западный Шпицберген (п-ов Ню-Фрисланд) серии Мёрчисон-Бей соответствует серия Лум-Фьорд [154, 463]. Нижние ее четыре свиты (Кортбреен, Кингбреен, Глазгобреен и Оксфордбреен), объединяемые в подсерию Ветеранен, мощностью до 4300 м, состоят преимущественно из терригенных пород: граувакк, кварцитов, глинистых сланцев с редкими прослоями доломитов и известняков. По своему составу они коррелируются с тремя нижними свитами серии Мёрчисон-Бей. В свите Кингбреен содержатся строматолиты (*Inseria* Kryl.) и микрофитолиты третьего комплекса. Верхние четыре свиты рассматриваемой серии (Груздевбреен, Сванбергфьеллет, Дракен и Баклундтоппен), объединяемые в подсерию Академикербреен (1400—2500 м), состоящую из карбонатных пород, параллелизуются с тремя верхними свитами серии Мёрчисон-Бей. В двух нижних свитах этой подсерии содержатся строматолиты и микрофитолиты третьего комплекса, а в двух верхних ее свитах — микрофитолиты четвертого комплекса. Залегающая согласно на верхней свите (Баклундтоппен) серии Лум-Фьорд свита Эльбобреен, которая У. Харландом и А. А. Красильщиковым относится уже к вышележащей серии Полярисбреен, уверенно сопоставляется со свитой Бакаберг о. Северо-Восточная Земля. Так же как и последняя, она содержит микрофитолиты четвертого комплекса и сверху отделена крупным перерывом от тиллитов эпипротозоя. Естественно, и ее правильнее присоединять к серии Лум-Фьорд.

На западе о. Западный Шпицберген рассматриваемые отложения имеют заметно иной состав. Они относятся к серии Софиебоген, в низу которой несогласно на мезопротозойской серии Дейлегга залегает мощная толща конгломератов Слюнгфьеллет (до 500 м), которая перекрывается доломитами и известняками Хёферпюнтен (300 м) и затем филлитами Госхамна (1500 м). В карбонатных породах свиты Хёферпюнтен содержатся микрофитолиты второго комплекса, на основании чего ее и нижележащие конгломераты следует отнести к среднему неопротозою; расположенные выше филлиты вероятно, уже принадлежат верхнему неопротозою. На филлитах несогласно лежат эпипротозойские тиллиты свиты Кап-Линне.

На *Британских островах* отложения, которые предположительно принадлежат среднему и верхнему неопротозою, полнее всего представлены в Шотландии, где выделяются два их типа: субплатформенный и миогеосинклинальный. К первому из них относятся отложения серии Торридон, развитые на древней платформе Эрия в Северо-Западном нагорье, ко второму — *отложения серии Мойн, распространенные в Северных нагорьях и в Грампианском нагорье.* Синхроничность этих двух серий не может считаться вполне установленной, так как они имеют несколько иной состав, различную степень метаморфизма и разделены крупной зоной тектонических нарушений, известной как надвиг Мойн. Параллелизация их основана на некотором сходстве в общем строении обеих серий, а также на наблюдаемом факте постепенного увеличения мощности и усиления метаморфизма торридонских отложений по направлению к надвигу Мойн или, иначе говоря, к области развития одноименной серии.

Нормальный разрез Торридона следующий (снизу): 1) свита Дайебег (от 150 до 2200 м) — красные, иногда серые песчаники, серые и зеленые аргиллиты, глинистые сланцы; внизу конгломерато-брекчии и конгломераты; 2) свита Эпплкросс (от 300 до 2400 м) — красные и коричневые аркозы с прослоями конгломератов, местами бурые глинистые сланцы, внизу конгломерато-брекчии; 3) свита Оолтби (от 75 до 1300 м) — переслаивание песчаников, внизу красноцветных, темных глинистых сланцев и известковистых пород; редкие прослои конгломератов [5, 215]. В зоне надвига Мойн красноцветные породы сменяются сероцветными и зеленоватыми. В породах серии часто наблюдаются текстуры мелководья: косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания, следы капель дождя. Многие толщи представляют собой отложения аллювиальных равнин.

Торридонские песчаники залегают субгоризонтально на очень неровной поверхности гнейсов льюисского комплекса архея и трансгрессивно перекрываются отложениями серии Дальред эпипротозоя, вмещающей тиллиты. Судя по этому, серия может принадлежать широкому возрастному интервалу. Однако в обломочном материале конгломератов Торридона кроме пород архея часто встречаются валуны осадочных и вулканогенных пород, несомненно более молодых, чем льюисский комплекс. В конгломератах верхней части Торридона найдены оолитовые (онколитовые?) кремнистые и карбонатные породы, содержащие микроскопические остатки водорослей, аналогичные тем, что находятся в кетилидийском комплексе мезопротозоя Южной Гренландии (среди них, в частности, присутствуют глобулярные образования *Vallenia erlingi* P e d., встреченные в свите Гренсесё Кетилидия), а также в мезопротозое Лабрадорского трога и Пенокенского пояса Канады. М. Мьюир и Дж. Саттон [544] предполагают, что эти породы, неизвестные в Шотландии, были принесены из Гренландии, которая, по их мнению, до дрифта континентов располагалась вблизи Британских островов. Валуны метаморфических и изверженных пород, заключенные в торридонских конгломератах, датированы К-Ar методом по слюдам 1650—1800 млн. лет. Все эти данные позволяют отнести серию Торридон к неопротозою, скорее всего к его средней и верхней подгруппам.

Серия Мойн сложена главным образом кварцево-полевошпатовыми метапесчаниками (иногда неудачно называемыми английскими геологами «гранулитами») и слюдистыми сланцами, которым кое-где подчинены известковистые метапесчаники, доломиты и известняки. В основании серии, несо-

гласно на гнейсах архея или на породах серии Субмойн мезопротозоя (?), лежат маломощные конгломераты. В метапесчаниках кое-где заметны текстуры мелководья. Отложения серии Мойн смяты в сложные, нередко опрокинутые складки, в которых участвуют и породы фундамента. Они регионально метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фации, а в отдельных участках мигматизированы и гранитизированы. Так же как и торридонские песчаники, отложения серии Мойн трансгрессивно перекрываются серией Дальред эпипротозоя [5]. K-Ar определения возраста слюд из метаморфических пород серии и рвущих ее гранитов обычно показывают «омоложенные» значения около 420—740 млн. лет, которые связываются с позднекаледонскими термальными процессами [535].

Во *Франции* среднему и верхнему неопротозою принадлежат отложения, по-видимому, эвгеосинклинального типа, развитые в Арморикапском массиве, которые относятся к Нижнему и Среднему Бриоверу. Нижний Бриовер сложен преимущественно основными вулканитами (свита Эркюи), а Средний Бриовер — филлитами и кремнистыми сланцами (свита Ланд-де-Вард) и залегающими на них темными «углистыми» сланцами, кварцитами и песчаниками (свита Вилмес-Фоссар) [393]. Эти отложения несогласно перекрываются Верхним Бриовером с тиллитами, который мы относим к эпипротозою. В кремнистых сланцах свиты Ланд-де-Вард находятся своеобразные скелетные остатки организмов, которые раньше считались радиоляриями, а теперь выделяются в особую группу кайексид неясного систематического положения [450]. В известняках, которые, по-видимому, относятся к Среднему Бриоверу, определены онколиты *Osagia tenuilamellata* R e i t l., более всего характерные для среднего неопротозоя [130]. Граниты, прорывающие Верхний Бриовер и подстилающие нижний кембрий, датированы Rb-Sr методом по биотиту 545 млн. лет [451].

На территории *Чехословакии*, в обрамлении Богемского массива, неопротозой также представлен мощными (до 8000 м) типично эвгеосинклинальными осадочно-вулканогенными отложениями, которые обычно расчленяются на две серии (свиты): доспилитовую, сложенную преимущественно граувакками, ритмично-слоистыми алевролитами, сланцами и внутриформационными конгломератами, местами с большим количеством кремнистых сланцев, и спилитовую, образованную вулканитами спилито-кератофировой формации — шаровыми спилитами, вариолитами, диабазами, кератофирами, альбитофирами и сопровождающими их кремнистыми породами (лидитами) и «углистыми» сланцами. Так же как и в Бриовере, кремнистые породы содержат остатки кайексид [485]. Этот геосинклинальный комплекс несогласно перекрывается толщей песчаников с горизонтами тиллитов [431], которая относится уже к эпипротозою. Самые древние датировки спилитов, полученные K-Ar методом, не превышают 647 млн. лет; очевидно, они сильно «омоложены» под воздействием термальных процессов, имевших место во время герцинского диастрофизма [485].

АЗИЯ

На этом континенте отложения среднего и верхнего неопротозоя наиболее полно представлены и изучены в складчатых областях обрамления Сибирской платформы и частично на самой платформе. Представлены они там разнообразными геосинклинальными и платформенными формациями.

Лучший разрез рассматриваемых отложений миогеосинклинального типа, который можно принять в качестве стратотипического для Сибири, находится на севере Патомского нагорья и в сопредельных районах Северо-Байкальского нагорья, в пределах так называемой Приленской структурно-формационной зоны *Байкальской складчатой области* [249]. К среднему и верхнему неопротозою здесь относятся отложения патомской серии, мощностью до 10 000 м, которые расчленяются на баллаганахскую подсерию в составе хорлухтахской, хайвергинской, бугарыхтинской и мариинской свит,

а также кадаликанскую подсерию в составе джемкуканской, баракунской, валюхтинской, жуинской и ченчинской свит. Подробная характеристика *этих подразделений и их фациальных аналогов в различных зонах и подзонах* миогеосинклинального пояса дана в ряде работ автора [249] и других геологов [24, 77, 107, 320 и др.] и является широко известной. Напомним только, что каждая подсерия представляет собой неполный трансгрессивно-регрессивный осадочный мезоритм: баллаганахская подсерия, состоящая в основном из различных терригенных пород, зернистость которых в общем уменьшается, а степень сортированности увеличивается к верху разреза, венчается карбонатной (мариинской) свитой; кадаликанская подсерия характеризуется перемежаемостью карбонатных и терригенных пород, причем в основании ее залегает мощная терригенная толща (джемкуканская свита), местами ложащаяся с размывом на подстилающие породы, а венчается она крайне мелководными онколитовыми известняками ченчинской свиты.

Баллаганахская подсерия и значительная часть кадаликанской подсерии, кроме самых верхних жуинской и ченчинской свит, судя по многочисленным остаткам — строматолитам и микрофитолитам, относящимся ко второму комплексу, принадлежат средней подгруппе неопротозоя. В жуинской и ченчинской свитах содержатся строматолиты и микрофитолиты, характерные для третьего комплекса или, иначе говоря, для верхнего неопротозоя [93, 108]. Граница между подгруппами постепенная и определяется только по смене фитолитовых комплексов, которая происходит на границе валюхтинской и жуинской свит.

Патомская серия лежит на более древних образованиях докембрия, включая акитканскую серию нижнего неопротозоя, несогласно. Взаимоотношения ее с тепторгинской серией нижнего неопротозоя более сложные: *во внешней — Приленской — зоне миогеосинклинального пояса*, где заметно проявился выборгский диастрофизм, она залегает на этой серии с перерывом и местами даже с угловым несогласием; во внутренних зонах пояса отложения обеих серий лежат совершенно согласно [260].

Верхняя граница патомской серии в Приленской зоне устанавливается *по трансгрессивному налеганию (без ясно выраженного углового несогласия)* на ченчинские известняки кварцито-песчаников и конгломератов жербинской свиты эокембрия. Во внутренней части миогеосинклинального пояса разрез патомской серии наращивается мощной бодайбинской подсерией эпипротозоя (см. ниже). В Байкальской складчатой области, по крайней мере в ее миогеосинклинальном поясе, граница между неопротозоем и эпипротозоем выражается только в смене характера осадконакопления и в образовании нового осадочного мезоритма: после карбонатных отложений жуинской и ченчинской свит накапливаются мощные терригенные толщи бодайбинской подсерии, венчающиеся снова карбонатными породами. Сильный диастрофизм там проявился только в конце эпипротозоя, поэтому неопротозойские «реперные» интрузии, по которым можно было бы установить верхнюю возрастную границу рассматриваемой группы, отсутствуют.

Миогеосинклинальные и тесно с ними связанные субплатформенные отложения среднего и верхнего неопротозоя кроме Приленской зоны Байкальской складчатой области широко развиты в Прибайкальской, Мамско-Витимской и Делюн-Уранской зонах той же области, а также в Присаянье, *Енисейской и Таймырской складчатых областях*.

В Прибайкальской зоне (Западное Прибайкалье) рассматриваемые отложения представлены байкальской серией в составе голоустенской (доломиты и кварциты), улунтуйской (сланцы, алевролиты, доломиты, иногда строматолитовые или онколитовые) и качергатской (алевролиты, песчаники, сланцы) свит, которые уверенно коррелируются на основании почти непрерывного прослеживания с баракунской, валюхтинской и жуинской свитами стратотипа и, следовательно, относятся к средней и частично верхней подгруппам [249]. Такой вывод подтверждается также присутствием в улунтуйской свите разнообразных строматолитов и микрофитолитов второго

комплекса и изредка строматолита *Minjaria* К г у л., характерного уже для третьего комплекса [93, 151, 317]. Байкальская серия залегает несогласно на породах акитканской и анайской серий нижнего неопротозоя и на более древних образованиях; перекрывается она трансгрессивно ушаковской свитой эпипротозоя.

В Мамско-Витимской и Делюн-Уранской зонах Байкальской складчатой области разрезы патомской серии отличаются от стратотипа более сложным

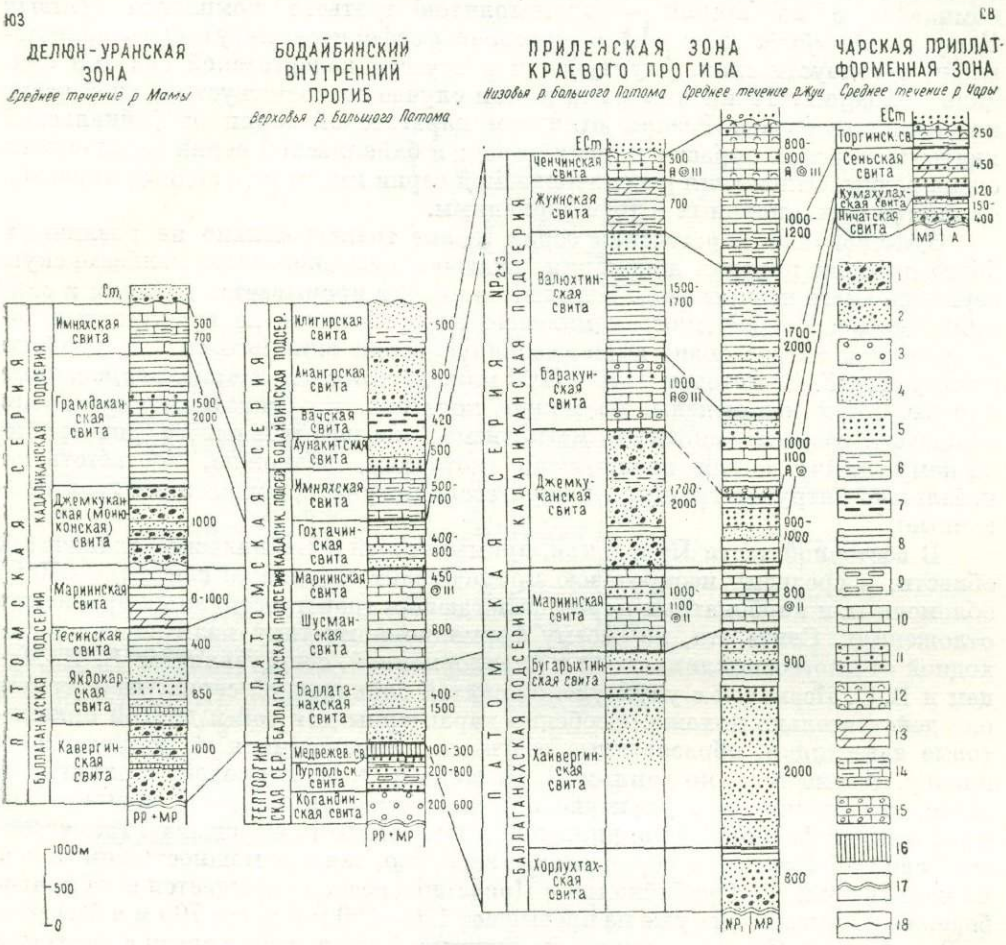


Рис. 27. Сопоставление разрезов неопротозоя различных зон миогеосинклинального пояса и приплатформенной окраины Байкальской складчатой области.

1 — конгломераты; *2* — гравелиты (среди песчаников); *3* — аркозы; *4* — песчаники кварцево-полевошпатовые и полимиктовые; *5* — кварцито-песчаники (кварциты); *6* — алевролиты; *7* — «углистые» алевролиты и кварциты; *8* — глинистые сланцы (филлиты), отчасти алевролиты; *9* — хлоритоидные сланцы и кварциты; *10* — известняки; *11* — онколитовые известняки; *12* — строматолитовые известняки; *13* — доломиты; *14* — мергели, известковистые сланцы; *15* — карбонатные брекчии и конгломераты; *16* — метадиабазы (амфиболиты); *17* — угловое несогласие; *18* — стратиграфическое несогласие (размыв), PP — палеопротозой; MP — мезопротозой; NP — неопротозой; EP — эпипротозой; ECm — эокембрий.

строением, и к тому же сильно изменяются в различных подзонах. Некоторые свиты стратотипа там легко узнаются, но многие другие претерпевают настолько сильные изменения, что уже выделяются под другими названиями. Все же сопоставление разрезов со стратотипом производится вполне уверенно (рис. 27). *Подробное описание этих разрезов и их корреляция* между собой и со стратотипом даны в работах автора [249, 260].

В *Присаянье* к низам среднего неопротозоя относится зунтейская серия обломочных пород в составе ермосохинской и ингашинской свит, мощностью до 4500 м, коррелируемая с нижними терригенными свитами баллаганахской

подсерии стратотипа [181, 294]. К более высоким частям среднего неопротозоя и к верхнему неопротозою принадлежит карагасская серия (до 2500 м) в составе шенгулежской, богатырской, ипситской и течинской свит. По своему составу и строению разреза эта серия близко напоминает байкальскую серию Западного Прибайкалья, хотя ее нижняя (шенгулежская) свита грубообломочных пород, возможно, несколько древнее и соответствует джемкуканской свите стратотипа. Богатырская и ипситская свиты по вещественному составу и присутствию в первой из них микрофитолитов второго комплекса, а во второй — строматолитов третьего комплекса (*Inseria* K r y l., *Minjaria* K r y l.) и прослоев фосфоритов могут быть сопоставлены с голоустенской, улунтуйской и отчасти качергатской свитами байкальской серии. Течинская свита в этом случае соответствует верхней части качергатской свиты. Резким отличием карагасской серии от байкальской является красная окраска многих пород; в байкальской серии красноцветы очень редки. Отложения рассматриваемой серии имеют переходный характер от миогеосинклинальных к платформенным.

Зунтейская и карагасская серии лежат трансгрессивно на различных более древних породах докембрия, включая вулканогенную калбазыкскую серию нижнего неопротозоя. Карагасская серия прорывается дайками и силлами диабазов нерсинского комплекса, которые нигде не проникают в залегающую трансгрессивно выше оселочную серию эпипротозоя. Эти диабазы датируются K-Ar методом 1170—1200 млн. лет; поскольку анализированные породы почти неизменены, то можно полагать, что указанные датировки отражают возраст основного магматизма, предшествовавшего диастрофическому циклу конца неопротозоя (которому, возможно, соответствуют небольшие интрузии гранитов в карагасской серии, к сожалению недатированные).

В восточной части Присаянья, примыкающей к Байкальской складчатой области, к среднему неопротозою принадлежит олхинская свита (до 650 м) обломочных и карбонатных пород, залегающая трансгрессивно на архейских отложениях. Свита эта, по своему формационному типу являющаяся переходной от миогеосинклинальной к платформенной, сопоставляется В. Д. Мацем и В. С. Исаковой с улунтуйской свитой байкальской серии, на которую она действительно похожа. Особенно характерны для той и другой онколитовые известняки, образованные озагиями, относящимися ко второму комплексу. Кроме того, по данным В. Д. Маца и О. П. Егоровой, в олхинской свите, так же как и в улунтуйской, присутствуют породы с повышенным содержанием фосфора. Выклинивание в Присаянье нижележащей голоустенской свиты байкальской серии вполне вероятно, так как мощность этой свиты по направлению из Прибайкалья в Присаянье резко сокращается и на правобережье р. Ангары она уже не превышает 120—150 м (вместо 700 м в бассейне р. Голоустной). Такая редукция, по-видимому, находится в связи с выступом архейского фундамента.

В *Енисейской складчатой области* неопротозойские отложения миогеосинклинального типа развиты настолько широко и полно, что могут быть предложены в качестве сибирского парастратотипа. Лучшие их разрезы находятся в восточной части Енисейского кряжа, относящейся к миогеосинклинальному поясу и Иркинеевско-Чадобецкому авлакогену. К неопротозою там должны быть отнесены три серии, разделенные между собой стратиграфическими перерывами: сухопитская, тунгусикская и ослянская (рис. 28). Нижняя из них, сухопитская (до 7000 м), залегающая несогласно на тейской серии мезопротозоя, состоит из кординской (марокской), горбылокской, удерейской, погорюйской, карточкинской (Карточки) и аладьинской свит, из которых четыре нижние образованы преимущественно терригенными породами, а две верхние — карбонатными. Ни в одной из них органические остатки не обнаружены, однако об их возрасте можно судить по залеганию на тейской серии мезопротозоя и по тому, что они перекрываются отложениями со строматолитами среднего неопротозоя.

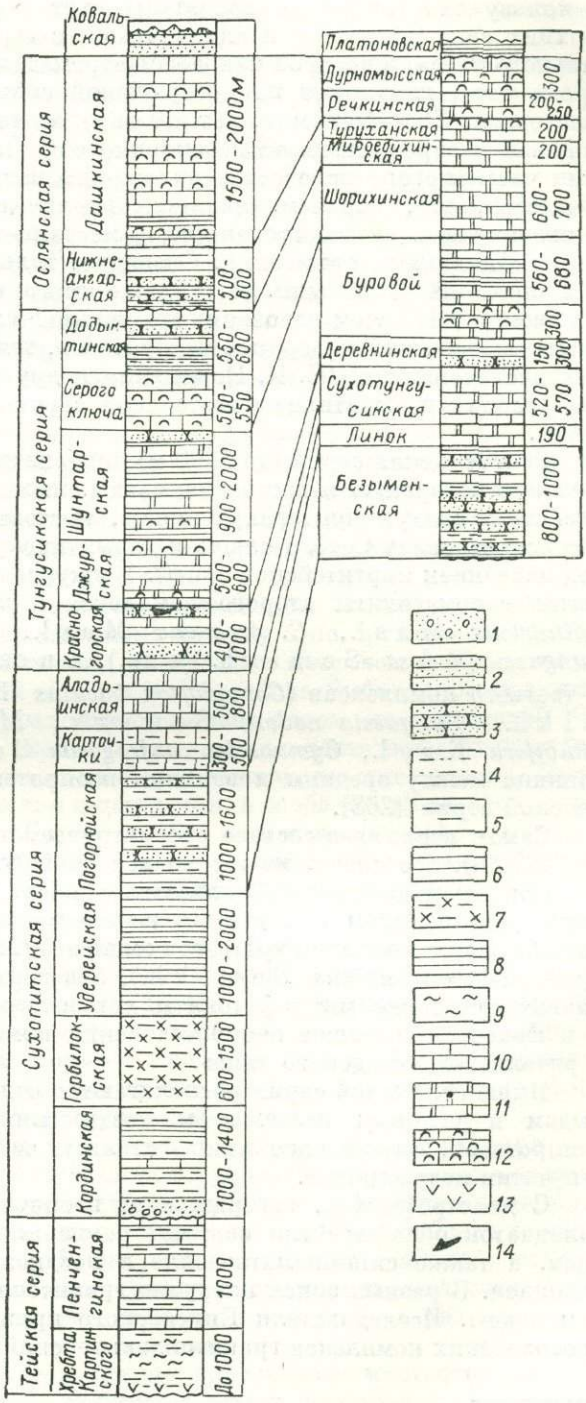


Рис. 28. Сопоставление разрезов докембрия Енисейского кряжа и Туруханского района. По М. А. Семихатову [131].

1 — конгломераты и гравелиты; *2* — песчаники; *3* — кварциты; *4* — алевросланцы; *5* — алевролиты; *6*, *7* и *8* — различные сланцы и филлиты (*7* — филлиты с магнетитом); *9* — кристаллические сланцы; *10* — известняки; *11* — доломиты; *12* — строматолитовые известняки; *13* — вулканиты; *14* — железные руды. Для свит Туруханского района нет общеупотребительных названий. На табл. II (вкладка) указаны названия, предложенные В. И. Драгуновым [95]. Названия, указанные на этом рисунке, соответствуют названиям В. И. Драгунова так: безыменская свита — стрельногорской свите, свита Линок — ильюшкинской свите, деревнинская свита — второкаменской свите, туруханская свита - первопорожской свите.

В удерейской и погорюйской свитах имеются фосфатоносные породы, которые в Сибири очень характерны для ряда свит среднего неопротозоя (например, улунтуйской, ирситской, олхинской, манской и других свит с органическими остатками второго комплекса), что дает основание эти и вышележащие отложения серии относить также к средней подгруппе. В пользу такого вывода свидетельствует и уверенная корреляция двух верхних свит (Карточки и аладьинской) с сосновской свитой эвгеосинклинального пояса, в которой находятся строматолиты второго комплекса [268]. Кроме того, глауконит из погорюйской свиты датируется K-Ar методом в интервале 750—1630 млн. лет (10 определений из различных мест). Такой большой разброс значений неоспоримо свидетельствует о потере глауконитами части аргона вследствие наложения позднейших термальных и иных процессов, что, впрочем, является вполне естественным и обычным для таких древних, дислоцированных, а местами и сильно метаморфизованных геосинклинальных отложений. Очевидно, только самое древнее из полученных значений (1630 млн. лет) ближе всего отвечает истинному возрасту отложений.* На этом основании две нижние свиты сухопитской серии нами отнесены к нижней подгруппе неопротозоя, тем более что, по мнению некоторых исследователей (Е. К. Ковригина и другие), перерыв между сухопитской серией и подстилающей тейской серией мезопротозоя был не очень велик.

Тунгусикская серия (до 5000 м) карбонатно-терригенного состава включает красногорскую и джурскую свиты, иногда объединяемые в одну потоскуйскую свиту, шунтарскую свиту, местами ложащуюся с размывом на джурскую, свиту Серого ключа и дадыктинскую свиту, часто объединяемые под названием киргитейской свиты. В джурской и шунтарской свитах содержатся строматолиты второго комплекса (*Conophyton lituus* Masl., *C. cylindricus* Masl., *C. frequens* Masl., *Baicalia ampa* Semikh., *Tungussia nodosa* Semikh. и др.), а в свите Серого ключа — второго и третьего комплексов (*Conophyton baculus* Kirič., *Baicalia unca* Semikh., *Tungussia nodosa* Semikh., *Minjaria uralica* Kryl., *M. nimbifera* Kryl., *Gymnosolen confragosus* Semikh.), и, следовательно, граница между средним и верхним неопротозоем проходит внутри тунгусикской серии [268].

Самая верхняя в составе рассматриваемого комплекса ослянская серия (до 4000 м), состоящая из нижнеангарской (глинистые сланцы, песчаники, известняки) и дашкинской (глинистые известняки и доломиты) свит, относится уже целиком к верхнему неопротозою, поскольку в обеих свитах находятся строматолиты третьего комплекса (*Minjaria nimbifera* Semikh., *Gymnosolen confragosus* Semikh.), а в верхней части дашкинской свиты появляются даже микрофитолиты четвертого комплекса. Таким образом, и в Енисейском кряже неопротозойский комплекс венчается отложениями с фитолитами «вендского типа».

Выше ослянской серии располагаются отделенные от нее большим перерывом и угловым несогласием постгеосинклинальные орогенные серии эпипротозоя, содержащие микрофитолиты четвертого комплекса и изредка отпечатки медузоидных.

С диастрофизмом, завершившим неопротозойскую эру, в Енисейской складчатой области были связаны раннекинематические интрузии габброидов, а также синкинематические и позднекинематические интрузии гранитоидов. В разных зонах интрузии гранитоидов объединяются в различные комплексы. Исследователи Енисейского кряжа обычно выделяют два неопротозойских комплекса гранитоидов: тейский, состоящий из лейкократовых

---

* Поскольку эта датировка малоизвестна, по крайней мере о ней нигде не сообщается в опубликованной литературе, то укажем, что она получена Г. А. Казаковым из отложений погорюйской свиты по р. Чапа, выше ее правого притока руч. Алманинан.

турмалиновых гранитов, гнейсовидных гранитов и пегматитов, массивы которого размещаются среди пород сухопитской серии, и татарско-аяхтинский, сложенный гранитами, адамеллитами и диоритами, секущими отложения тунгусикской серии. K-Ar методом по биотиту из гранитов тейского комплекса получены значения в интервале 910—1100 млн. лет (Pb-изотопным методом по циркону и ортиту — 950 млн. лет), а из гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса 650—880 млн. лет [69].

На этом основании и учитывая указанную выше приуроченность различных комплексов гранитов к разным сериям, некоторые исследователи [69] склонны относить тейские и татарско-аяхтинские гранитоиды к разновозрастным тектоно-плутоническим циклам. Нам это мнение представляется ошибочным, поскольку перерывы между неопротозойскими сериями не сопровождаются угловыми несогласиями и все эти серии в совокупности образуют единый стратиграфический комплекс. Как уже указывалось, крупное угловое (структурное) несогласие находится только между неопротозойской и эпипротозойской группами, и естественно считать, что именно с диастрофизмом, обусловившим это несогласие, должны быть связаны упомянутые гранитоидные комплексы. Различие между интрузиями, по-видимому, обусловлено только принадлежностью их к различным фазам (синкинематические — тейские и позднекинематические — татарско-аяхтинские) и различной их глубинностью. Некоторое несовпадение их K-Ar датировок не имеет реального значения, так как большой разброс цифр для гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса уже сам по себе указывает на явления «омоложения» (удаление аргона). Вероятно, наибольшие значения возраста, полученные для тейских гранитов, лучше всего характеризуют время гренвиллского диастрофизма, завершившего неопротозойскую эру.

С рассмотренными выше сериями Енисейского кряжа сравнительно хорошо сопоставляются по вещественному составу и по органическим остаткам миогеосинклинальные отложения, развитые в *Игарском и Туруханском районах* Енисейской складчатой области (в Хантайско-Рыбнинском поднятии *Сибирской платформы*). *Их корреляция проведена рядом исследователей* [95, 131, 134] и предлагаемые ими схемы сопоставления достаточно близки (см. рис. 28). В сравниваемых разрезах наибольшее сходство имеют свиты Буровой и шунтарская, второкаменская и джурская, в особенности пестроцветные ильюшкинская (Линок) и свита Карточки. Так же как и в Енисейском кряже, граница между средней и верхней подгруппами неопротозоя проходит внутри комплекса между свитой Буровой и шорихинской; в последней наряду со строматолитами второго комплекса находятся микрофитолиты, характерные для третьего комплекса, а еще выше по разрезу развиты отложения со строматолитами третьего комплекса. Большой интерес представляет обнаружение В. И. Драгуновым во второкаменской (деревнинской) свите, заключающей строматолиты и микрофитолиты второго комплекса, остатков сабеллидитид (погонофор?), представленных формой *Paleolina* Sokol. (определение Б. С. Соколова). Это свидетельствует о весьма большой древности форм животных, обладавших наружным трубчатым скелетом.

В Игарском и Туруханском районах нижние подразделения неопротозоя (низы средней подгруппы и вся нижняя подгруппа) не вскрыты, а на верхнем неопротозое с очень большим несогласием залегают отложения эокембрия и, стало быть, из разреза докембрия выпадает вся эпипротозойская группа. Другой особенностью неопротозойских отложений этих районов, отличающих их от синхроничных отложений Енисейского кряжа, является отсутствие или редкость в них перерывов (признаки небольшого размыва отмечаются лишь в основании шорихинской свиты).

Значительное сходство с отложениями енисейского миогеосинклинального парастратотипа *имеют также осадочные толщи, развитые на ограниченном* участке Сибирской платформы, известном под названием Чадобецкого поднятия. Эти толщи, по существу, имеют уже субплатформенный характер, поскольку они сформировались в Иркинеевско-Чадобецком авлакогене,

ответвлявшемся от миогеосинклинального пояса Енисейской системы, но вследствие указанного сходства их удобнее рассмотреть здесь. Согласно исследованиям Р. Я. Склярова [274] и Ю. А. Забирова [111], в их составе выделяется ряд свит, указанных на схеме корреляции (см. табл. II, вкладка). Наиболее уверенно по составу сопоставляются териновская и отчасти чуктуконская свиты с шунтарской свитой парастратотипа. Залегающие выше, иногда с размывом, брусская, медведковская и безымянная свиты отвечают свитам Серого ключа и дадыктинской, относящимся к верхнему неопротозою. Такая корреляция поддерживается наличием в териновской свите строматолитов *Compactocollenia* cf. *sarmensis* K o r o l., характерных для голоустенской свиты среднего неопротозоя Прибайкалья, а в безымянной свите онколитов *Radiosus limpidus* Z. Z h u r., принадлежащих третьему — верхненеопротозойскому — комплексу.

Более спорной представляется корреляция нижней части разрезов неопротозоя обоих районов. Схемы корреляции, предложенные М. Н. Благовещенской [23], Г. И. Кириченко [133] и Ю. А. Забировым [111], заметно различаются между собой, но все упомянутые исследователи сходятся на том, что значительная часть отложений Чадобецкого поднятия отвечает тейской и сухопитской сериям Енисейского кряжа. Так, Ю. А. Забировым самая нижняя, чадобецкая, свита поднятия параллелизуется с пенченгинской свитой тейской серии, вышележащая, — семеновская — с четырьмя нижними свитами сухопитской серии, следующая, дольчиковская свита — со свитами Карточки и аладьинской, чуктуконская и териновская — с потоскуйской свитой, а остальные свиты (брусская, медведковская и безымянная) — с верхней частью тунгусикской серии. Как уже сказано, более правильно параллелизовать чуктуконскую и териновскую свиты с шунтарской, которые содержат строматолиты второго комплекса, а вышележащие три свиты только с киргитейской свитой кряжа. Сопоставление семеновской свиты со средней частью разреза сухопитской серии основывалось главным образом на K-Ar датировках содержащегося в них глауконита (835—1290 млн. лет, в семеновской свите), но теперь, когда для глауконитов погорюйской свиты стали известны более древние (1630 млн. лет) значения, такой аргумент отпадает.

По совокупности различных признаков кажется более правдоподобной корреляция чадобецкой свиты доломитов с аладьинской свитой сухопитской серии того же состава, терригенной семеновской свиты с такой же красногорской, а карбонатной дольчиковской с карбонатной джурской свитой тунгусикской серии. Согласно этой трактовке упомянутые выше нижние свиты докембрия Чадобецкого поднятия относятся к среднему неопротозою. Чадобецкая свита, по данным Р. Я. Склярова, перекрывается трансгрессивно, с конгломератами в основании, семеновской свитой. Таким образом, в районе Чадобецкого поднятия, как и в Енисейском кряже, на этом уровне отмечается стратиграфическое несогласие.

В *Таймырской складчатой области* неопротозойские отложения, представленные красноцветной терригенной становской и карбонатной колосовской свитами, а на востоке Таймырского полуострова еще и вышележащими терригенно-карбонатными красивской и фоминской свитами, также имеют переходный характер от типично миогеосинклинальных к платформенным [76, 274]. Близким аналогом становской свиты на островах Северной Земли является фиордовая свита [101]. Рассматриваемые отложения залегают на мезопротозое с большим структурным несогласием и с размывом перекрываются осадочными толщами, относимыми к эпипротозою (совинской и каньонной свитами). Судя по тому, что в колосовской свите находятся многочисленные строматолиты и микрофитолиты второго комплекса, она и, вероятно, нижележащая становская свита относятся к средней подгруппе неопротозоя. В красивской и фоминской свитах Н. П. Голованова [76] установлены разнообразные строматолиты и микрофитолиты третьего верхненеопротозойского комплекса.

Эвгеосинклинальные отложения среднего и верхнего неопротозоя широко развиты в Байкальской, Восточно-Саянской и Енисейской складчатых областях. Лучшие их разрезы находятся в Катерской структурно-формационной зоне эвгеосинклинального пояса *Байкальской складчатой области*. Развитая там мощная (до 11 500 м) толща вулканогенно-осадочных пород, выделяемая под названием катерской серии, может быть избрана как стратотип эвгеосинклинальных отложений Средней Сибири [249].

В состав серии входят следующие свиты (снизу): 1) уколкитская (3000—5000 м) — метапесчаники и метагравелиты, иногда туфогенные, с прослоями филлитов и покровами кислых и средних, реже основных, вулканитов, внизу базальные конгломераты; 2) няндонинская (1500—3000 м) — различные сланцы и метаалевролиты с прослоями метапесчаников, «углистых» филлитов и известняков, а также с покровами кислых и средних вулканитов; 3) баргузинская (от 500 до 4000 м) — переслаивание известняков, сланцев и филлитов, часто «углистых»; 4) янчуйская (более 1500 м) — филлиты и порфиробластические сланцы. В известняках баргузинской свиты иногда содержатся строматолиты и онколиты второго комплекса.

С катерской серией коррелируются отложения других зон того же эвгеосинклинального пояса, представленные уакитской, селенгинской и икатской сериями [249]. Все эти серии залегают с угловым несогласием на породах мезопротозоя, а катерская серия, кроме того, на падринской серии нижнего неопротозоя, являющейся близким аналогом акитканской серии. На катерской серии несогласно залегают отложения эокембрия — нижнего кембрия (холоднинская и вышележащие свиты, турикская свита и др.); икатская серия несогласно перекрывается точерской свитой эпипротозоя (?). В карбонатных породах, залегающих преимущественно в средней, изредка нижней, части этих серий (баргузинская, мухтунская, нерундинская и другие свиты), находятся онколиты (главным образом *Osagia tenuilamellata* Reitl. и *O. columnata* Reitl.), характерные для второго фитолитового комплекса. Иногда в них присутствуют также строматолиты, обычно плохой сохранности (сильно перекристаллизованные), но ближе всего напоминающие формы из группы *Baicalia*. В верхней — икатской (паренгской) — свите одноименной серии содержатся строматолиты второго комплекса и онколиты второго и третьего комплексов [152]. Поскольку аналоги икатской свиты присутствуют в других эвгеосинклинальных сериях Байкальской складчатой области (янчуйская и дабатская свиты), то можно думать, что только самая верхняя их часть относится к верхнему неопротозою, а в основном эти серии принадлежат средней подгруппе *. С таким выводом полностью согласуется корреляция этих серий с миогеосинклинальной патомской серией, основанная на литологических сопоставлениях и данных о истории геологического развития геосинклинальной системы (рис. 29). Как было показано автором [249], рассматриваемые серии отвечают нижней и средней (баллаганахской и кадаликанской) подсериям патомской серии. Для эвгеосинклинальных отложений неопротозоя Байкальской складчатой области характерна относительно

---

* Необходимо отметить, что к уакитской серии нами ранее ошибочно относилась в качестве ее верхнего подразделения юктоконская свита доломитов. Ю. П. Бутовым в породах этой свиты обнаружены археоциаты, указывающие на принадлежность их к нижнему кембрию. Действительно, юктоконская свита резко отличается от остальных подразделений уакитской серии (заключающих фитолиты второго комплекса) своим составом, простой тектонической структурой и принадлежностью к субплатформенной гомогенной карбонатной формации; вместе с тем она очень близка к соответствующим по возрасту отложениям кембрия соседних районов — Средневитимской горной страны и Северо-Байкальского нагорья. Юктоконская свита залегает моноклинально в грабене северо-западного простирания, ориентированном поперек северо-восточным складчатым структурам неопротозоя. С отложениями уакитской серии эта свита в подавляющем большинстве случаев имеет тектонические контакты, однако в одном пункте наблюдалось, что юктоконская свита залегает на нерундинской свите уакитской серии без углового несогласия, но, по-видимому, со значительным перерывом. В основании ее Г. Л. Митрофановым установлены кварцевые песчаники и гравелиты.

небольшая роль в их составе вулканитов, особенно в сравнении с однотипными толщами мезо- и палеопротозоя, развитыми в том же внутреннем поясе геосинклинальной системы. Наибольшее количество вулканогенных пород находится преимущественно в нижней части разреза серий, но и там их количество редко превышает 30% от общего объема пород. Уменьшение вулканической активности вообще характерно для эвгеосинклинальных поясов средней стадии развития многих подвижных областей разного возраста.

С эвгеосинклинальными толщами Байкальской области могут быть сопоставлены биту-джидинская и зун-муринская (иройская, темникская) свиты Хамар-Дабана. Биту-джидинская свита по составу и строению разреза весьма похожа на уколкитскую и в особенности на няндонинскую свиты, слагающие нижнюю часть катерской серии. Ее стратиграфическое положение в разрезе докембрия Хамар-Дабана также хорошо согласуется с такой параллелизацией. Биту-джидинская свита лежит несогласно на иркутной свите или же на хангарульской толще палеопротозоя и совершенно согласно перекрывается терригенно-карбонатной зун-муринской свитой. Последняя по всем признакам является аналогом баргузинской свиты, кроме ее самой верхней части, возможно отвечающей янчуйской свите стратотипа. Отложения иройской и темникской свит, развитые в восточной части Хамар-Дабана, которые многими исследователями (А. Л. Додин, В. К. Маньковский и другие) сопоставляются с зун-муринской свитой, ничем не отличимы от отложений бурдинской и дабатской свит селенгинской серии, развитых в сопредельных районах Юго-Восточного Прибайкалья. По существу, это одни и те же образования, которые только выделяются под различными названиями из-за того, что они были изучены различными авторами. Бурлинская и дабатская свиты являются аналогами баргузинской и янчуйской свит стратотипического разреза (см. рис. 29).

В Восточном Саяне к рассматриваемой группе отложений принадлежат кувайская серия Удско-Дербинской зоны и орликская серия Иркутно-Окинской зоны. Обе эти серии залегают, как правило, несогласно на дербинской и китойской сериях палео- и мезопротозоя и также несогласно перекрываются отложениями эпипротозоя (изыкской серией и ее стратиграфическими аналогами). Подобно эвгеосинклинальным сериям неопротозоя Байкальской горной области, они имеют трехчленное строение и тот же состав. Нижние их части (урманская и окинская свиты) сложены обломочными породами с горизонтами метавулканитов, средние части (манская и монгошинская свиты) образованы главным образом карбонатными породами, заключающими строматолиты и онколиты второго комплекса, и верхние части состоят из метавулканитов с подчиненными прослоями терригенных пород (бахтинская свита) или же из преимущественно терригенных пород с подчиненными метавулканитами (дибинская свита) [289]. Сходство усугубляется еще тем, что к манской свите кувайской серии и к икатской свите Икатского хребта приурочены рудопроявления марганца. В икатской свите они представлены марганцевоносными кремнисто-карбонатными сланцами, а в манской — инфильтрационными (?) залежами марганцевых руд в пачке, характеризующейся перемежаемостью известняков и кварцитов, причем минерализация, по-видимому, связана с переотложением марганца из бедных первично осадочных пластовых руд.

Корреляция отложений неопротозоя Восточного Саяна и внутренних районов Байкальской горной области по вещественному составу подтверждается и присутствием в сопоставляемых карбонатных толщах одинаковых или близких органических остатков. В частности, в монгошинской свите Восточного Саяна и в тилимской свите Икатского хребта содержатся остатки *Newlandia*. Если мы примем такое вполне естественное сопоставление, то тогда мы должны будем относить верхние (регрессивные) части кувайской и орликской серии (бахтинскую и дибинскую свиты), лишенные органических остатков, к верхнему неопротозою.

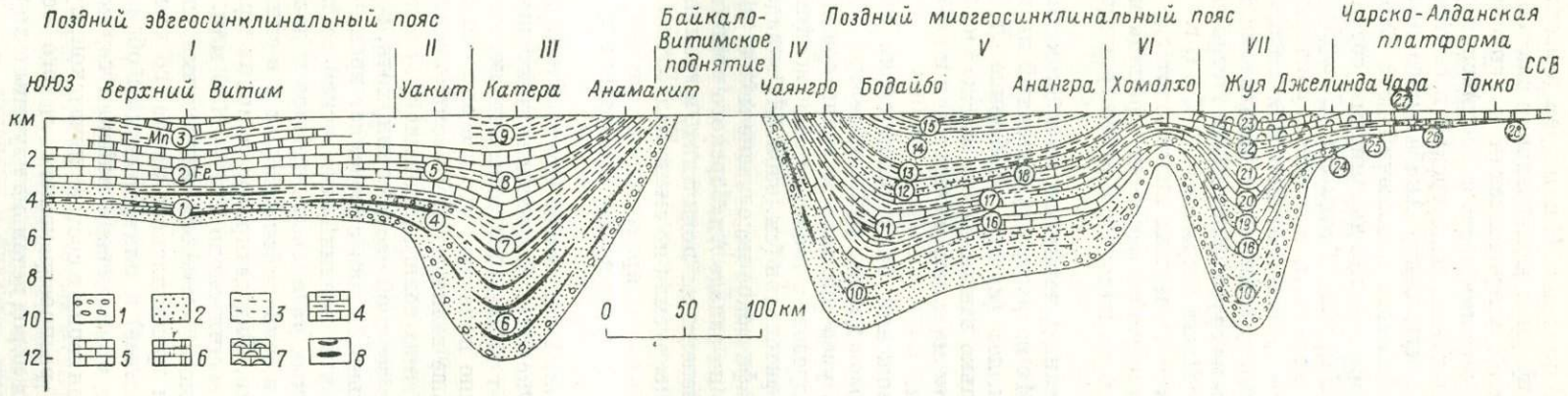


Рис. 29. Схематический литолого-фациальный профиль средне- и верхненеопротозойских и эпипротозойских отложений вкрест простирания Байкальской геосинклинальной системы. *По Л. И. Салопу* [249].

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты и сланцы; *4* — известковистые сланцы и мергели; *5* — известняки; *6* — доломиты; *7* — органогенные известняки; *8* — вулканиты. Структурно-фациальные зоны; *I* — Икатская, *II* — Уакитская, *III* — Катерская, *IV* — Делюн-Уранская, *V* — Мамско-Витимская, *VI* — Жуинская, *VII* — Приленская зона Байкало-Патомского краевого прогиба. Свиты (цифры на профиле): *1* — суванихинская, *2* — тилимская, *3* — икатская, *4* — мухтунская, *5* — нерундинская, *6* — уколкитская, *7* — няндонинская, *8* — баргузинская, *9* — янчуйская, *10* — баллаганахская (подсерия), *11* — кадаликанская подсерия нерасчлененная (флишевая), *12* — аунакитская, *13* — вачская, *14* — анангрская, *15* — илигирская, *16* — мариинская, *17* — гохтачинская, *18* — имняхская, *19* — джемкуканская, *20* — баракунская, *21* — валюхтинская, *22* — жуинская, *23* — ченчинская, *24* — ничатская, *25* — кумах-улахская, *26* — сеньская, *27* — торгинская, *28* — нижняя толбинская.

На *Сибирской платформе* весьма широко распространены платформенные формации среднего и верхнего неопротозоя. К ним прежде всего должны быть отнесены отложения севера платформы: юсмастахская свита билляхской серии Анабарского поднятия (щита), унгуохтахская и хапчанырская свиты Уджинского поднятия, бо́льшая верхняя часть солоолийской серии Оленекского поднятия, ухтинская, эсэлэхская, нэлэгерская и сиэтачанская свиты Северного Хараулаха. Юсмастахскую свиту Анабарского поднятия можно избрать как стратотип рассматриваемых отложений всей Сибири. Нижняя ее подсвита (до 210 м) сложена коричневыми доломитами, содержащими строматолиты из групп *Anabaria*, *Baicalia*, *Tungussia*, *Conophyton*, *Stratifera* и *Gongilina*, а также различные онколиты, которые характерны для второго и отчасти третьего фитолитового комплекса. Верхняя подсвита (до 400 м) образована серыми органогенными доломитами с фитолитами третьего и четвертого комплекса (строматолиты из групп *Nucleella* и *Irregularia*, онколиты *Osagia grandis* Z. Zhur., *Radiosus limpidus* Z. Zhur. и др.). Смена строматолитов третьего комплекса четвертым происходит где-то в середине верхней подсвиты. Судя по органическим остаткам, граница между средней и верхней подгруппами неопротозоя находится около границы подсвит или в верху нижней подсвиты.

Билляхская подсерия прорвана долеритами, не проникающими в староречекскую свиту эпипротозоя. Их возраст, определенный по валовой пробе К-Ar методом, равен 912 млн. лет (личное сообщение Л. П. Белякова). Эта датировка, вероятно, несколько занижена, но все же она близко характеризует время основного магматизма конца неопротозоя и верхнюю возрастную границу билляхской серии.

Посвитная корреляция отложений билляхской серии с упомянутыми выше подразделениями неопротозоя других районов севера Сибирской платформы производится достаточно уверенно на основании сравнения их вещественного состава и строения разрезов, а также по содержащимся в них комплексам строматолитов и микрофитолитов (см. табл. II, вкладка). Обращает на себя внимание, что стратиграфическое несогласие между нижним и средним неопротозоем, наблюдаемое на западе Анабарского поднятия, отчетливо выражено и в Уджинском и Оленекском поднятиях, а граница между средней и верхней подгруппами, фиксируемая по смене палеонтологических комплексов, так же как и в стратотипе, проходит внутри однородных толщ в верхней части серии. Верхняя граница неопротозоя также выражена крупным несогласием.

Отложения всех свит солоолийской серии Оленекского поднятия датированы К-Ar методом по глаукониту. Возрастные значения закономерно уменьшаются к верху разреза от 1380 до 920 млн. лет, но, как и во многих других подобных случаях, можно полагать, что все они «омоложены», причем чем свита древнее, тем больше величина этого «омоложения» (вследствие более интенсивного прогрева нижних толщ). Значение возраста 920 млн. лет, установленное по глаукониту из верхней части серии, хотя, вероятно, также «омоложено», но оно сравнительно близко определяет время окончания седиментации серии. Действительный верхний возрастной ее предел устанавливается на основании изотопных датировок диабазов и долеритов, дайки и силлы которых размещаются в солоолийской серии и в синхроничных отложениях Уджинского поднятия. Ряд датировок валовых проб этих пород К-Ar методом показывает значения около 1100—1130 млн. лет, которые соответствуют времени проявления основного магматизма, предшествовавшего тектоническим движениям гренвиллского цикла, во всем мире.

На *Алданском щите* (антеклизе) к платформенным образованиям двух верхних подгрупп неопротозоя принадлежит майская серия, развитая на востоке щита, а также безымянная серия в составе ничатской, кумахулахской, сеньской и торгинской свит, распространенная на его северо-западном склоне. Обе эти серии осадочных пород детально изучены и хорошо охарактеризованы органическими остатками.

Майская серия состоит из пяти свит (снизу): 1) эннинской — кварцевые косослоистые песчаники, в средней части содержащие прослои доломитов со строматолитами *Stratifera* K o r o l., *Baicalia* K r y l., *Kussiella* K r y l., *Omachtenia* N u z h. и др.; 2) омнинской — аргиллиты и алевролиты; 3) малгинской — пестроокрашенные известняки; 4) ципандинской — серые доломиты со строматолитами *Stratifera* K o r o l., *Baicalia* K r y l., *Tungussia* S e m i k h., *Conophyton* M a s l.; 5) лахандинской — аргиллиты, переслаивающиеся с карбонатными породами, содержащими строматолиты главным образом из групп *Conophyton* M a s l., *Baicalia* K r y l. и др. Типично платформенные отложения майской серии, развитые в Учуро-Майском районе Алданского щита, мощностью около 1200—1500 м, по направлению к востоку переходят в одноименные толщи субплатформенного типа, переходного к миогеосинклинальному, развитые в Юдомо-Майском авлакогене, которые отличаются значительно большей мощностью (до 3500 м), а также более высокой степенью изменения пород и интенсивностью их деформации.

Майская серия лежит с резким угловым несогласием на архейских гнейсах или со стратиграфическим несогласием на учурской серии нижнего неопротозоя. Строматолиты, заключенные в нижней (эннинской) свите, характерны как для первого, так и для второго фитолитового комплексов, в ципандинской свите находятся строматолиты и онколиты только второго комплекса. В нижней части лахандинской свиты присутствуют строматолиты и микрофитолиты второго комплекса, а вверху — строматолиты третьего комплекса [198]. Таким образом, судя по фитолитам, большая часть майской серии относится к средней подгруппе неопротозоя и только ее самая верхняя часть — к верхней подгруппе неопротозоя, причем граница подгрупп проходит внутри лахандинской свиты. Возраст глауконита из нижней части серии 1190 млн. лет, безусловно, «омоложен», а из верхней части серии (лахандинской свиты) 890—1000 млн. лет, по-видимому, уже сравнительно близко отвечает истинному возрасту седиментации конца неопротозоя (имеется в виду наибольшее значение).

Неопротозойские отложения северо-западной окраины Алданского щита хорошо коррелируются с миогеосинклинальным стратотипом — патомской серией Приленской зоны Байкальской складчатой области. Отложения этой серии на северо-восточной окраине Патомского нагорья претерпевают сильные фациальные изменения и, резко сокращаясь в мощности, частично за счет полной редукции баллаганахской подсерии и некоторых свит кадаликанской подсерии переходят в рассматриваемые платформенные отложения щита (см. рис. 27 и 29). Непосредственным прослеживанием установлено, что развитая на Алданском щите ничатская свита соответствует джемкуканской свите, кумахулахская свита — баракунской свите, сеньская свита — валюхтинской и жуинской свитам вместе взятым, а торгинская свита — ченчинской свите [110, 232]. Это сопоставление подтверждается и органическими остатками [108]. Таким образом, в составе платформенных аналогов патомской серии имеются отложения верхней части средней подгруппы и большей части верхней подгруппы.

Отложения нижнего и среднего неопротозоя за пределами Сибирской платформы и ее складчатого обрамления известны во многих фанерозойских складчатых областях Центральной и Восточной Азии, относящихся к Казахстану, Средней Азии, Горному Алтаю, Западному Саяну, Туве, Дальнему Востоку и Северо-Востоку СССР, а также Китаю и Корее. В некоторых из перечисленных районов они достаточно полно представлены и хорошо изучены, и, естественно, использование имеющихся о них данных представляет известный интерес для разработки общей стратиграфической шкалы докембрия. Однако вследствие фрагментарности развития этих отложений их стратиграфическое расчленение и положение в разрезе во многих случаях дискуссионны.

В *Казахстане* для описываемого комплекса наиболее типичны бозда кская и вышележащие кокчетавская и коксуйская серии Улутау [114].

Бозда кская серия (до 3000 м) в нижней и средней частях состоит из грубообломочных пород, в том числе валунных конгломератов, а также из различных сланцев, среди которых находится много пачек вулканитов и туфов кислого и основного состава, вверху преобладают доломиты, кварциты и филлиты; многие толщи разделены внутриформа-

ционными перерывами. Серия залегает несогласно на карсакпайской серии палеопротозоя и майтюбинской серии нижнего неопротозоя и перекрывается со стратиграфическим перерывом кокчетавской серией. Последняя сложена однородными светлыми кварцитами, мощность которых достигает 1200 м. Такой же простой состав характерен для нее не только в Улутау, но и в других районах Казахстана, вследствие чего эта серия используется для корреляции разрезов различных структурно-формационных зон региона.

Коксуйская серия (до 4000 м) состоит преимущественно из вулканитов кислого состава (порфиров, игнимбритов) и их туфов, к которым в средней части серии присоединяются основные вулканиты (диабазы и порфириты). Соотношение ее с кокчетавской серией в Улутау не установлено; более высокое стратиграфическое положение предполагается по аналогии с положением соответствующей по составу толщи пород в разрезе докембрия Атасу-Моинтинского водораздела. Порфиры коксуйской серии датированы K-Ar методом 840 млн. лет, а граниты, рвущие эту серию, — Pb-изотопным методом (по циркону) 650 млн. лет.

Не исключено, что в Улутау к рассматриваемому комплексу отложений неопротозоя относится и вышележащая акбулакская серия пестроцветных конгломератов, песчаников и туфов, которая подстилает отложения с тиллитами, принадлежащими эпипротозою, но, скорее всего, она также является эпипротозойской.

Таким образом, в Западном Казахстане (Улутау) в составе среднего и верхнего неопротозоя развиты главным образом субаэральные терригенно-вулканогенные толщи, разделенные примерно посередине морскими хорошо отсортированными «зрелыми» отложениями (верхняя часть боздакской серии и кокчетавская серия). Вулканогенные толщи более всего характерны для тафрогенных формаций, а залегающие между ними отложения являются типично платформенными.

В *Тянь-Шане* отложения среднего и верхнего неопротозоя заметно различаются в разных структурно-формационных зонах. В Киргизско-Терскейской зоне к среднему неопротозою относятся отложения караджилгинской, ортотауской и кенкольской серии, а к верхнему неопротозою — терскейская и учкошойская серии. Все эти серии лежат друг на друге со стратиграфическими несогласиями [138, 149, 163].

Караджилгинская серия (1600 м) залегает с резким угловым несогласием на архейских породах и состоит из глинистых сланцев и алевролитов, в средней части серии с прослоями известняков, содержащих строматолиты, пока еще не изученные. Ортотауская серия (3000 м) состоит из трех осадочных мезоритмов, каждый из которых начинается кварцитами, затем следуют карбонатные породы и, наконец, сланцы. В карбонатных породах находятся строматолиты второго комплекса *Baicalia* M a s l. и *Stratifera* K o r o l. Кенкольская серия (1500—3000 м) состоит из двух свит: нижней, курганташской, сложенной обломочными породами, иногда с покровами андезитов, и верхней, овской, представленной тонким чередованием глинисто-карбонатных сланцев и известняков, в которых присутствуют многочисленные строматолиты, преимущественно *Baicalia baicalica* M a s l. и *B. kirgisica* K r y l., также характерные для второго фитолитового комплекса.

Терскейская серия внизу сложена маломощной (50—100 м) пачкой кварцитовидных косослоистых песчаников с разнообразными текстурами мелководья (джельдысуйская свита) и мощной (до 2400 м) толщей зеленокаменно измененных основных лав с пачками сланцев, известняков и яшмовидных пород (терекская свита). Учкошойская серия (1700 м) состоит из трех мезоритмов, разделенных поверхностями размыва: в низу каждого из них находятся кварцито-песчаники или конгломераты, которые выше сменяются песчаниками или сланцами и алевролитами, а затем известняками. Учкошойская серия относится к верхнему неопротозою на основании корреляции ее с карагаинской серией, заключающей строматолиты третьего комплекса (см. ниже).

В Каратау-Таласской структурно-формационной зоне к среднему неопротозою относятся ичкелетауская серия и залегающая на ней с перерывом узунахматская свита, а к верхнему неопротозою — вышележащая, отделенная стратиграфическим несогласием, карагаинская серия, охарактеризованная строматолитами [177].

Ичкелетауская серия состоит из двух свит (снизу): бакаирской (700—1000 м), сложенной мраморами и сланцами, внизу с прослоями крупногалечных конгломератов, и карабуринской (до 500 м), образованной сланцами и филлитами с прослоями кварцевых песчаников и карбонатных пород. Серия соприкасается с более древними образованиями палеопротозоя (?) по тектоническому нарушению. Органических остатков она не содержит,

и принимаемый возраст ее малообоснован; не исключено, что она принадлежит нижнему неопротозою или даже мезопротозою. Узунахматская свита (200 м) сложена полимиктовыми песчаниками, филлитовидными сланцами и мраморами; на карабуринской свите она лежит с конгломератами в основании. К среднему неопротозою ее можно отнести по сходству *с описанной выше кенкольской серией Киргизско-Терскейской зоны, содержащей* строматолиты второго комплекса. Карагаинская серия начинается сарыджонской свитой (700 м) сланцев и глинисто-карбонатных пород, которая согласно перекрывается чаткарагайской свитой (900 м) флишеподобного чередования песчаников, алевритистых и глинистых известняков и мергелей. *В карбонатных породах находятся* строматолиты, типичные для третьего комплекса (*Minjaria*, *Inseria*, *Gymnosolen* и др.). Свита покрывается с размывом малокаройской серией, по-видимому, относящейся к нижней части эпипротозоя. В Чаткало-Нарынской зоне Тянь-Шаня с ичкелетауской серией сопоставляется безымянская толща доломитов, сланцев, конгломератов и основных вулканитов (до 1700 м), лежащая резко несогласно на метаморфическом комплексе, именуемом кассанской серией (палеопротозой?). К верхнему рифею там, по-видимому, принадлежит серия Большого Нарына (до 3000 м), сложенная главным образом рассланцованными кислыми вулканитами, над которыми последовательно располагаются филлитовидные сланцы и мраморизованные известняки или доломиты. На ней с угловым несогласием помещается эпипротозойская джетымская серия, содержащая тиллиты.

В отличие от средне- и верхненеопротозойских толщ Западного Казахстана, имеющих субплатформенный (тафрогенный) и платформенный характер, синхроничные отложения во всех зонах Тянь-Шаня относятся к миогеосинклинальному типу.

В *Алтае-Саянской складчатой области* неопротозойские отложения в большинстве случаев выделяются со значительной степенью условности. *В Горном Алтае к ним, возможно, принадлежит теректинская серия* (до 5500 м) сланцев и метапесчаников с пачками мраморов и кварцитов. Основание серии неизвестно, перекрывается она несогласно кембрийскими осадочно-вулканогенными толщами. К-Ar определения возраста гранитов, рвущих породы серии, показывают «омоложенные» значения (560—620 млн. лет). В Западном Саяне с теректинской серией параллелизуется мощная джебашская серия (до 10 000 м) пара- и ортосланцев, кварцитов и мраморов. Породы, ее слагающие, находятся в составе обломочного материала конгломератов нижнего кембрия. K-Ar датировки слюд из метаморфических сланцев серии обычно показывают «омоложенные» значения, отвечающие времени проявления палеозойских термальных процессов, но отдельные «реликтовые» датировки достигают 950—1000 млн. лет и, вероятно, соответствуют времени гренвиллского диастрофизма, завершившего неопротозойскую эру.

В Западной Туве с джебашской серией (или с ее верхней частью) сопоставляется аккольская свита аналогичного состава, в мраморах этой свиты находятся онколиты. Более широко рассматриваемые отложения представлены в Восточной Туве, где к ним, вероятно, относятся айлыгская, харальская и охемская свиты, общей мощностью до 11 000 м. Айлыгская свита залегает без ясно выраженного несогласия на метаморфическом комплексе, сопоставляемом с дербинской серией Восточного Саяна (палео-мезопротозой), и состоит из известняков с прослоями сланцев; в известняках присутствуют онколиты *Osagia*. Вышележащая харальская свита образована различными орто- и парасланцами с пачками известковистых пород и метапесчаников, которые кверху постепенно сменяются карбонатными сланцами и песчанистыми известняками охемской свиты. Последняя трансгрессивно *перекрывается отложениями нижнего кембрия. Не исключено, что часть этого* мощного вулканогенно-осадочного комплекса Тувы имеет более молодой возраст и относится к эпипротозою. В этом случае разрезы докембрия Восточной Тувы будут характеризоваться отсутствием сколько-нибудь крупных перерывов на границах групп. Напомним, что непрерывность разрезов отложений докембрия, относящихся к разным группам, характерна для многих районов соседней области Восточного Саяна. По формационному типу отложения Восточной Тувы принадлежат эвгеосинклинальным образованиям, характеризующимся подчиненной ролью вулканитов, в этом отношении и по многим другим признакам они также близки эвгеосинклинальным комплексам Восточного Саяна и внутреннего пояса Байкальской складчатой области.

На *Советском Дальнем Востоке* отложения среднего и верхнего неопротозоя могут быть условно выделены на Ханкайском массиве, а также в Буреинском и Хингано-Буреинском районах [61, 65]. На Ханкайском массиве в Лесозаводской зоне они представлены (начиная снизу) кабаргинской свитой *хлорито-серицитовых сланцев, или филлитов, чередующихся с метапесчаниками* (1100 м), затем толщей известняков и доломитов (80 м), толщей серицитовых углисто-глинистых и кремнистых сланцев (до 600 м) и, наконец, толщей известняков с прослоями сланцев (более 360 м). С этими толщами в Вознесенской зоне массива прежде сопоставлялись в общем не очень на них похожие отложения дальзаводской, первомайской, березянской, новоярославской, волкушинской и коваленковской свит, содержащие микрофитолиты второго комплекса. Однако после того, как в первомайской свите были обнаружены археоциаты и трилобиты, отложения Вознесенской зоны были отнесены к нижнему кембрию. Следует заметить, что при довольно плохой обнаженности района и сложной блоковой его тектонике нельзя считать вполне исключенным предположение о том, что кембрийские отложения там зажаты в тектонических клиньях среди преобладающих неопротозойских толщ. С другой стороны, в настоящее время как будто доказано присутствие микрофитолитов второго комплекса в некоторых фаунистически охарактеризованных толщах нижнего кембрия Приохотья [286].

В Буреинском антиклинории рассматриваемым образованиям соответствуют отложения трех свит (снизу): токурской (песчаники с прослоями сланцев и известняков), экимчанской (ритмично-слоистые филлитовидные глинистые сланцы, алевролиты, песчаники) и амнусской (ритмично-слоистые *глинистые сланцы и песчаники с линзами гравелитов и седиментационных* брекчий), общей мощностью 4600 м. В Хингано-Буреинском районе их стратиграфическими аналогами являются игинчинская свита песчаников с прослоями сланцев и алевролитов и залегающая на ней мурондавская свита доломитов и известняков и сланцев.

Все перечисленные комплексы Дальнего Востока залегают несогласно на различных метаморфических породах мезопротозоя (см. гл. VI) и *трансгрессивно перекрываются нижнекембрийскими отложениями*, а в Хингано-Буреинском районе также железорудной толщей («рудоносной свитой») эокембрия. В формационном отношении они представляют собой типично миогеосинклинальные отложения.

На территории *Северо-Востока СССР* отложения среднего и верхнего неопротозоя достоверно установлены в Приколымском антиклинории, а также на Охотском и Омолонском массивах, в остальных районах (хребты Корякский, Тас-Хаяхтах, Омулевские горы и др.) они выделяются очень условно. В Приколымском антиклинории (среднее течение р. Колымы), согласно новым уточненным данным [165], к ним относятся тыйюрюяхская свита (1000 м) кварцито-песчаников, залегающая на гнейсо-сланцевой толще палеопротозоя (?) с конгломератами в основании, затем ороёкская свита (600 м) парасланцев и филлитов с прослоями кварцитов и чебукулахская свита (750 м) *известняков, доломитов и известковистых сланцев. Последняя трансгрессивно перекрывается отложениями эпипротозоя с тиллитами.* На различных уровнях в преобладающей по мощности нижней части чебукулахской свиты содержатся строматолиты второго комплекса (*Conophyton cylindricus* M a s l., *C. metula* K i r i č., *Tungussia* sp., *Baicalia* sp.) и только в верхней ее пачке присутствуют фитолиты третьего комплекса (строматолиты *Inseria tjomusi* K r y l., микрофитолиты *Osagia grandis* Z. Z h u r., *Vesicularites raabenae* Z a b r. и др.). Рассматриваемые отложения по многим литологическим *особенностям, строению разреза и составу органических остатков похожи на майскую серию* Юдомо-Майского авлакогена [165].

Близкий характер имеют отложения Охотского и Омолонского массивов. На Охотском массиве в основании разреза трансгрессивно на архейских гнейсах лежат конгломераты и кварциты, которые кверху последовательно сменяются глинистыми сланцами, кварцито-песчаниками с прослоями из-

вестняков, содержащих строматолиты *Conophyton cylindricus* Masl. и *Collenia* sp., алевролитами, чередующимися со сланцами, и, наконец, кварцитами. Общая мощность отложений достигает 2600 м. В нижней части разреза Омолонского массива на архейских гнейсах помещаются красноцветные гравелиты, переходящие кверху в красные и серые песчаники (иногда глауконитсодержащие) с различными текстурами мелководья, на них залегают кварцевые песчаники, чередующиеся с «углистыми» сланцами, затем алевролиты с трещинами усыхания. На этой терригенной толще (до 350 м) согласно лежит мощная (до 900 м) толща, характеризующаяся перемежаемостью пачек известняков и песчаников. В известняках из ее нижней части содержатся строматолиты *Conophyton baculus* Kiric, а из верхней половины — строматолиты *Gymnosolen ramsayi* Steinm. [310]. Судя по этим формам, терригенно-карбонатная толща относится к среднему и верхнему неопротозою.

В *Китае* к средней и верхней подгруппам неопротозоя относятся платформенные отложения синийского комплекса (синия), развитые на Китайско-Корейской платформе. Лучшие их разрезы находятся в окрестностях Пекина. Согласно Гао Чжень-си и другим китайским авторам [54], синийский комплекс там делится на три части: нижний, средний и верхний.

Нижний синий состоит (начиная снизу) из следующих свит: 1) Чанчэн (650 м) — кварциты, несогласно лежащие на древних гнейсах; 2) Чуанлингоу (480 м) — темные «углистые» глинистые сланцы с прослоями песчаников; 3) Дахунюй (60—400 м) — светлые косослоистые кварциты и полевошпатовые кварциты, в верхней части свиты содержащие покровы миндалекаменных порфиритов (андезитов); 4) Гаоюйчжуан (до 1300 м) — известняки, перемежающиеся с кварцитами и сланцами, в известняках иногда встречаются строматолиты *Collenia*. К среднему синию относятся свиты: 5) Янчжуан (400 м) — красные глинистые сланцы и аргиллиты, лежащие с размывом на известняках Гаоюйчжуан; 6) Умишань (до 1500 м) — кремнистые известняки; 7) Хуншуйчжуан (200 м) — черные глинистые сланцы, вверху с прослоями кварцитов; 8) Телин (350 м) — известняки, часто строматолитовые. Верхний синий, лежащий с размывом на известняках Телин, состоит из свит: 9) Сямалин (360 м) — «углистые» глинистые сланцы, внизу с прослоями оолитовых гематитовых руд, а вверху переходящие в косослоистые грубозернистые песчаники и кварциты; 10) Цзынэрюй (150 м) — тонкослоистые кремнистые известняки с пачкой пестрых глинистых сланцев, в основании. Свита Цзынэрюй несогласно перекрывается красными сланцами Маньтоу с трилобитами *Redlichia chinensis* Grab., которые характерны для верхней части нижнего кембрия.

Долгое время синийские отложения считались самыми молодыми образованиями докембрия, которые сформировались непосредственно перед кембрием. Однако уже первые K-Ar датировки глауконита из верхней свиты (Цзынэрюй) синия и лежащей на ней нижнекембрийской свиты Маньтоу показали резко различные значения: 890 млн. лет для первой и приблизительно 500 млн. лет для второй. Таким образом, оказалось, что отложению кембрия предшествовал весьма длительный перерыв.* Строматолиты из синийского комплекса пока не изучены современными методами. М. А. Семихатов, основываясь на описаниях и изображениях строматолитов в работах китайских геологов, полагает, что столбчатые строматолиты из свиты Телин похожи на некоторые формы третьего фитолитового комплекса. Таким образом, есть основание считать, что верхняя свита среднего синия принадлежит верхнему неопротозою. На юге Китая стратиграфические эквиваленты синийских отложений, скорее всего, входят в состав метаморфического комплекса, прорванного гранитами с возрастом 900—1000 млн. лет (K-Ar метод). Более молодые платформенного типа отложения представлены там эпипротозойскими осадочными толщами с тиллитами.

Отложения, являющиеся стратиграфическими и формационными аналогами синийского комплекса, широко развиты на востоке Сино-Корейской

---

* Некоторые исследователи полагают, что возраст глауконита из свиты Цзынэрюй завышен вследствие образования этого минерала за счет обломочных слюд. Но это мнение нельзя признать обоснованным, так как образование глауконита влечет за собой полное уничтожение кристаллической решетки слюд и удаление содержащегося в ней аргона.

платформы в пределах Пхёнамского прогиба Северной Кореи. Они обычно там выделяются как серия Санвон, состоящая из двух свит (снизу): Чикхён (500—1700 м), имеющей терригенный состав и сложенной кварцитами и слюдистыми или слюдисто-кварцевыми сланцами, содержащими в верхней части свиты прослои мраморизованных известняков, и Саданъу (до 2000 м), образованной доломитами и известняками с горизонтами сланцев, филлитов и изредка кварцитов. Свита Саданъу несогласно перекрывается эпипротозойской серией Кухен с тиллитами, на которой, в свою очередь, трансгрессивно лежат нижнекембрийские отложения серии Яндок с трилобитами [63]. В нижней части свиты Саданъу И. Н. Крылов и М. А. Семихатов собрали строматолиты из групп *Tungussia* Semikh. и *Baicalia* Kryl., характерные для второго фитолитового комплекса, а из верхней части свиты — строматолиты, относящиеся к группам *Inseria* Kryl. и *Jurusania* Kryl., типичным для третьего комплекса. Стало быть, верхняя карбонатная часть серии Санвон принадлежит среднему и верхнему неопротозою. Скорее всего, и нижняя—терригенная — часть серии не древнее среднего неопротозоя, хотя нельзя полностью исключить предположение о ее нижненеопротозойском возрасте.

Возможно сопоставление терригенной свиты Чикхён с терригенным нижним синием, а карбонатной свиты Саданъу со средним и верхним синием Китая. Если это так, что синийский комплекс также отвечает среднему и верхнему неопротозою. В этом случае в Северном Китае непосредственно на породах верхнего неопротозоя залегают кембрийские отложений. Сопоставление отложений верхнего синия с эпипротозойскими тиллитовыми толщами Кореи невозможно вследствие резкого различия их состава и строения, а отнесению их к эокембрию противоречат значения возраста глауконита из свиты Цзынэрюй, которые могут быть только «омоложенными» вследствие потерь аргона.

На юге Азиатского материка средне- и верхненеопротозойские образования выделяются в ряде районов в восточной и северной частях *Индостанского полуострова*. К средней подгруппе, по-видимому, относится надсерия Куддапах, развитая в штате Мадрас в виде большой дугообразной (серпообразной) полосы, выпуклой к западу. Надсерия имеет сложное внутреннее строение и большую мощность (до 5500 м). Она состоит из четырех ритмично построенных серий, разделенных небольшими перерывами, в основании которых залегают кварциты с прослоями конгломератов, а выше следуют глинистые сланцы (или филлиты) и иногда доломиты. В составе самой верхней серии преобладают кварцито-песчаники. Среди осадочных пород иногда наблюдаются силлы траппов (долеритов и диабазов); некоторые пластовые тела основных пород, возможно, являются покровами вулканитов (базальтов). Породы слабо дислоцированы и мало изменены. Складчатость и метаморфизм заметно проявлены лишь в зоне, расположенной на вогнутой стороне дуги. Для многих пород характерны первичная красная окраска, наличие косой слоистости, трещин усыхания и других признаков мелководья. В доломитах часто встречаются строматолиты.

Надсерия залегает на гнейсах и чарнокитах архея, испытавших позднейшую мобилизацию в палеопротозое и отчасти — в мезопротозое. Судя по K-Ar датировкам, наиболее поздние термальные (криптометаморфические?) процессы они испытали 1600 млн. лет назад. Возраст седиментации надсерии определен по глаукониту из песчаников, который датируется 1450 млн. лет [40]. Однако, по данным У. Асватанарайяна [355], такой же возраст получен по изотопному составу обыкновенного свинца из галенитовых прожилков, секущих верхнюю часть надсерии Куддапах. Если эта датировка будет подтверждена другими методами, то возраст надсерии должен быть пересмотрен. Пока же это делать преждевременно, так как Pb-модельный метод допускает различную интерпретацию получаемых с его помощью датировок. Гораздо более надежно определяется верхняя возрастная граница куддапахских отложений по K-Ar датировкам рвущих надсерию долеритов — их воз-

раст 1160 млн. лет [355]. На надсерии Куддапах несогласно залегает верхнеонепротозойская (?) серия Карнул.

Близким аналогом Куддапаха является серия Пакхал, приуроченная к тектонической депрессии Пранхита-Годовари (штат Андра Прадеш). В карбонатных породах этой серии содержится большое количество строматолитов [387]. На породах серии Пакхал трансгрессивно залегает серия Суллавай — аналог серии Карнул.

Надсерии Куддапах, или, вернее, только ее верхней, существенно кварцитовой, серии Кистна, может соответствовать серия Каймур — вторая снизу серия виндийской надсерии Северной Индии. Эта серия, мощностью до 300 м, образована кварцито-песчаниками, среди которых находятся прослои сланцев и порцелланитов. Залегает она несогласно на серии Семри (Нижний Виндий) или на различных более древних образованиях. Глауконит из пород серии датирован К-Ar методом 910—940 млн. лет [210], но это значение может быть сильно «омоложено». Каймурские песчаники прорваны трубкообразным телом кимберлита. Флогопит из кимберлита датирован Rb-Sr методом 1140 млн. лет [350]. Однако и это значение нельзя однозначно интерпретировать, поскольку кимберлит имеет агломератовое строение и состоит из обломков пород и минералов различного возраста и генезиса. Таким образом, действительный возраст серии пока неясен; не исключено, что она может относиться к более высоким подразделениям неопротозоа (верхнему неопротозою).

Верхний неопротозой представлен в Индии несколько шире. К нему, по всей вероятности, принадлежат уже упоминавшиеся серии Карнул и Суллавай, а также надсерия Чаттисгарх и две верхние серии виндийской надсерии.

Серия Карнул имеет сравнительно небольшую мощность (около 500 м) и состоит из двух циклически построенных толщ. Нижняя из них, лежащая несогласно на надсерии Куддапах, начинается горизонтом алмазоносных конгломератов (Банганапалли), выше которого располагается пачка строматолитовых известняков с пластами глинистых и известковистых сланцев. Верхняя толща состоит внизу из кварцитов, которые перекрываются битуминозными известняками, а затем красноцветными песчаниками с прослоями известняков. В красноцветах находятся глиптоморфозы по каменной соли, трещины усыхания и волновая рябь.

С серией Карнул детально сопоставляется надсерия Чаттисгарх, слагающая одноименную наложенную мульду в Центральной Индии. По данным А. Шнитцера [593, 594], она состоит из двух серий: нижней — Чандарпур (до 500 м) и верхней — Райпур (до 1200 м). Первая из них сложена главным образом песчаниками, гравелитами и конгломератами, вторая — известняками и доломитами, обычно строматолитовыми, переслаивающимися с пачками красноцветных известковистых песчаников; в верхней части серии находится толща красноцветных кварцитов с косой слоистостью и знаками ряби. Строматолиты иногда образуют рифы площадью до 1 км^2.

Упомянутым подразделениям могут соответствовать серии Рева и Бхандервиндийской надсерии (Верхний Виндий). Серия Рева (до 3000 м) сложена главным образом крупнозернистыми косослоистыми песчаниками, в основании которых находятся алмазоносные конгломераты; подчиненное значение имеют сланцы. Возможно, что источником алмазов в древних россыпях являются кимберлиты, рвущие подстилающую серию Каймур. Серия Бхандер, или Бандер (до 1000 м), начинается алмазоносными конгломератами (иногда они относятся к верхам серии Рева), а затем последовательно залегают толща сланцев Ганург, толща известняков Бхандер, или Нагол, толща песчаников («нижние песчаники Бхандер»), толща сланцев Сирбу и венчается разрез опять песчаниками («верхние песчаники Бхандер»). В известняках находятся строматолиты, которые по определению индийского геолога К. Валдия [626] относятся к *Collenia baicalica* M a s l. (=*Baicalia baicalica* K r y l.) — форме, характерной для второго (среднерифейского) комплекса.

Однако приводимые этим автором фотографии и рисунки заставляют сомневаться в правильности определения. Некоторые из изображенных форм больше похожи на строматолиты третьего (верхнерифейского) комплекса. Имеются указания на находки в породах серии Бхандер следов ползания червей [633] и дископодобных образований проблематического происхождения *Fermoria* [488], которые очень близки или тождественны *Chuaria*, известным из отложений верхнего неопротозоя Швеции (серия Визингсо) и Северной Америки (серия Чуар).

Сопоставление верхних серий виндийской надсерии с серией Карнул и ее аналогами опирается на присутствие алмазоносных конгломератов, близкое положение в верхней части разреза докембрия, сходный состав многих пород и, в частности, похожих во всех сериях строматолитовых известняков или доломитов.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Средне- и верхненеопротозойские отложения в Северной Америке развиты достаточно широко и полно. Среди них выделяются в основном два формационных типа: платформенный (в том числе субплатформенный) и миогеосинклинальный. Настоящие эвгеосинклинальные образования этого возраста в Северной Америке пока не установлены, хотя возможность их обнаружения в складчатых областях обрамления Северо-Американской платформы не исключается.

Платформенные образования среднего и верхнего неопротозоя развиты главным образом *на Канадско-Гренландском щите*. За стратотип среднего неопротозоя можно избрать серию Хорнби-Бей, а верхнего неопротозоя — серию Коппермайн-Ривер, развитые в провинции Медвежьего озера. Серия Хорнби-Бей (2650 м) сложена в нижней части песчаниками и конгломератами, залегающими с угловым несогласием на отложениях мезопротозоя (серии Эхо-Бей и Камерон-Бей); выше лежат доломиты, нередко заключающие строматолиты, затем алевролиты и песчаники. Венчает серию толща красноцветных песчаников и алевролитов, залегающая с небольшим перерывом на подстилающих породах [418, 466]. Серия Коппермайн-Ривер (4700 м) сложена главным образом мощными покровами базальтов, в верхней части которых располагаются красные песчаники. Базальты датированы K-Ar и Rb-Sr изохронным методами 1200—1250 млн. лет [359]. Между обеими сериями фиксируется перерыв. В соседних районах к нему приурочены дайки диабазов, датируемых K-Ar методом 1350 (1300) млн. лет. Обе серии залегают субгоризонтально или падают моноклинально под углом 5—10°. Серия Коппермайн-Ривер прорывается дайками диабазов, имеющими возраст 1200 (1150) млн. лет (K-Ar метод), и трансгрессивно перекрывается песчаниками, сланцами и доломитами эпипротозоя.

В соседней провинции Слэйв серии Хорнби-Бей соответствуют отложения, развитые в районе зал. Батерст, которые выделяются в свиты Тинни-Коув (песчаники, конгломераты), Перри-Бей (доломиты со строматолитами) и Канюак (красноцветные песчаники и доломиты) и уверенно коррелируются с нижней и средней частями стратотипа (см. табл. III, вкладка). Вышележащие базальты, естественно, сопоставляются с серией Коппермайн-Ривер. Стратиграфическое положение всех этих образований в общем разрезе докембрия вполне идентично указанному выше для стратотипа: обломочные породы Тинни-Коув залегают несогласно на мезопротозойской серии Гоулбурн, а базальты несогласно перекрываются песчаниками и сланцами эпипротозоя [435].

В провинции Черчилл среднему неопротозою принадлежат две серии: Атабаска, развитая в районе одноименного озера, и серия Верхний Дабаунт, широко распространенная в более северных районах провинции [415, 417, 423, 466]. Обе серии имеют близкий состав и одинаковое строение: в нижней их части несогласно на нижнем неопротозое (сериях Мартин-Лейк и Нижний Дабаунт) залегают кварцито-песчаники, конгломераты, алевролиты (в серии

Нижний Дабаунт красноцветные), выше расположены доломиты со строматолитами. Серия Верхний Дабаунт прорывается диабазами, возраст которых 1415 (1360) млн. лет. На ней с перерывом лежат базальты, коррелируемые с соответствующими породами верхненеопротозойской серии Коппермайн-Ривер. Базальты также секутся диабазами, датируемыми 1150 (1100) млн. лет. Близкого возраста (1200—1250 млн. лет) дайки диабазов пронизывают серию Атабаска. Интересно отметить, что в районе оз. Атабаска такой возраст (1100 млн. лет) имеет и вторая генерация гидротермального уранового оруденения, вероятно связанная с некоторым возобновлением термальных процессов в конце неопротозоя [506].

В провинции Сьюпириор к среднему и верхнему неопротозою должна быть отнесена серия Нижнее Кивино (по другим авторам, Нижнее + Среднее Кивино). Эта серия слагает большую наложенную мульду в районе оз. Верхнего, перекрывающую резко несогласно более древние образования докембрия, в том числе мезопротозойскую надсерию Анимики [460, 566 и др.]. Нижняя часть серии, сложенная главным образом конгломератами, песчаниками, отчасти сланцами и строматолитовыми доломитами (свита Паквагe-Сиблей-Нипигон), по аналогии со стратотипом, вероятно, принадлежит среднему неопротозою, а главная — верхняя, образованная весьма мощной толщей основных, реже кислых вулканитов с подчиненными прослоями осадочных пород (Ослер—Норс-Шор—Портейдж-Лейк), должна сопоставляться с серией Коппермайн-Ривер верхнего неопротозоя. Строматолиты из свиты Сиблей детально описаны Х. Хоффманом [479], но использованная им методика и классификация отличаются от применяемых советскими учеными, и поэтому сопоставление со строматолитами неопротозоя Евразии затруднительно. Кислые вулканиты из свиты Портейдж-Лейк датированы Rb-Sr изохронным методом 1100 млн. лет [388], но полученное значение несколько занижено, так как серия рвется дайками диабазов и большой интрузией габбро Дулут, возраст которых, определенный K-Ar и Rb-Sr изохронным методами, составляет 1180—1250 млн. лет [430 и др.]. Небольшой массив гранитов Мелен, секущий вулканиты, датируется K-Ar методом 1150 (1100) млн. лет [619].

Платформенные отложения среднего и верхнего неопротозоя известны и в Канадской Арктике. К средней подгруппе, вероятно, относится серия Дарнли, развитая в районе одноименного залива около северо-западной окраины Канадско-Гренландского щита [652], а также осадочные толщи, развитые на п-ове Бутия и о. Сомерсет [372]. По составу они очень похожи на стратотип подгруппы— серию Хорнби-Бей (см. колонки 39 и 40 на табл. III, вкладка). В карбонатных породах, залегающих в верхней их части, находятся строматолиты. К средней и верхней подгруппам неопротозоя, вместе взятым, по-видимому, должна быть отнесена мощная и сложно построенная серия Иквалулик-Улуксан, развитая на северо-западе о. Баффинова Земля [374]. В основании ее залегают андезиты и базальты, а остальная — доминирующая — часть разреза серии характеризуется чередованием толщ, сложенных различными терригенными, частично красноцветными породами (кварцитами, песчаниками, аргиллитами и др.), а также доломитами или известняками (см. колонку 42 на табл. III, вкладка).

Все упомянутые отложения арктического района Канады лежат субгоризонтально на архейских кристаллических породах фундамента. Серия Иквалулик-Улуксан сечется дайками диабазов, имеющими возраст 1190 (1140) млн. лет. Таким образом, диабазы определяют ее верхнюю границу, указывая, что она древнее эпипротозоя. Базальты в основании серии датированы K-Ar методом 940 (900) млн. лет, но этот возраст явно «омоложен», поскольку он меньше возраста даек диабазов, прорывающих всю серию [374].

В Гренландии к платформенному среднему и верхнему неопротозою относится серия Гардар (Эрик-Фьорд), развитая в районе Нанорталика на юге острова [19, 379, 563]. Она залегает субгоризонтально на кетилидийском

комплексе мезопротозоя и на интрузивных породах санерутского комплекса нижнего неопротозоя, включая граниты рапакиви, имеющие возраст 1715 (1650) млн. лет, но прорывается щелочными сиенитами, датированными Rb-Sr методом 1070 млн. лет, а K-Ar методом 1150 (1100) млн. лет. Это уверенно определяет ее возраст. Для серии характерно чередование песчаников и кварцитов, часто красноцветных, с покровами базальтов (см. колонку 51 на табл. III, вкладка). Внутри нижней части серии отмечается местный перерыв, который наблюдается также и в серии Иквалулик-Улуксан и, возможно, отражает движения на границе среднего и верхнего неопротозоя.

В пределах *Северо-Американской плиты* неопротозойские платформенные отложения известны в районе Большого каньона р. Колорадо (Сев. Аризона, США), где к ним относится серия Анкар, залегающая субгоризонтально и несогласно на мезопротозойском (?) метаморфическом комплексе Вишну, а также вышележащие серии Нанкауип и Чуар, отделенные друг от друга и от подстилающих отложений стратиграфическими несогласиями. Все эти серии относятся к надсерии Гранд-Каньон.

Серия Анкар внизу сложена маломощной (60 м) толщей доломитов со строматолитами, а вышележащая главная ее часть (до 1800 м) образована красноцветными песчаниками и аргиллитами. Среди осадочных пород присутствуют покровы основных лав; наиболее мощный их покров (базальты Карденас) залегает в кровле серии на поверхности размыва песчаников. K-Ar датировка базальтов из верхнего покрова составляет 845 млн. лет [433], но, по-видимому, она сильно занижена.

Серия Нанкауип (100—150 м) образована преимущественно красноцветными косослоистыми песчаниками с редкими прослоями аргиллитов и строматолитовых известняков. На поверхности напластования песчаников встречен проблематический остаток, принимаемый одними исследователями за отпечаток медузоидного [628], а другими [390] — за неорганическое образование. Серия Чуар, по новым данным Т. Форда и У. Брида [433], делится на три свиты. Нижняя из них — Галерос (1320 м) — состоит из массивных серых доломитов, вверху с прослоями известняков, сланцев и песчаников; средняя — Куагунт (675 м) — образована красными песчаниками и аргиллитами с прослоями доломитов; верхняя — маломощная Сиксти-Миль (36 м) — представлена брэкчиевидными породами и гравелитами с обломками нижележащих пород. В свите Галерос находятся строматолиты *Inseria*, *Stratifera* и *Baicalia* aff. *rara* S e m i k h., характерные для третьего комплекса фитолитов; в свите Куагунт — строматолиты *Boxonia*, типичные для четвертого комплекса. В последней встречаются проблематические остатки *Chuaria*, известные также в верхненеопротозойской (?) серии Визингсо Швеции. Судя по органическим остаткам, серия Чуар должна быть отнесена к верхнему неопротозою. Присутствие в верхней части серии строматолитов *Boxonia* не противоречит такому заключению, так как фитолиты четвертого комплекса весьма обычны в верхней части неопротозоя ряда районов Евразии. Не исключено, однако, что свита Сиксти-Миль может принадлежать уже ледниковому комплексу эпипротозоя. Что касается двух нижних серий надсерии Гранд-Каньон, то, скорее всего, они относятся к среднему неопротозою.

Очень полно рассматриваемые отложения представлены в соседнем районе Центральной Аризоны, в горах Мазатцал, вблизи границы Колорадского плато со складчатой областью Кордильер. Они залегают субгоризонтально несогласно на мезопротозойской серии Пинал или на красных порфирах серии Ред-Рок нижнего неопротозоя, датированных 1640—1690 млн. лет (см. выше). В основании разреза находится мощная (до 1200 м), но локально развитая толща кварцитов Мезатцал, а выше с перерывом, нередко непосредственно на мезопротозойских породах, располагается сложного строения серия Апаче (400—530 м), которая, по данным А. Шрайда [600], состоит из следующих свит (снизу): 1) Пайонир (50—170 м) — серовато-красные глинистые сланцы, алевролиты и аргиллиты, подстилающиеся кварцитами или кварцевыми конгломератами (конгломераты Сканлан); 2) Драйшпин-

Спринг (180—250 м) — косослоистые кварциты, кверху переходящие в алевролиты; внизу локально развиты кварцевые конгломераты (Барнес), залегающие с размывом на подстилающих сланцах; 3) Мескал (80—140 м) — доломиты, местами со строматолитовыми биогермами, кверху сменяемые оранжево-красными аргиллитами; в верхней половине свиты иногда находится покров базальтов. Разрез серии венчается мощным (до 120 м) покровом миндалекаменных базальтов. Среди строматолитов в свите Мескал присутствуют *Conophyton cylindricus* Masl. и *Tungussia* Semikh. [392] — формы, характерные для второго комплекса, или, иначе говоря, для среднего неопротозоя.

На серии Апаче со стратиграфическим перерывом залегает толща, именуемая «Трой-кварциты», мощностью до 400 м, которая кроме кварцитов состоит еще из аркозов и конгломератов. Характерной особенностью последних является присутствие в составе обломочного материала эоловых многогранников с полированными поверхностями (вентифактов). Кварциты прорваны диабазами, датированными 1250 (1200) млн. лет [637]. Эта серия, вероятно, может быть отнесена к верхнему неопротозою. Выше несогласно лежат кварцито-песчаники Болса среднего кембрия.

Как видно, все неопротозойские толщи Центральной Аризоны (включая серию Ред-Рок нижнего неопротозоя) хорошо датированы и стратиграфически расчленены, а их положение в общем разрезе докембрия установлено достаточно точно. На этом основании их можно рассматривать как платформенный парастратотип группы для южных районов Северной Америки.

Миогеосинклинальные отложения среднего и верхнего неопротозоя развиты главным образом в фанерозойских складчатых областях обрамления Северо-Американской платформы, а в пределах самой платформы известны только в провинции Гренвилл Канадско-Гренландского щита. Стратотипом их может быть избрана надсерия Белт, развитая в штатах Монтана и Айдахо (США) *складчатой области Кордильер*, хорошо известная по многочисленным работам [528, 582, 583, 605 и др.]. Стратотипом обычно избирается разрез этой надсерии в Центральной Монтане в горах Биг и Литл-Белт, но в этом районе не полностью обнажена верхняя часть надсерии, а в Западной Монтане и Айдахо, где разрез более полный, неизвестно ее основание. Кроме того, разрезы обоих этих районов несколько отличаются друг от друга, вследствие чего существует несколько вариантов их корреляции. На нашей схеме (табл. III, вкладка, колонки 61 и 62) принят вариант, близкий предложенному А. Смитом и В. Бернесом [605], в основе которого лежит сопоставление по маркирующей толще карбонатных пород со строматолитами (свиты Хелена и серия Пиган).

В Западной Монтане и Айдахо в составе надсерии выделяют 4 неравноценные по объему серии, залегающие между собой согласно (снизу): 1) Пре-Равалли (Причард), сложенную алевролитами, аргиллитами и песчаниками с редкими прослоями известняков; 2) Равалли, состоящую из глинистых, иногда филлитизированных сланцев, аргиллитов, алевролитов, песчаников, вверху красноцветных; 3) Пиган, образованную мергелями и доломитами, и 4) Миссула, мощную и очень сложного строения (в ней 8 свит), характеризующуюся чередованием алевролитов, кварцитов, сланцев, часто красноцветных и нередко содержащих глиптоморфозы по каменной соли; к этой серии приурочен покров базальтов Перселл. В Центральной Монтане в нижней части надсерии, примерно соответствующей серии Пре-Равалли более западных районов, обособляется грубообломочная фация Ла-Худ, возникшая на окраине древних поднятий [528]. Мощность надсерии и отдельных ее подразделений сильно изменчива и в общем увеличивается с востока на запад, достигая 13 000 м. В карбонатных породах серий Пре-Равалли (свита Ньюланд), Пиган и Миссула (свита Соуслип) находятся строматолиты. В серии Миссула М. А. Семихатовым [392] определены *Collenia frequens* Walc., *Baicalia* sp. и *Conophyton cylindricus* Masl., характерные для второго фитолитового комплекса, или, иначе говоря, для среднего неопротозоя.

Отложения надсерии Белт смяты в складки и прорваны гранитами, возле которых проявлен зональный метаморфизм. В контактных ореолах соленосные породы серии Миссула превращены в скаполитсодержащие метаморфические сланцы [473].

Надсерия Белт залегает на метаморфическом комплексе палеопротозоя, мобилизованном и прорванном гранитами в конце мезопротозоя, около 1900 млн. лет назад (по данным K-Ar, Pb-изотопного и Rb-Sr изохронного методов) [505 и др.]. Верхний возрастной предел надсерии определяется Pb-изотопными датировками гидротермальной урановой минерализации в породах серии Равалли, показывающими 1100—1200 млн. лет [424]. K-Ar датировки глауконита из сланцев серии Равалли (свита Эмпайр) и серии Миссула (свита Мак-Наммара), по-видимому, показывают явно «омоложенные» значения — около 1150 (1100) млн. лет [550]. Возраст гранофировых гранодиоритов штока Хиллрорин-Крик, пронизывающего породы нижних подразделений надсерии Белт и заключенный в них силл диабазов в пограничном с США районе Британской Колумбии, по данным Rb-Sr изохронного метода 1260 млн. лет [584]. Судя по ряду данных, в частности по высокому первичному отношению $Sr^{87}/Sr^{86} = 0{,}81$, гранодиориты образовались за счет плавления древних пород под влиянием тепла, генерируемого основной магмой, дериватами которой являются диабазы, широко распространенные в Британской Колумбии (см. ниже). Геологически верхняя возрастная граница надсерии Белт в США определяется трансгрессивным налеганием на нее эпипротерозойских тиллитов Покателло и среднекембрийских кварцитов Флэтхед.

Приведенные выше данные, конечно, не исключают предположение о том, что нижняя часть надсерии Белт может относиться к нижнему неопротозою. Однако то, что в других районах складчатой области Северо-Американских Кордильер нижний неопротозой представлен совершенно другими образованиями (кислыми вулканитами тафрогенного типа), делает это предположение маловероятным.

Надсерия Белт из США непрерывно протягивается в северо-западном направлении на территорию Британской Колумбии (Канада), где выделяется под названием надсерии (или серии) Перселл. Так как при этом происходят некоторые фациальные изменения отложений, то разными авторами предлагается не вполне одинаковая их посвитная корреляция. Важнейшим маркирующим горизонтом, который признается всеми исследователями, является толща базальтов («базальты Перселл»). Нижележащая часть надсерии Перселл обычно сопоставляется со всеми остальными подразделениями надсерии Белт, подстилающими лавы [568, 578 и др.]. Эта корреляция не очень убедительна. Нам представляется, что карбонатные толщи со строматолитами, приуроченные к нижней части надсерии Перселл, следует сопоставлять с существенно карбонатной серией Пиган, залегающей в средней части надсерии Белт; если это так, то аналоги серии Равалли и Пре-Равалли в надсерии Перселл не вскрываются эрозией (см. табл. III, вкладка).

Хотя контакты надсерии Перселл с подстилающими образованиями нигде не наблюдались, она, несомненно, моложе метаморфического комплекса, обнажающегося в некоторых северных районах Британской Колумбии (например, в районе оз. Течоди), который был метаморфизован 1900 млн. лет назад. Верхний возрастной предел надсерии Перселл определяется прорыванием ее многочисленными дайками диабазов, имеющими возраст 1250 (1200) млн. лет.* Кроме того, на ней несогласно лежит эпипротозойская серия Виндермер с тиллитами.

В более южных районах Северо-Американских Кордильер с надсерией Белт или только с ее нижней частью, вероятно, должна сопоставляться серия Харрисон, развитая в пограничных районах штатов Невада, Юта и Айдахо, а также серия Биг-Коттонвуд, развитая в штате Юта [375, 396, 397, 402, 649]. Обе эти серии сложены кварцитами, песчаниками, алевролитами, доломитами; среди них изредка встречаются покровы основных лав. Разли-

---

* Обращает на себя внимание совпадение возраста диабазов и упомянутых выше гранодиоритов Хиллрорин-Крик, которое также может служить доводом в пользу их парагенетической связи.

чие между этими сериями заключается главным образом в метаморфизме пород, заметно более интенсивно проявленном в породах серии Харрисон, в которой песчаники и алевролиты часто превращены в слюдистые сланцы, доломиты — в мраморы, а вулканиты — в амфиболиты. Обе серии залегают на гнейсовом комплексе архея, мобилизованном в неопротозое и мезопротозое, а серия Биг-Коттонвуд резко несогласно перекрывается эпипротозойскими тиллитами Минерел-Форк (которые иногда неправильно относят к верхней части серии).

В Восточной Калифорнии (Долина Смерти) к рассматриваемому комплексу отложений относят две нижние свиты серии Пахрамп: свита Кристалл-Спринг (до 1200 м), сложенная внизу песчаниками и гравелитами, в средней части строматолитовыми доломитами и вверху аргиллитами и алевролитами, и свита Бек-Спринг (400 м), образованная доломитами с прослоями глинистых сланцев [490]. Верхняя свита Кингстон-Пик, залегающая несогласно на свите Бек-Спринг и заключающая тиллиты, нами относится к эпипротозою. В доломитах серии находятся строматолиты *Baicalia* sp. и *Jakutophyton* sp. [489], относящиеся ко второму фитолитовому комплексу. Свита Кристалл-Спринг залегает с резким несогласием на метаморфическом комплексе Мохави, метаморфизованном во время карельского диастрофизма [602, 608]. Указанные выше данные определяют средненеопротозойский возраст нижних свит серии Пахрамп.

В *Восточно-Гренландской складчатой области* к среднему и верхнему неопротозою, вероятно, относятся серия Элеонора-Бей, развитая в районе Конг-Оскар-Фьорда и зал. Скорсби, а также нижняя часть серии Хаген-Фьорд Земли Кронпринца Христиана. Первая из них сложена слабо измененными песчаниками, кварцитами, аргиллитами и карбонатными породами со строматолитами и онколитами, приуроченными к верхней части разреза серии. Некоторые породы (особенно в свите Брогетдаль; см. колонку 72 в табл. III, вкладка) характеризуются красной окраской, косой слоистостью и знаками ряби. Основание серии неизвестно, но она, несомненно, лежит выше кристаллических пород фундамента, дважды испытавших метаморфизм, один раз в палеопротозое (2600—2800 млн. лет), другой — в мезопротозое (1900—2000 млн. лет). Серия трансгрессивно перекрыта эпипротозойскими тиллитсодержащими отложениями серии Мёркебьерг [501, 502].

Серия Хаген-Фьорд (нижняя часть) образована терригенными и карбонатными породами, измененными в зеленосланцевой фации метаморфизма. Залегает она несогласно между метаморфическими породами так называемого докаролинского комплекса мезопротозоя (?) и тиллитами, относимыми к верхней части этой серии, которая заслуживает выделения в самостоятельную серию, поскольку она отделена крупным перерывом от нижней. Правда, контакт серии Хаген-Фьорд с докаролинским комплексом везде тектонический, но ее более молодой возраст не вызывает сомнений хотя бы на основании резкого перепада в метаморфизме пород [19].

В районе Земли Королевы Луизы с нижней частью обеих серий сопоставляется терригенная серия Забра, залегающая с угловым несогласием на нижненеопротозойской (?) серии Трекант, прорванной диабазами [19].

В *Иннуитской складчатой области* к среднему неопротозою условно относится свита (серия) Кеннеди-Ченил, сложенная филлитами, песчаниками и известняками, трансгрессивно перекрытая субплатформенными эпипротозойскими доломитами Элла-Бей [504].

В тектонической провинции Черчилл *Канадско-Гренландского щита* к тем же подгруппам неопротозоя относится серия Сил, развитая на Лабрадорском полуострове в районе одноименного озера, вблизи границы с провинцией Найн.

Эта серия, по данным Дж. Бруммера и Э. Манна [383], состоит из следующих свит (снизу): 1) Бесси-Лейк, или Мейджоква, (1400—4000 м) — светло-серые и розовые кварциты, иногда полевошпатовые, переслаивающиеся с миндалекаменными диабазами и подстилаемые гравелитами и конгломератами; 2) Вучуск-Лейк (6500 м) — перемежаемость

кремнистых сланцев, филлитов, аргиллитов, тонкозернистых кварцитов и тонких прослоев карбонатных пород, содержащих строматолиты и онколиты; 3) Виски-Лейк (1000 м) — красные глинистые сланцы и серые филлиты с подчиненными прослоями красных аргиллитов и кварцитов; 4) Селмон-Лейк (1000 м) — переслаивание красных глинистых сланцев с зелено-серыми сланцами и мощными покровами миндалекаменных диабазов; 5) Аделине-Лейк (450 м) — серые и красные глинистые сланцы и кварциты; 6) Верхние красные кварциты (более 650 м) — красноцветные кварциты с галькой кварца. Во всех свитах находятся силлы диабазов и габбро-диабазов. Возраст базальтов из свиты Селмон-Лейк, определенный К-Ar методом, около 1250 (1200) млн. лет. На этом основании можно считать, что верхняя часть серии принадлежит верхней подгруппе неопротозоя. С базальтами связаны значительные гидротермальные месторождения меди, локализованные в свите Селмон-Лейк.

Судя по характеру и парагенезису пород, серия Сил напоминает платформенные комплексы, однако от типичных отложений она отличается большой мощностью (более 11 000 м), сравнительно сильной дислоцированностью и местами заметным метаморфизмом. Таким образом, серия носит переходные черты от платформенных к миогеосинклинальным.

Серия Сил залегает несогласно на порфирах серии Летития-Лейк нижнего неопротозоя, ее верхняя граница определяется тем, что она была дислоцирована *во время гренвиллского диастрофизма (1000—1100 млн. лет)*.

Возможным аналогом нижней части серии Сил является серия Вакехем, развитая в северной части провинции Черчилл, вблизи побережья зал. Святого Лаврентия, против о. Антикости. Эта серия сложена не очень сильно метаморфизованными и смятыми в складки терригенными породами, главным образом кварцитами и аркозами, залегающими на архейских кристаллических породах, испытавших неоднократную мобилизацию и прорванных ранненеопротозойскими интрузиями анортозитов и рапакиви. В свою очередь, она сечется небольшими интрузиями гранитом, по-видимому связанными с гренвиллским диастрофизмом.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДГРУПП

Сравнивая отложения среднего и верхнего неопротозоя, развитые на разных континентах северного полушария, можно утверждать существование между ними очень большого сходства. По сравнению с предшествующими группами докембрия среди них значительно больше распространены платформенные и отчасти миогеосинклинальные отложения. Исключительно *широко развиты первично пестроцветные, главным образом красноцветные* толщи. Это, несомненно, указывает на значительное увеличение содержания свободного кислорода в атмосфере во время их формирования. Об этом же свидетельствует частое присутствие в тех же отложениях скоплений глауконита, а также прослоев и конкреций гематита. Железные руды представлены *исключительно гематитовыми и сидеритовыми залежами среди* осадочных пород в платформенных и миогеосинклинальных отложениях. Эти образования относятся нами к уральскому типу железных руд, впервые возникшему и широко развитому в мезопротозое (см. гл. VI). В рассматриваемых подгруппах их роль, по-видимому, гораздо скромнее. Железные руды джеспилитовой формации (в том числе типа Верхнего озера) в неопротозое отсутствуют. Таким образом, эта железорудная формация полностью «вымерла» в конце мезопротозоя.

Среди карбонатных пород несколько возросло значение известняков, по сравнению с доломитами, что, вероятно, связано не только с изменением состава атмосферы (уменьшением содержания CO_2), но и с возникновением более контрастного рельефа и, как следствие, с более интенсивным притоком в моря пресных вод, обусловивших понижение щелочного резерва [293].

В осадочных комплексах всех формационных типов увеличилось количество грубообломочных пород (в особенности конгломератов). В миогеосинклинальных комплексах широко развиты ритмично-слоистые толщи *флишевого типа (например, кадаликанская подсерия патомской серии* в Мамско-Витимской зоне, качергатская свита байкальской серии и т. д.). В не-

которых толщах развиты грубообломочные отложения, несколько напоминающие молассу, но типичные отложения этой формации еще отсутствуют. В миогеосинклинальных и платформенных отложениях наблюдается большое число стратиграфических перерывов.

Обращает на себя также внимание резко увеличившееся количество и разнообразие форм фитолитов, которые приобрели большое породообразующее значение и часто слагают собой крупные биогермы. Для среднего неопротозоя характерны фитолиты, относящиеся ко второму («среднерифейскому») комплексу, в состав которого входят разнообразные строматолиты из групп *Baicalia*, *Tungussia*, *Jakutophyton*, *Gongilina*, *Anabaria*, *Colonella* и другие, а также онколиты *Osagia columnata* Reitl., *O. undosa* Reitl., *O. composita* Z. Zhur. и катаграфии *Vesicularites flexuosus* Reitl., *Vermiculites angularis* Reitl., *Glebosites glebosites* Reitl. В среднем неопротозое Туруханского района обнаружены остатки погонофор (?), представленные родом *Paleolina* Sokol., однако ввиду единичности этой находки, а также учитывая, что родственные формы *Sabellidites* встречаются гораздо позднее (в эокембрии и кембрии), следует уточнить как определение этих остатков, так и их стратиграфическую привязку. Начиная со среднего неопротозоя в ряде районов мира в отложениях докембрия встречаются микроскопические остатки водорослей, в которых клетки обладают внутренним ядром (эукариоты).

Для верхнего неопротозоя более всего типичны фитолиты третьего («верхнерифейского») комплекса, который характеризуется присутствием в большом количестве строматолитов из групп *Gymnosolen*, *Inseria*, *Minjaria* и *Jurusania* и различных других более редких форм, а также онколитов *Osagia grandis* Z. Zhur., *Asterosphaeroides serratus* Z. Zhur., *Radiosus limpidus* Z. Zhur. и других, катаграфии *Nubecalorites uniformis* Z. Zhur., *Vermiculites anfractus* Z. Zhur. и др.

Во многих районах Северной Евразии, где неопротозойские отложения хорошо изучены палеонтологически, установлено, что в верхней части верхнего неопротозоя присутствуют различные представители четвертого комплекса фитолитов. Некоторые исследователи считают, что фитолиты четвертого комплекса характеризуют отложения, которые они относят к венду или юдомию. На этом основании они проводят границу между верхним рифеем и вендом внутри рассматриваемых нами подразделений. Совершенно очевидно, что в этом случае разрываются единые в геоисторическом отношении стратиграфические подразделения, поскольку смена фитолитов третьего комплекса четвертым обычно происходит внутри литологически однородных свит. Кроме того, исследователи, придающие решающее значение для расчленения докембрия комплексам фитолитов, оценивают возраст нижней границы венда в 650 млн. лет, между тем достоверно установлено, что фитолиты четвертого комплекса находятся уже в отложениях древнее 1100 млн. лет, а в некоторых случаях и древнее 1420 млн. лет (штандинская и гожанская свиты Прикамья).

Для полноты палеонтологической характеристики следует еще напомнить, что в Западной Европе в кремнистых породах, ассоциирующих с неопротозойскими эвгеосинклинальными вулканитами, находятся остатки, принадлежащие кайексинам — организмам неясного систематического положения (прежде они ошибочно считались радиоляриями).

Метаморфизм пород рассматриваемых подгрупп весьма различен в разных тектонических областях. На платформах породы обычно бывают изменены лишь в результате диагенеза или эпигенеза и только в редких случаях процессами низкотемпературного метаморфизма, соответствующего низшим ступеням зеленосланцевой фации. Этим они заметно отличаются от многих платформенных (протоплатформенных) отложений мезопротозоя, которые обычно изменены в условиях зеленосланцевой фации. В геосинклинальных областях метаморфизм пород носит зональный характер и варьирует от зеленосланцевой до амфиболитовой фации включительно, но если иметь в виду площади,

занимаемые различно измененными породами, то доминируют породы, измененные в зеленосланцевой фации.

Для рассматриваемых подгрупп характерно широкое развитие вулканизма платформенного типа. Наиболее интенсивно вулканизм проявился вблизи границы среднего и позднего неопротозоя и в особенности в начале позднего неопротозоя. В отличие от субплатформенных тафрогенных толщ нижней

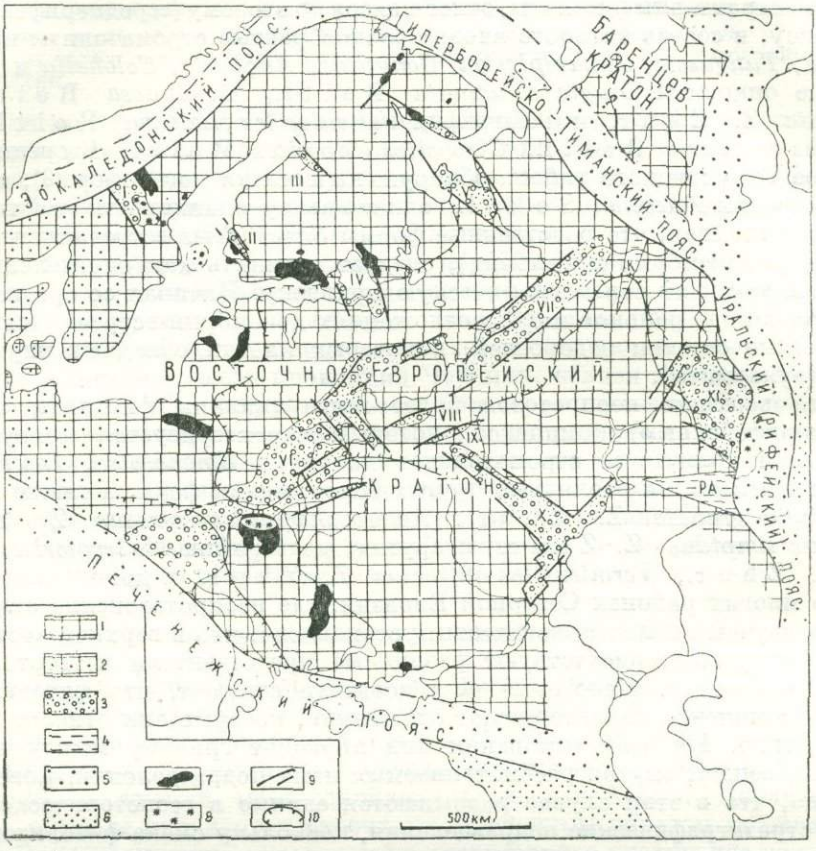


Рис. 30. Главнейшие структурные элементы Восточной Европы в неопротозое и граница распространения эокембрийского платформенного чехла (венда s. str.). Составили Л. И. Салоп и К. Э. Якобсон с использованием материалов А. А. Клевцовой [140], В. Г. Петрова [220], Л. Ф. Солонцова и Е. М. Аксенова [283].

1 — кратон; *2* — активизированный в конце неопротозоя участок кратона; *3* — платформенные прогибы и прогибы-грабены (*I* — Даларна, *II* — Сатакунта, *III* — Мухос, *IV* — Ладожский, *V* — Беломорский, *VI* — Волынско-Крестцовский, *VII* — Солигаличско-Яренский, *VIII* — Гжатский, *IX* — Московский, *X* — Пачелмский, *XI* — Камско-Бельский); *4* — авлакогены (*К* — Кажимский, *РА* — Радаевско-Абдулинский); *5* — миогеосинклинальные пояса; *6* — эвгеосинклинальный пояс; *7* — субплатформенные интрузии выборгского цикла (рапакиви, анортозиты, щелочные породы); *8* — тафрогенные субаэральные осадочно-вулканогенные толщи нижнего неопротозоя; *9* — разломы; *10* — граница распространения эокембрийского платформенного чехла — венда s. str. (зубчики обращены в сторону чехла).

подгруппы неопротозоя, в составе которых резко преобладают кислые вулканиты порфировой формации, в платформенных отложениях средней и верхней подгрупп господствуют основные — базальтовые — лавы трапповой формации; кислые вулканиты в большинстве случаев имеют резко подчиненное значение. С вулканитами ассоциируют дайки и силлы долеритов, диабазов и габбро-диабазов. Во многих районах такие интрузивные тела развиты самостоятельно, вне связи с вулканитами; при этом иногда они сопровождаются небольшими штокообразными интрузиями диоритов и гранодиоритов. Геосинклинальный вулканизм спилито-кератофировой формации в большинстве случаев был проявлен сравнительно слабо, и во многих эвгеосинкли-

нальных комплексах осадочные породы заметно преобладают над вулканогенными.

Завершающий неопротозойскую эру гренвиллский диастрофизм в геосинклинальных областях сопровождался многочисленными, но сравнительно небольшими интрузиями ультраосновной, основной и кислой магмы. Явления гранитизации и мигматизации не имеют большого распространения и обычно наблюдаются преимущественно в связи с аллохтонными гранитными интрузиями и локализованы в их контактовых ореолах.

Для среднего и позднего неопротозоя характерна высокая степень тектонической дифференцированности тектонических элементов. В геосинклинальных системах выделяются миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные пояса, расчлененные внутренними поднятиями и глубинными разломами на зоны и подзоны с различным тектоническим режимом. В некоторых геосинклинальных системах отчетливо обособляются глубокие краевые прогибы [249]. Многие, перечисленные выше, особенности состава и строения осадочных толщ неопротозоя находят объяснение в заметно усилившейся со временем дифференциации и ускорении темпа тектонических движений, а также в увеличении их градиента и амплитуды.

Рассматриваемый этап геологического развития характеризуется также значительной консолидацией древних платформ. В это время в существенной мере оформились главнейшие платформы северного полушария: Восточно-Европейская, Сибирская, Индостанская и Северо-Американская. Более того, палеотектонические реконструкции показывают, что в неопротозое площадь, занимаемая этими платформами, была даже большей, чем в фанерозое.

На рис. 30 представлена палеотектоническая схема неопротозоя Восточной Европы. На ней видно, что бóльшая часть территории этого региона была занята обширным кратоном, форма и размеры которого весьма близки современной Восточно-Европейской платформе. С северо-запада кратон был ограничен глубоким прогибом, в котором накапливались мощные миогеосинклинального типа отложения спарагмитовой серии. Этот прогиб не был широким, поскольку спарагмитовые толщи накапливались при встречном транспортировании терригенного материала: с одной стороны — с юго-востока, с другой — с северо-запада [316]. В настоящее время спарагмитовые отложения в существенной степени перекрыты образованиями каледонского складчатого пояса. Учитывая, что тектонические движения, обусловившие образование прогиба и складчатые дислокации в нем, предшествовали каледонским движениям, а также принимая во внимание пространственную близость неопротозойского (и эпипротозойского) прогиба и каледонской геосинклинали, рассматриваемую структурную область можно назвать Эокаледонским складчатым поясом *.

Из Скандинавии через полуострова Финмаркен, Рыбачий и Канин Нос миогеосинклинальный пояс продолжался к юго-востоку в Тиман. Этот отрезок геосинклинального обрамления кратона, который можно назвать Гиперборейско-Тиманским поясом, ограничивал кратон с северо-востока. Многие развитые в нем неопротозойские толщи имеют переходный характер от типично миогеосинклинальных к платформенным. Можно думать, что и этот геосинклинальный прогиб был нешироким и представлял собой желоб между кратонными блоками. Вероятно, северо-восточнее его располагался другой, сравнительно небольшой кратон, названный нами Баренцевой платформой [245, 246]. О нем мы можем судить по общей конфигурации обрамляющих его складчатых поясов, ориентировке образующих их структур и миогеосинклинальному характеру слагающих их отложений.

В районе Полюдова кряжа Гиперборейско-Тиманский пояс причленялся к большому Рифейскому геосинклинальному поясу, ограничивавшему Восточно-Европейский кратон с востока. Неопротозойские толщи известны на

---

* Наиболее интенсивно складчатые дислокации в Эокаледонском поясе происходили в конце эпипротозоя во время катангского диастрофизма.

всем протяжении этого пояса — от Полярного Урала до Мугоджар. Все они имеют миогеосинклинальный характер. Однако некоторые метаморфические толщи, развитые на восточном склоне Урала (чулаксайская серия и др.), принадлежность которых к рассматриваемой группе достоверно не доказана, относятся к эвгеосинклинальным формациям. По-видимому, в хорошо изученных западной и центральной зонах Урала представлены главным образом отложения периферической части геосинклинального пояса. Некоторые толщи среднего и верхнего неопротозоя на западном крыле Башкирского антиклинория носят даже переходные субплатформенные черты, сближающие их с платформенными отложениями Приуралья. Как видно из распространения соответствующих отложений, неопротозойский Рифейский геосинклинальный пояс имел почти такие же границы, что и герцинский Уральский пояс. В то же время его конфигурация была резко отлична от более древнего Бурзянского складчатого пояса, обрамлявшего в мезопротозое Сарматский кратон — зародышевый элемент Восточно-Европейского кратона. Таким образом, в начале неопротозоя произошла резкая перестройка древнего структурного плана, которая привела к образованию Рифейской, или Уральской, геосинклинали длительного полициклического развития.

На юго-западе и юге к Восточно-Европейскому кратону примыкал геосинклинальный пояс, который можно назвать Печенежским (по древним обитателям южнорусских степей). Складчатые, мезо- и эпизонально метаморфизованные неопротозойские отложения этого пояса вскрываются буровыми скважинами из-под лежащих на них несогласно, слабо измененных, но дислоцированных отложений эокембрия (венда) на юге Молдавии, в Северном Крыму и в Прикубанье; выходы их на поверхность известны в Добрудже. Представлены эти отложения филлитизированными глинистыми или слюдистыми сланцами, метаалевролитами, рассланцованными песчаниками и отчасти зелеными хлоритовыми ортосланцами. Неопротозойский возраст их строго не доказан, но известно, что они древнее эокембрия и лежат несогласно, с конгломератами в основании, на метаморфической толще с джеспилитами, которая вскрывается из-под них буровой скважиной в районе пос. Тузла к югу от г. Констанца, Румыния (личное сообщение А. Я. Дубинского). Эта метаморфическая толща близко напоминает железорудную свиту криворожской серии мезопротозоя. В Главном Кавказском хребте отложения среднего — верхнего неопротозоя представлены осадочно-вулканогенными толщами эвгеосинклинального типа (хасаутская и чегемская серии).

Продолжение Печенежского пояса к юго-востоку и его структурная связь с Рифейским поясом неясны, так как в районе Прикаспийской низменности древние образования закрыты мощными фанерозойскими отложениями, сквозь которые структуры фундамента не просвечиваются даже геофизическими методами.

Восточно-Европейский кратон в неопротозое не был тектонически стабильным. В раннем неопротозое в его пределах возникли грабены, в которых накапливались субаэральные красноцветные осадочно-вулканогенные толщи тафрогенного типа, а по расколам происходили интрузии основной, кислой и щелочной магмы, давшие начало плитообразным, лакколитообразным телам габбро-анортозитов, гранитов рапакиви и щелочных сиенитов. В среднем и позднем неопротозое образовались многочисленные большие и малые прогибы, иногда обрамленные и пересеченные разрывными нарушениями. Такие прогибы и прогибы-грабены сочетались в виде системы из двух пересекающихся направлений северо-западного и северо-восточного, примерно параллельных границам кратона и ориентировке геосинклинальных прогибов. В прогибах формировались красноцветные терригенные или карбонатно-терригенные толщи платформенного типа, иногда вмещающие покровы основных лав трапповой формации.

Из Уральского и Тиманского геосинклинальных поясов внутрь платформы вдавались острыми углами два глубоких авлакогена — Радаевско-Абдулинский и Кажимский, в которых отложения среднего — верхнего

неопротозоя имеют очень большую мощность (до 6—8 км в первом из них). Юго-западная часть Скандинавии и, возможно, прилегающие к ней районы Ютландии, судя по «изотопному омоложению» древних кристаллических пород фундамента, а также по наличию там небольших интрузий гранита с возрастом около 1000 млн. лет (граниты Бохус и др.) и локально дислоцированных отложений неопротозоя (серия Альмесокра), испытали в конце неопротозоя, во время гренвиллского диастрофизма, частичную мобилизацию, не приведшую, однако, к существенной тектонической перестройке [256].

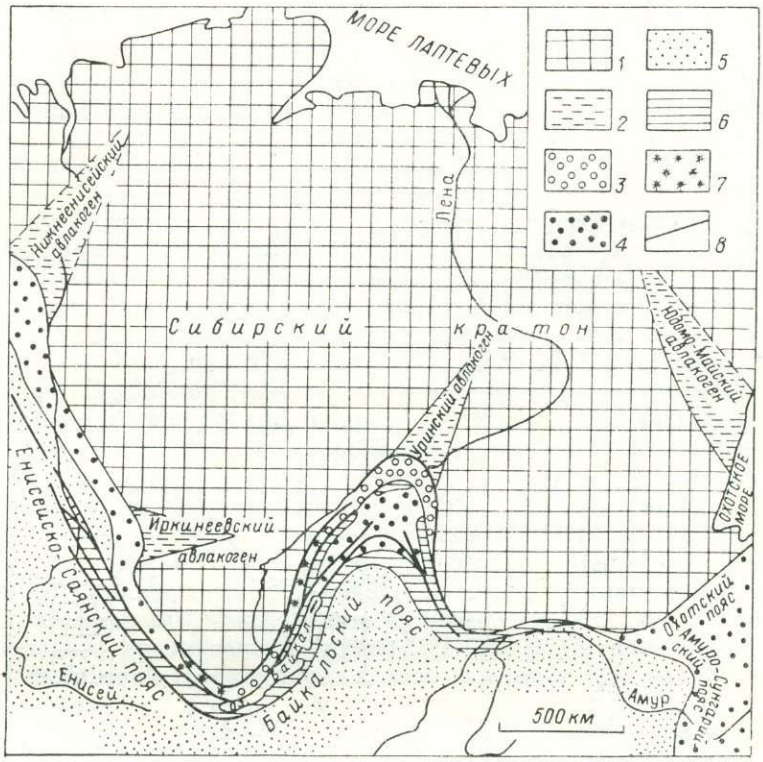


Рис. 31. Главнейшие структурные элементы Сибири в неопротозое.

1 — кратон (платформа); *2* — авлакогены; *3* — краевой прогиб; *4* — миогеосинклинальные пояса; *5* — эвгеосинклинальные пояса; *6* — внутренние геосинклинальные поднятия; *7* — тафрогенные субаэральные осадочно-вулканогенные толщи нижнего неопротозоя; *8* — глубинные разломы.

В Северной Азии в неопротозое возник огромный Сибирский кратон, по размерам значительно превосходивший современную Сибирскую платформу, прообразом которой он являлся (рис. 31). Кратон этот образовался в результате объединения Ангарского, Чарского, Алданского, Охотского и Карского мезопротозойских кратонных блоков и замыкания древних Таймырской и Оленекской геосинклинальных систем. О ликвидации этих систем мы можем судить на основании развития на Таймыре и в Северном Хараулахе (в низовьях р. Лены) отложений среднего и верхнего неопротозоя типично платформенного характера, резко несогласно перекрывающих дислоцированный и метаморфизованный мезопротозой.

С юго-запада и юга Сибирский кратон обрамляли Енисейско-Саянская, Байкальская и Охотская геосинклинальные системы (пояса), от которых в сторону кратона ответвлялись Нижнеенисейский [96], Иркинеевский [134, 245], Уринский [249] и Юдомо-Майский [198] авлакогены. В Енисейско-Саянской и Байкальской системах отчетливо выделялись мио- и эвгеосинклинальные пояса, а также внутренние прогибы (интрагеосинклинали) и поднятия (интрагеоантиклинали); на приплатформенной окраине Байкальской

системы находился узкий и глубокий Байкало-Патомский краевой прогиб (см. рис. 29). Структурно-формационные пояса, зоны и многие подзоны были ограничены глубинными разломами. Последние иногда располагались также на границе кратона с геосинклинальными системами (краевые разломы) [249]. Таким образом, в неопротозое произошло заметное усложнение структурного плана подвижных поясов.

В среднем и позднем неопротозое на значительной части Сибирского кратона располагалось мелководное эпиконтинентальное море, в котором

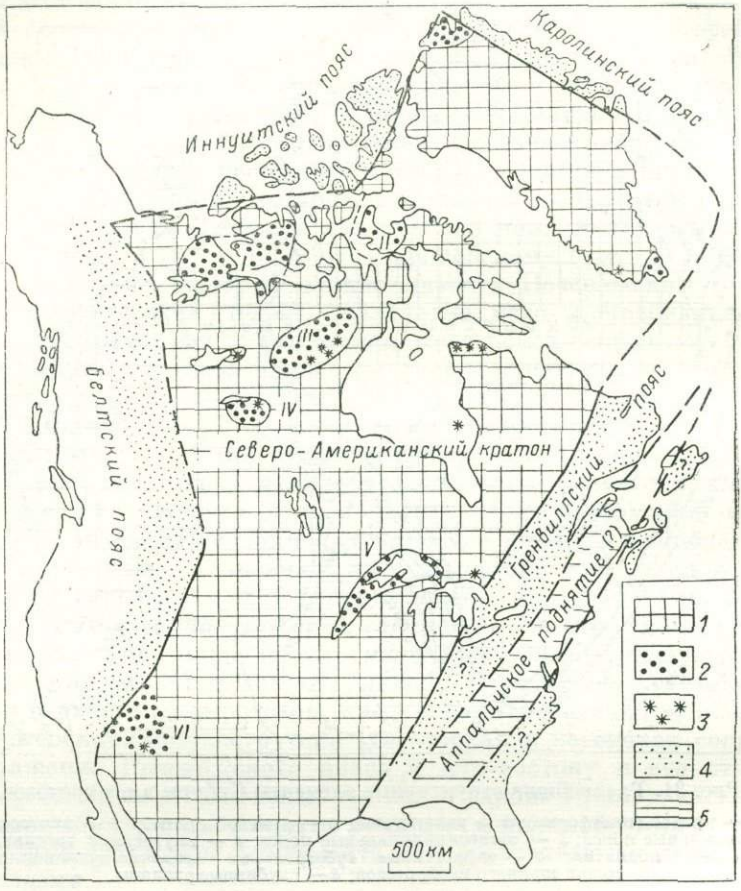


Рис. 32. Главнейшие структурные элементы Северной Америки в неопротозое.

1 — кратон (платформа); *2* — платформенные прогибы — области глубокого погружения кратона или интенсивной платформенной седиментации (*I* — Медвежье озеро, Дарнли, Виктория, *II* — Борден, *III* — Дабаунт, *IV* — Атабаска, *V* — Кивино, *VI* — Колорадо); *3* — участки развития тафрогенных субаэральных осадочно-вулканогенных толщ нижнего неопротозоя; *4* — миогеосинклинальные пояса; *5* — внутреннее геосинклинальное поднятие (?).

откладывались платформенные осадки, теперь плащеобразно устилающие фундамент. Глубокие кратонные прогибы и грабены, столь характерные для Восточно-Европейского кратона, на Сибирском кратоне не были широко развиты. Быть может, большей тектонической стабильностью Сибирского кратона обусловлено и слабое развитие в его пределах неопротозойского траппового вулканизма. Впрочем, недостаточная освещенность платформенных отложений Сибири глубоким бурением лишает возможности делать уверенные выводы в этом отношении. Тектоническая активность в пределах кратона была локализована главным образом в авлакогенах. Отложения среднего и верхнего неопротозоя там собраны в складки, преимущественно приразломного типа, и разорваны многочисленными дизъюнктивными нарушениями, главным образом сбросами, но местами и чешуйчатыми надвигами.

В неопротозое оформился в основных чертах близкий современному план тектонического строения Северной Америки (рис. 32). Вместо сравнительно небольших кратонных блоков, существовавших в мезопротозое, возник огромный Северо-Американский кратон (платформа). С запада его ограничивал большой геосинклинальный пояс, территориально достаточно близко совпадающий с альпийским поясом Северо-Американских Кордильер. Этот древний подвижный пояс по развитому в его пределах характерному геосинклинальному комплексу можно назвать Белтским.

С северо-востока (на восточном побережье Гренландии) к кратону примыкал Каролинский геосинклинальный пояс, заложенный еще в мезопротозое (см. рис. 24). К юго-востоку от кратона располагался Гренвиллский пояс, также существовавший в мезопротозое, но в заметно иных очертаниях. Судя по тому, что в Аппалачских горах неопротозойские отложения, по-видимому, отсутствуют и эпипротозойские толщи ложатся непосредственно на кристаллические комплексы архея (?), можно предположить, что внутри обширного Гренвиллского геосинклинального пояса, на месте Аппалачских гор, находилось внутреннее поднятие. Менее вероятно существование там кратонного блока, так как изотопные определения возраста кристаллических пород фундамента Аппалач часто показывают «гренвиллские» значения — около 1000—1100 млн. лет, свидетельствующие о термальной активности во время гренвиллского диастрофического цикла. Вместе с тем нельзя полностью исключить предположение о том, что некоторые кристаллические образования фундамента Аппалач (например, гнейсы Кранберри) являются глубоко метаморфизованными породами неопротозоя. В этом случае на месте Аппалачских гор находилась глубоко погруженная часть геосинклинального пояса.

Северная (северо-западная) граница Северо-Американского кратона не может быть определена вследствие недостаточности данных. Однако учитывая, что неопротозойские осадочные толщи на островах Виктория и Баффинова Земля, а также на северо-востоке Гренландии (Земля Пири и Данмаркс-Фьорд) имеют платформенный характер, а на о. Элсмир они представлены миогеосинклинальными образованиями, можно думать, что на крайнем севере Канадского арктического архипелага, на месте каледонско-раннегерцинской Иннуитской геосинклинали, уже в неопротозое возник миогеосинклинальный пояс.

Значительные затруднения существуют и с установлением южной границы кратона. На юге Мидконтинента известны субплатформенные тафрогенные вулканические толщи нижнего неопротозоя, а на плато Колорадо и в соседних участках Аризоны, позднее захваченных мезозойско-кайнозойской активизацией, отложения всех трех подгрупп неопротозоя представлены платформенными толщами (нижней подгруппы — тафрогенными, средней и верхней подгрупп — типично платформенными). Поэтому есть основания считать, что Северо-Американский кратон протягивался и дальше к югу от современной границы платформы.

На Северо-Американском кратоне, так же как и на Восточно-Европейском, в неопротозое существовали глубокие прогибы и грабены, в которых накапливались мощные красноцветные осадочные и осадочно-вулканогенные толщи. На рис. 32 показаны их примерные контуры. Действительная первоначальная их конфигурация пока не может быть точно реконструирована, хотя некоторый материал для этого уже накоплен канадскими исследователями [466 и др.].

Заключая сказанное о тектоническом плане Северной Америки в неопротозое, в первую очередь следует отметить локализацию платформенных отложений среднего и верхнего неопротозоя исключительно в пределах современной Северо-Американской платформы (кроме провинции Гренвилл Канадско-Гренландского щита), а миогеосинклинальных отложений — преимущественно в фанерозойских складчатых областях ее обрамления. Если еще учесть, что миогеосинклинальные образования дислоцированы в общем конформно с перекрывающими палеозойскими и мезозойскими отложениями,

то мы должны прийти к выводу, что Северо-Американская платформа почти в современных ее границах, а также обрамляющие ее фанерозойские системы возникли в неопротозое. В этой связи допустимо предположить, что эвгеосинклинальные отложения неопротозоя должны размещаться в более удаленных от платформы зонах фанерозойских складчатых областей. В Северо-Американских Кордильерах это будут районы Тихоокеанского побережья, где действительно обнажены весьма сильно метаморфизованные осадочно-вулканогенные комплексы неизвестного возраста, иногда без достаточных оснований рассматриваемые как палеозойские и даже мезозойские (метаморфический и гранито-гнейсовый комплексы Берегового хребта). В Иннуитской, Восточно-Гренландской и Аппалачской складчатых областях неопротозойские эвгеосинклинальные толщи должны быть в существенной мере скрыты под водной поверхностью океана.

Полезные ископаемые, связанные с образованиями средней и верхней подгрупп неопротозоя, сравнительно многочисленны, но на континентах северного полушария среди них нет очень крупных или уникальных месторождений. Исключение, быть может, составляют стратиформные месторождения меди, приуроченные к различным свитам надсерии Белт Северо-Американских Кордильер. Наиболее значительные запасы металла сосредоточены в нижней части надсерии — в серии Равалли, особенно в свите Спокейн. *К осадочным толщам во многих других районах приурочены месторождения* железа, марганца, магнезита и фосфора. К числу сравнительно больших месторождений железа относятся залежи гематитовых гравелитов Ангаро-Питского района Енисейского кряжа, размещающиеся среди терригенных пород ослянской серии верхнего неопротозоя, а также месторождения гипергенных железных руд Южного Урала (Авзянское и др.), образовавшиеся в результате выветривания железистых доломитов авзянской свиты среднего неопротозоя.

Большое промышленное значение имеют месторождения магнезита в аладьинской и джурской свитах Енисейского кряжа (Тальское, Каркаданское и другие месторождения), а также в мурондавской свите Хингано-Буреинского района Дальнего Востока СССР, возникшие вследствие переотложения магнезии в сингенетических доломитах. Некоторое практическое значение могут представить также марганцевоносные кремнисто-карбонатные сланцы икатской свиты Витимского плоскогорья и марганцевоносные известняки манской свиты Восточного Саяна, фосфориты в улунтуйской свите Прибайкалья, погорюйской и удерейской свитах Енисейского кряжа, а также пластовые и конкреционные гематитовые и сидеритовые руды в карбонатных породах тилимской свиты Витимского плоскогорья и в омнинской и лахандинской свитах Учуро-Майского района Восточной Сибири. Несомненно заслуживают быть отмеченными также алмазоносные конгломераты в сериях Карнул и Рева Индии, представляющие собой ископаемые россыпи.

Как видно из сказанного выше, почти все полезные ископаемые осадочного генезиса связаны с миогеосинклинальными и платформенными отложениями неопротозоя и только марганцевые проявления находятся в эвгеосинклинальных толщах. Обращает на себя внимание редкость в средне- и верхненеопротозойских отложениях северного полушария больших осадочных месторождений меди (кроме серии Белт), тогда как в Африке (Конго) и в Австралии к миогеосинклинальным отложениям такого возраста приурочены очень крупные и уникальные сингенетические месторождения этого металла.

Крупнейшие гидротермальные месторождения самородной и сульфидной меди Канады пространственно и генетически связаны с базальтами траповой формации средней и особенно верхней подгруппы неопротозоя. К их числу относятся, например, месторождения района Верхнего озера, размещающиеся в базальтах серии Нижнее Кивино, месторождения Лабрадорского полуострова в базальтах серии Сил, месторождения провинции Медвежьего озера в базальтах серии Коппермайн-Ривер. В этой связи следует

указать, что такого рода минерализация известна и в базальтах волынской серии (берестовецкой свиты) Русской плиты, также относящихся к верхнему неопротозою; по-видимому, есть основание считать поиски в них крупных месторождений меди достаточно перспективными.

Изложенный в региональном обзоре материал свидетельствует о том, что границы двух верхних подгрупп неопротозоя, определяемые диастрофическими циклами, на различных континентах северного полушария датируются одинаково. Граница среднего и верхнего неопротозоя отбивается по дайкам и силлам диабазов прикамского (санерутского, авзянского) тектоно-плутонического цикла второго порядка, возраст которых везде находится в интервале 1400—1300 млн. лет. В Белтском складчатом поясе (Северо-Американские Кордильеры) диабазы этого цикла сопровождаются небольшими интрузиями гранодиоритов. Складчатость в связи с этим циклом была проявлена слабо и локально, но колебательные движения, обусловившие возникновение перерывов в осадконакоплении и значительных стратиграфических несогласий на границе средней и верхней подгрупп, были широко распространены.

Верхняя возрастная граница верхней подгруппы и группы в целом везде выражена крупнейшим структурным или стратиграфическим (на платформах) несогласием, отделяющим неопротозой от эпипротозоя или других более молодых отложений. Формирование этого несогласия было связано с глобальным гренвиллским диастрофизмом, который на всех континентах проявился в интервале 1100—1000 млн. лет. Гренвиллскому диастрофизму почти во всех районах предшествовали трещинные интрузии основной магмы, давшие начало многочисленным дайкам и силлам диабазов, а также крупным массивам габбро, датируемым в интервале 1100—1250 млн. лет.

ГЛАВА VIII

ЭПИПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

К эпипротозойской группе относятся различного рода геологические образования, возникшие после гренвиллского диастрофизма и до окончания катангского диастрофизма, т. е. в интервале 1000—650 млн. лет. Наиболее характерной особенностью осадочных комплексов этой группы является присутствие в них ледниковых отложений.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР И ГЛАВНЕЙШИЕ РАЗРЕЗЫ

ЕВРОПА

Отложения рассматриваемой группы на Европейском континенте представлены главным образом платформенными и миогеосинклинальными формациями. Первые развиты на Русской плите и отчасти в пределах Балтийского щита, вторые известны на Урале, в северном (эокаледонском) обрамлении Балтийского щита и в палеозойских складчатых областях Западной и Центральной Европы. В отличие от неопротозойских толщ, отложения эпипротозоя представлены почти исключительно терригенными породами, изредка вулканитами. Карбонатные породы встречаются лишь в виде прослоев. Здесь, так же как и на других континентах, во многих разрезах присутствуют ледниковые образования — тиллиты. Эвгеосинклинальные формации слагают собой только небольшие участки в Центральной Англии.

На *Русской плите* платформенные отложения эпипротозоя отделены четкими рубежами от подстилающих и перекрывающих образований и залегают трансгрессивно на более древних породах: архейских (Стругова Буда), средненеопротозойских (Каверино) и верхненеопротозойских (Сердобск, Восточная Белоруссия).

Платформенным стратотипом эпипротозоя может считаться разрез северо-западной зоны Пачелмского прогиба, вскрываемый скважиной в пос. Каверино, где этой группе соответствует пачелмская серия в составе трех свит: 1) веденяпинской — зеленовато-серые алевролиты и глины с базальным слоем кварцево-глауконитового (возраст около 1000 млн. лет) песчаника в основании (интервал 1626—1575 м); 2) воронской — чередование розовых и вишнево-бурых песчаников и алеврито-глинистых пород (интервал 1575—1438 м) и 3) парцинской — чередование слюдистых песчаников и алеврито-глинистых пород с тиллитами (интервал 1438—1387 м).

До настоящего времени считалось, что парцинская свита тиллитов залегает с размывом на слоистых породах воронской свиты. Этот вывод основывался на представлении о том, что так называемая волынская серия, в которую включались тиллиты, должна залегать несогласно на подстилающих образованиях. Между тем изучение Каверинского разреза, проведенное К. Э. Якобсоном по коллекции М. М. Толстихиной (ВСЕГЕИ), позволяет считать, что тиллиты здесь тесно связаны с пачелмской серией. Приводим краткое описание керна Каверинской скважины из интересующих нас интервалов (сверху вниз).

1. Глубина 1361—1387 м. Грубозернистый аркозовый песчаник, переходящий в гравелит. Эта порода относится к основанию эокембрийского (вендского) комплекса и ложится с размывом на бурый мелкозернистый песчаник, тонко переслаивающийся со слюдистыми алевролитами, которые вскрываются в самой нижней части данного интервала и принадлежат вместе с подстилающими породами парцинской свите пачелмской серии.

2. Глубина 1408—1420 м: а) разнозернистый полевошпато-кварцевый песчаник, неясно-слоистый, глинистый, зеленовато-серый или коричнево-серый; б) тиллит, представляющий собой бурую неслоистую и несортированную песчано-алевритовую породу с рассеянными гальками.

3. Глубина 1428—1438 м: а) мелкозернистый слюдистый песчаник, чередующийся с аргиллитом; породы аналогичны таким же с глубины 1387 м; б) тиллит бурый с зелеными пятнышками.

4. Глубина 1438—1446 м. Алевролит тонкослоистый, чередующийся с аргиллитом; отдельные прослои песчаника, количество которых увеличивается книзу до преобладания. Слоистость горизонтальная, заметная по изменению состава и окраски пород.

Из приведенного описания видно, что тиллиты в Каверинском разрезе образуют прослои или подчиненные пачки среди алеврито-песчаных пород, иначе говоря, вклиниваются в породы пачелмской серии. Никаких границ размыва или ощутимой смены вещественного состава, структуры и текстуры пород уловить не удается. Не устанавливается такая граница и по каротажу.

В центральной зоне Пачелмского прогиба отчетливо выделяются уже упомянутые веденяпинская и воронская свиты и соответствующая парцинской красноозерская свита, представленная чередованием серых аргиллитов и алевролитов с прослоями доломитов. Глауконит из веденяпинской свиты *там датирован в интервале* 765—807 млн. лет. На юго-востоке Пачелмского прогиба в составе эпипротозоя присутствуют только веденяпинская и воронская свиты. Мощность эпипротозоя в Пачелмском прогибе превосходит 700 м.

На территории Московской синеклизы разрезы эпипротозоя, в формационном отношении сходные с пачелмскими, вскрыты скважинами в Павлов-Посаде (интервал 2891—1692 м), в Рослятино (интервал 4552—1849 м) и в Бологое (интервал 2805—1630 м) [136, 141]. В последнее время А. А. Клевцовой и К. Э. Якобсоном эпипротозойские отложения установлены в скважине Крестцы Р-1 в интервале 1244—1155 м. Несмотря на резко различные мощности эпипротозойских толщ всюду они представлены тонкоритмично-*слоистыми слюдистыми алеврито-глинистыми породами и песчаниками*, в нижней части сероцветными (вологодская свита), в верхней — пестроцветными (бологоевская свита).

Наиболее подробно изучены и описаны отложения эпипротозоя Белоруссии [21, 141], выделяемые под названием «вильчанская свита». Сложена эта свита тиллитами и песчано-глинистыми породами, причем она то целиком состоит из тиллитов (Осиповичи-3), то ее нижняя часть представлена песками и конгломератами (Осиповичи-14), то, наконец, выделяются три пачки тил-

литов и три пачки песчано-глинистых пород (Вильчицы). Сопутствующие тиллитам песчаники и алеврито-глинистые породы сильно слюдистые, тонко чередуются и напоминают тем самым породы пачелмской серии. Общим для вильчанской свиты и пачелмской серии является присутствие карбонатных прослоев. Кроме Белоруссии и Пачелмского прогиба эпипротозойские тиллиты вскрыты в Приладожском грабене [33].

Образования переходного типа от платформенного к миогеосинклинальному развиты на севере Кольского полуострова и в Скандинавии. На *Кольском полуострове* к эпипротозою относятся терригенные волоковая и эйновская серия полуостровов Рыбачьего и Среднего, подробно изученные В. З. Негруцей [193]. Эти серии, развитые в территориально обособленных участках, по-видимому, синхроничны. Залегают они несогласно на кильдинской серии верхнего неопротозоя и перекрываются также несогласно баргоутной серией эокембрия (?). Филлитизированные глинистые сланцы эйновской серии К-Ar методом датируются в интервале 670—900 млн. лет [221]. Волоковая серия сечется дайками диабазов, имеющих возраст 600 млн. лет [11]. В основании серии находятся несортированные конгломераты, которые многими исследователями считаются тиллитами.

В *Скандинавии* (*Северная Норвегия*, Финмаркен) разрез такого типа описан О. Хольтедалем [316]. К эпипротозою там относится серия Верхний, или Красный, Спарагмит в составе трех толщ (свит): 1) Нижний тиллит (60 м) — залегает с размывом на доломитах Порсангер верхнего неопротозоя и представлен зелеными и красно-бурыми алеврито-глинистыми породами, содержащими валуны и гальки подстилающих доломитов и гранитоидов; 2) свита Ниборг (до 400 м) — бурые и красные песчаники, чередующиеся с красными и зеленоватыми тонкослоистыми алеврито-глинистыми породами и 3) Верхний тиллит (60 м), сходный по своему строению и составу с нижним*. Близкие разрезы наблюдаются и в Южной Норвегии (см. колонку 2 на табл. I, вкладка). В районе грабена Осло к эпипротозою относится серия Рене, залегающая несогласно на известняках Бири верхнего неопротозоя [370]. Во многих районах Норвегии на Верхнем спарагмите с перерывом лежат эокембрийские отложения (s.str.). В Швеции аналогом Верхнего спарагмита является варяжская серия, залегающая несогласно на спарагмитовой серии верхнего неопротозоя; для этой серии также характерно присутствие тиллитов [58].

Стратотипом миогеосинклинального эпипротозоя можно считать серебрянскую серию *Среднего Урала* [188]. Начинается она танинской свитой тиллитов (до 800 м). Выше залегают гаревская (до 730 м), койвинская (до 700 м), бутонская (до 350 м) и керносская (до 1500 м) свиты, представленные пестроцветными, зелеными и черными глинистыми сланцами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками, то образующими самостоятельные толщи и пачки, то сложно чередующимися. Подчиненную роль в этой части разреза играют карбонаты, щелочные базальтоиды и тиллиты (койвинская свита). Еще выше залегает вильвенская свита, представленная тиллитами, основными эффузивами и сланцами (1380—1760 м). Завершается разрез серебрянской серии першинской свитой сланцев и кварцито-песчаников (500 м).

Сходные со среднеуральскими отложения эпипротозоя установлены на Полюдовом кряже [30]. Здесь на низьвенской свите верхнего неопротозоя с размывом залегает чурочная серия, слагающаяся из двух свит: усть-чурочинской и среднечурочинской. Усть-чурочинская свита представлена песчаниками и алевролитами (1000 м); набор пород среднечурочинской свиты (500 м) более пестрый: среди алевролитов, сланцев и доломитов встречаются пачки тиллитов. Глауконит из верхней части усть-чурочинской свиты датирован К-Ar методом 680 млн. лет, а из отложений эокембрия, трансгрессивно перекрывающих тиллиты, — 640 млн. лет. Судя по небольшому различию этих цифр, полученных для значительно разновозрастных толщ, можно ду-

* См. примечание на с. 274.

мать, что обе датировки несколько занижены. В пользу такого мнения свидетельствует и довольно сильная дислоцированность рассматриваемых отложений, которая должна была неблагоприятно сказаться на сохранности аргона в глауконите.

К эпипротозою могут быть также отнесены отложения, завершающие разрез докембрия на Приполярном (саблегорская и лаптапайская свиты) и Полярном (изъяхойская и хайдышорская свиты) Урале. Описанные в лаптапайской и хайдышорской свитах конгломераты напоминают тиллиты [318].

Предположительно к эпипротозою может быть отнесена мазаринская свита зоны Уралтау. Свита представлена очковыми сланцами, иногда содержащими рассеянные гальки и угловатые обломки, переходящими в конгломераты [79]. Не исключено, что эти породы являются тиллитами.

На Южном Урале эпипротозойские отложения могут быть выделены только в восточном крыле Башкирского антиклинория, где к ним относятся *криволукская свита, представленная песчано-глинистыми и вулканогенными* образованиями и, по-видимому, лежащая выше кургашлинская свита с тиллитоподобными конгломератами. Первая несогласно лежит на каратауской серии верхнего неопротозоя, а вторая перекрывается ашинской серией эокембрия.

На территории Западной Европы отложения, которые могут быть достоверно отнесены к эпипротозою, развиты в Англии, Франции, Чехословакии и на архипелаге Шпицберген.

На *Британских островах*, в Шотландии, *эпипротозою принадлежит* нижняя часть серии (точнее, надсерии) Дальред, выделяемая в так называемую базальную известковистую свиту Нижний Дальред [5, 498]. В основании ее трансгрессивно на отложениях неопротозоя (сериях Мойн и Торридон), а иногда непосредственно на гнейсах архея залегает толща черных известняков и сланцев, подстилаемая кварцитами; выше располагаются валунные конгломераты (Шихаллион, Портасгейг, Фанад и др.), рассматриваемые большинством исследователей как тиллиты. На тиллитах с перерывом залегает *верхняя кварцито-сланцевая часть разреза Нижнего Дальреда*, которая нами относится уже к эокембрию, поскольку она вверх по разрезу переходит в отложения Верхнего Дальреда с остатками фауны нижнего кембрия.

В Центральной Англии эпипротозой представлен эвгеосинклинальными осадочно-вулканогенными сериями Урикон (в Шропшире) и Чарний (в Лейстершире). Наибольший интерес вызывает к себе серия Чарний, поскольку в ней обнаружены многочисленные хорошо сохранившиеся остатки мягкотелых, преимущественно кишечнополостных животных эдиакарского типа. Эта серия подразделяется на три свиты («серии»), из которых нижняя (Блэкбрук) сложена вулканогенными, а вышележащие (Мэплуэлл и Бранд) — осадочно-вулканогенными отложениями [432, 637]. Органические остатки (*Charnia masoni* F o r d., *Charniadiscus concentricus* F o r d, *Cyclomedusa davidi* S p r i g g) находятся в верхней части свиты Мэплуэлл (1300 м), сложенной кислыми вулканитами, агломератами, туфами, сланцами и туфоконгломератами. Дайки диоритовых порфиритов, секущие свиту Мэплуэлл, датированы К-Ar методом 684 млн. лет. Считается, что внедрение даек было приурочено к перерыву между свитами Мэплуэлл и Бранд; скорее всего, дайки тесно связаны с вулканитами Мэплуэлл и, следовательно, полученная для них датировка отражает возраст свиты. Вся серия Чарний рвется диоритами, более древними, чем кембрийские отложения; полученные для диоритов значения возраста 547 млн. лет, по-видимому, несколько «омоложены». *Таким образом, появление кишечнополостных животных*, несомненно, относится к эпипротозою.

Во *Франции* эпипротозойской является серия Верхний Бриовер Армориканского массива, несогласно лежащая на отложениях неопротозойской серии Нижний Бриовер и перекрытая с угловым несогласием нижним кембрием с археоциатами. В нижней части этой серии располагаются тиллиты Гранвиль, которые выше по разрезу сменяются тонкослоистыми («ленточ-

ными») и грубослоистыми песчаниками, ритмично переслаивающимися с алевролитами и сланцами [451 и др.].

В *Чехословакии* (Железные горы) к эпипротозою должна быть отнесена так называемая «послеспилитовая толща», которая иногда выделяется как «эокембрий». Залегает она резко несогласно на эвгеосинклинальных осадочно-вулканогенных породах неопротозоя, имеет большую мощность (до 2600 м) и сложена тонкослоистыми сланцами и песчаниками с пачками тиллитов [431]. Верхняя ее возрастная граница определяется залеганием под отложениями нижнего кембрия.

На *архипелаге Шпицберген* к рассматриваемой группе полностью или частично принадлежат две серии: Полярисбреен, развитая на северо-востоке о. Западный Шпицберген и Готия, развитая на о. Северо-Восточная Земля [154] *.

Серия Полярисбреен состоит из двух свит. Нижняя из них — Уилсонбреен (140—240 м) — сложена двумя горизонтами тиллитов мощностью 100 и 60 м, разделенными терригенно-карбонатными породами, которые также перекрывают верхние тиллиты. Вышележащая свита Дракоисен (280 м) образована пестроцветными глинистыми сланцами, алевролитами, аргиллитами и доломитами, заключающими катаграфии четвертого комплекса (*Vesicularites lobatus* Reitl., *Nubecularites abustus* Z. Zhur. Аналогичное строение имеет серия Готия. В низу ее находится свита Свеанор (50—130 м), состоящая из кварцито-песчаников, которые выше сменяются тиллитами. На этой свите согласно лежит свита Клакберг (250 м) доломитов, чередующихся с кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками.

На обеих сериях с перерывом залегают нижнекембрийские отложения с остатками скелетной фауны (*Salterella*, *Volbortella* и др.). Не исключено, что верхние свиты обеих серий относятся уже к эокембрию, однако, учитывая их согласное залегание на подстилающих породах, это предположение кажется маловероятным (в подавляющем большинстве районов мира между эпипротозоем и эокембрием наблюдается несогласие).

АЗИЯ

Как и в предшествующих главах, рассмотрим вначале отложения на Сибирской платформе и в ее складчатом обрамлении. Эпипротозойские отложения сформировались там после крупных тектонических движений, которые заключили неопротозойскую эру и одновременно были последними крупными проявлениями геосинклинального диастрофизма в большинстве докембрийских складчатых областей Сибири. Поэтому в их составе развиты главным образом осадочные толщи платформенного и орогенного типов и только в Байкальской и Восточно-Саянской складчатых областях известны отложения миогеосинклинального характера.

По-видимому, за платформенный стратотип эпипротозоя Сибири следует избрать хорбусуонскую серию Оленекского поднятия в составе трех свит (снизу): маастахской, хаттыспытской и туркутской [22]. Маастахская свита (35—80 м) лежит трансгрессивно на различных горизонтах солоолийской серии среднего — верхнего неопротозоя и состоит внизу из косослоистых песчаников и гравелитов (реже конгломератов), которые перекрываются серыми биогенными доломитами. Хаттыспытская свита (до 190 м) сложена главным образом темно-серыми известняками, но в основании ее присутствует пачка пестроцветных кварцевых песчаников. Из пород этой свиты Б. С. Соколовым определен отпечаток *Rangea* sp. — мягкотелого кишечнополостного (?) животного, известного в составе эдиакарского фаунистического комплекса. Среди отложений хаттыспытской свиты нередко размещаются силлы диабазов. Туркутская свита (до 200 м), по мнению некоторых геологов, лежит с размывом на подстилающих породах; она образована однообразными серыми

* Обе эти серии принимаются нами без нижних свит Эльбобреен и Бакаберг, которые завершают собой неопротозойский седиментационный макроцикл (см. гл. VIII).

хемогенными доломитами, заключающими пластовые строматолиты *Stratifera* Korol., *Paniscollenia* Korol. и др., а также катаграфии четвертого комплекса *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. lobatus* Reitl., *V. irregularis* Reitl. Глауконит из верхней части серии датируется 670 млн. лет. На туркутской свите трансгрессивно лежит кесюсинская свита эокембрия — нижнего кембрия.

С хорбусуонской серией уверенно коррелируются другие платформенные отложения севера Сибирской платформы: старореченская свита Анабарского поднятия [212], томторская и туркутская свиты Уджинского поднятия [212] и хара-юеттехская свита Северного Хаураулаха [41, 237]. Все упомянутые подразделения, вместе со стратотипом, слагают своеобразный комплекс пород, четко обособляющийся в разрезах докембрия севера платформы и характеризующийся специфическим набором органических остатков. Границы его с подстилающими и перекрывающими отложениями совершенно четкие: он везде залегает несогласно на неопротозое и несогласно перекрывается эокембрием — нижним кембрием (см. гл. IX). В основании всех коррелируемых со стратотипом подразделений залегает толща изменчивой, как правило небольшой, мощности пестроокрашенных обломочных пород, а главная верхняя их часть образована хемогенными, отчасти органогенными доломитами. Все они содержат разнообразные микрофитолиты четвертого комплекса; в старореченской свите Анабарского поднятия и хара-юеттехской свите Хараулаха присутствуют также строматолиты *Stratifera globosata* Gol., *Paniscollenia emergens* Kom. и *Boxonia* Korol., также относящиеся к четвертому фитолитовому комплексу [212, 237].

Кроме севера Сибирской платформы платформенные отложения эпипротозоя известны и в других районах Сибири: на востоке Алданского щита, в Иркутском амфитеатре и в Таймырской складчатой области.

На *Алданском щите* эпипротозой представлен уйской серией обломочных пород — песчаников, алевролитов и аргиллитов, преимущественно зеленовато-серого цвета, реже красноцветных. Собственно на щите серия имеет типично платформенный характер и мощность ее не превышает 400—500 м, но к востоку, уже в пределах Юдомо-Майского авлакогена, она приобретает миогеосинклинальные черты, заметно дислоцирована и ее мощность увеличивается до 3000—4000 м [198]. В нижней — кандыкской — свите серии встречены акритархи и отпечатки медузоидных, а в верхней — усть-кирбинской — свите находится глауконит, датированный в интервале 610—680 млн. лет. Уйская серия лежит трансгрессивно на майской серии, содержащей фитолиты среднего и верхнего неопротозоя. Прорывают ее ультраосновные и щелочные породы Ингилийского массива, которые датируются K-Ar методом 610—680 млн. лет, но наиболее достоверные значения, полученные Pb-изотопным методом по различным радиоактивным минералам, группируются в основном вокруг значения 650 ± 20 млн. лет [300]. Отложения уйской серии и интрузивные породы ингилийского комплекса несогласно перекрываются юдомской свитой — сибирским стратотипом эокембрия. Таким образом, на востоке Алданского щита верхняя граница эокембрия уверенно определяется 650—680 млн. лет.

В *Таймырской складчатой области* к эпипротозою могут быть отнесены совинская свита Восточного Таймыра и каньонная свита Северной Земли [101, 274]. Обе эти свиты залегают резко несогласно на подстилающих породах неопротозоя, а на размытой поверхности первой из них лежат «гастроподовые слои» нижнего кембрия. Свиты эти, однако, заметно отличаются друг от друга и их сопоставление, так же как и отнесение к эпипротозою, достаточно условно. Совинская свита образована преимущественно темными известняками. В основании ее находятся несортированные глыбово-валунные конгломераты, образование которых, возможно, как-то связано с ледниковыми явлениями. Каньонная свита сложена красноцветными и пестроцветными алеврито-глинистыми сланцами с прослоями мергелей и редкими покровами кислых лав.

Платформенные отложения Иркутского амфитеатра обнаруживают много общих черт с орогенными отложениями соседних складчатых областей, и поэтому они будут кратко рассмотрены ниже.

Орогенными отложениями эпипротозоя, которые сформировались в изолированных впадинах (прогибах и грабенах), возникших после замыкания геосинклинальных систем, являются осадочные, существенно обломочные и обычно красноцветные толщи тасеевской, вороговской и чингасанской серий Енисейского кряжа, ушаковская свита Прибайкалья и точерская свита Витимского плоскогорья.

За стратотип этих отложений следует принять одну из серий *Енисейского кряжа*, вероятно лучше всего тасеевскую, развитую в Ангаро-Канском прогибе и состоящую из алешкинской, чистяковской и мошаковской свит, мощностью до 2500—3000 м. Верхняя и нижняя свиты сложены главным образом красноцветными песчаниками и гравелитами, в средней свите преобладают серые песчаники и алевролиты, заключающие пачки доломитов. В нижней (алешкинской) свите Н. С. Подгорной найдены отпечатки медузоидных. *Тасеевская серия залегает с угловым несогласием на разновозрастных отложениях* докембрия (от сухопитской серии до ослянской серии) и трансгрессивно перекрывается редколесной свитой эокембрия.

С *тасеевской* серией Н. С. Подгорной и *многими другими* исследователями коррелируются чингасанская и вороговская серии Енисейского кряжа, развитые в Енисейском и Тейском прогибах (см. колонки 8 и 9 в табл. II, вкладка). В сухореченской свите вороговской серии, уверенно сопоставляемой с чистяковской, содержатся микрофитолиты четвертого комплекса. Более сложно проводится корреляция с чингасанской серией. В основании этой серии помещается мощная суктальминская свита грубообломочных пород, в составе которой находятся валунные конгломераты, пудинги и конгломерато-брекчии, которые, по всей вероятности, являются ледниковыми образованиями (тиллитами). Некоторые исследователи [85] отрицают ледниковое происхождение суктальминских конгломератов, считая их образованиями грязе-каменных и мутьевых потоков, накопившихся на краю древней кордильеры Лебяжинского поднятия. Однако их доводы не могут считаться убедительными, поскольку они не учитывают возможность переотложения древних тиллитов и нахождения их в иной обстановке. Кроме того, их выводам решительно противоречит присутствие в конгломератах валунов гранитов, отсутствующих в Лебяжинском поднятии [121].

По данным Н. С. Подгорной (личное сообщение), снос обломочного материала во время отложения конгломератов происходил главным образом не с Лебяжинского поднятия, а с северо-востока. Суктальминская свита не имеет себе аналогов в стратотипе и, можно думать, является несколько более древней. Остальные свиты чингасанской серии (суворовская, подъемная и таежная), *сложенные красноцветными и сероцветными терригенными породами* с редкими прослоями карбонатных пород, вполне соответствуют тасеевской и вороговской сериям. В подъемной свите установлены микрофитолиты третьего и четвертого комплексов, там же находится глауконит, датированный 700 млн. лет. В суктальминской свите содержатся небольшие покровы вулканитов, по которым К-Ar методом получено значение также около 700 млн. лет; очевидно, оно несколько «омоложено».

Следует отметить, что к чингасанской серии иногда присоединяются снизу еще карьерная и лопатинская свиты красноцветных терригенных и частично карбонатных пород, на которых с размывом лежат тиллиты суктальминской свиты. Судя по тому, что в лопатинской свите содержатся микрофитолиты третьего комплекса [50], эти свиты должны относиться к верхнему неопротозою и сопоставляться с ослянской серией Енисейского кряжа и с карагасской серией Присаянья, на которую они очень похожи.

А. И. Ицков [121] полагает, что перерыву между рассматриваемыми комплексами Енисейского кряжа и эокембрием (или нижним кембрием) отвечает внедрение щелочных гранитов и сиенитов порожнинского комплекса,

возраст которых по данным K-Ar метода приблизительно 630 млн. лет. Однако принадлежность этого комплекса к эпипротозою геологически не доказана.

В Чадобецком поднятии *Иркутского амфитеатра* близким аналогом тасеевской серии является платформенная тогонская свита сероцветных и красноцветных песчаников, алевролитов и отчасти карбонатных пород, залегающая несогласно на медведковской или брусской свитах верхнего неопротозоя и несогласно перекрытая огоньской свитой нижнего кембрия.

Тасеевская серия и ее аналоги близки по набору пород и частично по характеру их переслаивания в разрезе также платформенной оселочной серии Присаянья. Глауконит из нижней части этой серии датируется 737 млн. лет. В прослоях карбонатных пород, заключенных в средней части серии, содержатся микрофитолиты четвертого комплекса. Оселочная серия лежит несогласно на карагасской серии среднего и верхнего неопротозоя и, по-видимому, на рвущих последнюю диабазах (1200 млн. лет); перекрывается она трансгрессивно мотской свитой эокембрия.

В *Западном Прибайкалье* орогенному типу эпипротозоя принадлежит ушаковская свита граувакковых песчаников, гравелитов и конгломератов, залегающая с размывом на качергатской свите байкальской серии среднего и верхнего неопротозоя и трансгрессивно перекрытая мотской свитой эокембрия. По направлению к Иркутскому амфитеатру мощность этой свиты быстро сокращается (от 1300 до 50—100 м) и грубообломочные породы замещаются тонкозернистыми песчано-алевролитовыми толщами, которые лежат непосредственно на архейском фундаменте Сибирской платформы *.

К орогенной формации эпипротозоя, по-видимому, относится и точерская свита, развитая на ограниченной площади в верховьях р. Витима, во внутренней части *Байкальской складчатой области*. Эта свита, сложенная грубообломочными породами с прослоями карбонатных пород и кислых вулканитов, залегает трансгрессивно на неопротозойских отложениях икатской серии и также несогласно перекрывается конгломератами бурундинской свиты, которые условно относятся к нижнему кембрию. Условия залегания и детрактивный характер отложений точерской свиты свидетельствуют о том, что ее отложению предшествовали крупные тектонические движения. По-видимому, точерскую свиту можно параллелизовать с ушаковской свитой Западного Прибайкалья. По присутствию в ней кислых вулканитов она близко напоминает и сархойскую свиту Восточного Саяна (см. ниже).

К миогеосинклинальному типу отложений эпипротозоя в Сибири относятся бодайбинская подсерия патомской серии Патомского нагорья, изыкская серия и синхроничные ей сархойская и горхонская свиты Восточного Саяна. Распространены эти отложения на ограниченной площади, неполно представлены и плохо охарактеризованы органическими остатками; все это затрудняет выделение стратотипа.

Бодайбинская подсерия патомской серии, развитая в Мамско-Бодайбинской зоне миогеосинклинального пояса Байкальской складчатой области, характеризуется большой мощностью (до 4800 м), существенно терригенным составом, присутствием грубообломочных граувакковых пород в верхней половине разреза (в анангрской свите), сравнительно высоким, но неравномерным метаморфизмом пород, обусловленным воздействием крупных интрузий гранитов, а также тесной связью с подстилающими отложениями неопротозоя [249]. Эти и многие другие особенности рассматриваемых отложений находятся в связи с тем, что они сформировались в типично геосинклинальных условиях, в регрессивную фазу крупного единого нео-эпипротозойского седиментационного цикла до катангского («раннебайкальского») диастро-

* В. Г. и Е. И. Постниковы [223] указывают, что в платформенных отложениях, вскрытых буровыми скважинами в районе пос. Марково (на р. Лене) и относящихся, по их мнению, к ушаковской свите, обнаружены микрофитолиты третьего комплекса. Однако индентификация указанных отложений с ушаковской свитой Прибайкалья не является бесспорной.

физма, завершившего в основном геосинклинальное развитие Байкальской геосинклинальной системы (байкалид).

Неопротозойский (гренвиллский) диастрофизм в миогеосинклинальном поясе этой системы не вызвал перерыва в осадконакоплении, а проявился только в изменении его характера — в образовании после терригенно-карбонатных отложений кадаликанской подсерии мощной существенно терригенной бодайбинской подсерии. О принадлежности этой подсерии к эпипротозою можно судить на основании ее залегания между средним — верхним неопротозоем (кадаликанская подсерия) и эокембрием (гукитская, нижняя и верхняя падроканские свиты). Кроме того, в прослоях доломитов, заключенных в верхней части бодайбинской подсерии (в илигирской свите), присутствуют катаграфии четвертого комплекса (*Vesicularites concretus* Z. Zhur.).* Эокембрийские отложения залегают на гранитах, рвущих бодайбинскую подсерию. Синхроничные граниты в соседних районах Байкальской складчатой области датированы K-Ar методом 680 млн. лет.

Изыкская серия, развитая в Удско-Дербинской зоне (Манском прогибе) *Восточно-Саянской складчатой области*, состоит из двух свит, общей мощностью до 3400 м, каждая из которых сложена внизу терригенными породами (филлитизированными глинистыми сланцами и песчаниками), которые кверху сменяются известняками [289]. Серия залегает несогласно между кувайской серией неопротозоя и анастасьинской свитой эокембрия — нижнего кембрия. Отнесению этой серии к эпипротозою как будто противоречит наличие в ее нижней части прослоев известняков с онколитами *Osagia tenuilamellata* Reitl. и *O. undosa* Reitl., которые считаются характерными для второго комплекса. Однако стратиграфическое положение серии и ее близкая структурная связь с отложениями эокембрия — нижнего кембрия заставляют с сомнением отнестись к возможности понижения ее возраста (заметим, кстати, что многими исследователями еще недавно она относилась к кембрию). Следует также отметить, что в Восточном Забайкалье, Приханкайском районе Дальнего Востока и на Шантарских островах Охотского моря упомянутые онколиты были встречены в фаунистически охарактеризованных отложениях кембрия (данные Т. М. Тетяевой и А. Н. Ефимова, М. И. Липкиной, О. А. Степанова и Э. Л. Школьник).

Некоторое противоречие между палеонтологическими данными и геологическими наблюдениями отмечается и для эпипротозойских образований Иркутно-Окинской зоны Восточного Саяна, представленных сархойской и горхонской свитами. Сархойская свита, сложенная пестроцветными грубообломочными породами с подчиненными прослоями красных кислых вулканитов, залегает с угловым несогласием на различных образованиях орликской серии неопротозоя, преимущественно на монгошинской свите, содержащей строматолиты и онколиты второго комплекса, и на вышележащей дибинской свите, которая, судя по ее корреляции с палеонтологически охарактеризованными отложениями других районов, относится к верхнему неопротозою. Горхонская свита, залегающая в общем согласно, но местами с признаками размыва на сархойской, образована доломитами, включающими наряду со строматолитами четвертого комплекса (в частности, *Sacculia ovata* Korol.) строматолиты, очень характерные для второго комплекса (например, *Conophyton metula* Kirič. и *C. lituus* Masl.). Перекрывается горхонская свита боксонской свитой доломитов эокембрия — нижнего кембрия, содержащей в нижней части строматолиты, относящиеся к четвертому комплексу, а вверху — многочисленные археоциаты. Боксонская свита залегает

---

* Некоторые исследователи [297] полагают, что бодайбинская серия Мамско-Бодайбинской зоны соответствует кадаликанской подсерии в Приленской зоне. Однако этому мнению противоречат многие факты, например резкое несоответствие состава и строения баракунской свиты и сопоставляемой с ней имняхской, которая, напротив, удивительно похожа на жуинскую и ченчинскую, наличие в илигирской свите микрофитолитов четвертого комплекса, тогда как в сопоставляемой с ней ченчинской свите находятся органические остатки третьего комплекса, и т. д.

в одних местах на размытой и закарстованной поверхности доломитов горхонской свиты с бокситами в основании, в других местах — видимо согласно [289]. Последнее обстоятельство не позволяет сильно отрывать горхонскую свиту от боксонской и, следовательно, понижать возраст сархойской и горхонской свит до неопротозоя.

Интересно отметить, что в Удско-Дербинской зоне (бассейн р. Оки) имеются небольшие интрузивные тела щелочных и субщелочных гранитоидов, для которых получены K-Ar методом значения до 620 млн. лет [187]. Такого рода гранитоиды относятся к так называемому огнитскому комплексу палеозоя, но в Восточном Саяне, вероятно, имеются два разновозрастных комплекса щелочных гранитоидов, поскольку один из них прорывает палеозойские породы до девона включительно (огнитский комплекс), а другие щелочные гранитоиды (по данным А. З. Коникова, личное сообщение) находятся в гальке конгломератов (гора Гребешкова), которые включаются в состав анастасьинской свиты эокембрия.

За пределами Сибири эпипротозойские отложения развиты на Северо-Востоке СССР, в Казахстане, Тянь-Шане, Южном Китае, Северной Корее и, возможно, на севере Индостанского полуострова. Во всех этих районах они характеризуются присутствием ледниковых образований.

На *Северо-Востоке СССР* к эпипротозою относятся карбонатно-терригенные отложения с тиллитами, венчающие разрез докембрия Приколымья (Столбовское поднятие). Эти отложения, по данным Р. С. Фурдуя [309], залегают на осадочных толщах среднего и верхнего неопротозоя (см. гл. VII) и состоят внизу из доломитов и известняков с фитолитами четвертого комплекса, которые могут относиться еще к верхам верхнего неопротозоя, и перекрывающих их (вероятно, с размывом) красноцветных терригенных пород (песчаников, глинистых сланцев, конгломератов), общей мощностью до 400 м, вмещающих пачку (до 130 м) тиллитов, представленных несортированными галечно-глыбово-валунными конгломератами со штрихованными валунами.

В некоторых местах Приколымского поднятия тиллиты замещаются конгломератами и кварцитовидными песчаниками с прослоями доломитов, выделяемыми в тумусскую свиту (300—400 м); выше лежит коркодонская свита (550 м) доломитов с фитолитами четвертого комплекса, которая относится к эокембрию, поскольку она согласно перекрывается пестроцветными известняками и мергелями кирпичниковской свиты с остатками фауны нижнего кембрия [165].

В *Казахстане* эпипротозойская группа лучше всего представлена в Большом Каратау и Улутау. В первом районе к ней относится улутауская серия, залегающая несогласно на отложениях неопротозоя (кайнарская свита), прорванных гранитами Кумыстинского массива, которые датированы K-Ar методом по слюдам 670 ± 70 млн. лет, а α-Pb методом по циркону 720 млн. лет [149], но оба значения, по-видимому, занижены. Улутауская серия (до 1500 м) сложена различными терригенными породами — песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, среди которых заключены два горизонта тиллитов: один в 300 м от подошвы, другой — вблизи от кровли. На поверхности размыва улутауской серии залегают отложения нижнего кембрия.

В Улутау наиболее полный разрез эпипротозоя находится в районе Байконырского синклинория [114]. Там на коксуйской серии верхнего неопротозоя несогласно залегает акбулакская серия (до 1500 м) конгломератов и песчаников, частично туфогенных, а выше с перерывом ложится улутауская серия, которая расчленяется на: 1) жалтауссскую свиту кварцевых песчаников и гравелитов, вверху сменяемых глинистыми фосфатоносными сланцами с прослоями известняков; 2) сатанскую свиту тиллитов, песчаников и сланцев (нижний тиллитовый горизонт); 3) бозингенскую свиту доломитов; 4) курайлинскую свиту пестроцветных сланцев и известняков; 5) байконырскую свиту тиллитов и конгломератов (верхний тиллитовый горизонт). Перекрывается улутауская серия, так же как в Большом Каратау, кембрийскими отложениями.

Согласно представлениям Ю. А. Зайцева и других геологов [114, 120], акбулакская серия моложе щелочных гранитоидов Актасского массива, датированных Pb-изотопным методом по циркону. Названным автором принимается для этих гранитов возраст 650± ±50 млн. лет, рассчитанный по изохроне для нескольких проб циркона, для которых получены дискордантные значения. Однако указанное значение не является вполне достоверным, поскольку во многих пробах циркона содержится большое количество (1—1,4%) обыкновенного свинца, поправка на который существенно искажает результаты. Только одна проба, в которой находится немного (0,325%) обыкновенного свинца, показывает сходящиеся значения по главным изотопным отношениям, может быть признана удовлетворительной; по отношениям Pb^{207}/Pb^{206} и Pb^{206}/U^{238} она дает возраст 790±60 млн. лет. Необходимо также отметить, что действительные взаимоотношения актасских гранитоидов с рассматриваемой серией неясны, так как они нигде не контактируют, а заключение о более древнем возрасте гранитоидов основано на присутствии в акбулакских конгломератах гальки гранитов, похожих на актасские. Но, как известно, индентификация гранитоидов может быть ошибочной.

Докембрийские отложения, вмещающие тиллиты, известны в ряде районов *Тянь-Шаня*, где они подробно изучены рядом исследователей, в особенности Е. И. Зубцовым [116]. По данным этого автора, в их составе могут быть выделены четыре горизонта (снизу): 1) кичиталдысуйский, или подтиллитовый (100—200 м), образованный в большинстве районов конгломератами, аркозами и алевролитами с прослоями доломита; 2) джетымский, или нижний тиллитовый (400—2500 м), в составе которого среди терригенных пород присутствуют тиллиты и сопровождающие их ленточные сланцы; 3) джакболотский, или межтиллитовый (200—500 м и больше), сложенный пестроцветными терригенными и карбонатными породами, и 4) байконырский, или верхний тиллитовый (15—100 м и более), состоящий в основном из тиллитов. Эти четыре горизонта Е. И. Зубцов проследил от Казахстана до хр. Куруктаг в Китае (Синцзян), где подобные отложения описаны Э. Нориным [549].

В Каратау-Таласской зоне Тянь-Шаня к нижней — дотиллитовой — части эпипротозоя может относиться малокаройская серия, залегающая несогласно на карагаинской серии верхнего неопротозоя и перекрытая с размывом эокембрийскими (?) и нижнекембрийскими отложениями. Малокаройская серия в Таласском хребте состоит из кизылбельской свиты (30—200 м) пестроцветных алевролитов и песчаников, чичканской свиты (50—100 м) серых алевролитов и глинистых сланцев с прослоями песчаников и окремнелых доломитов со строматолитами *Patomia* и *Linella* (четвертый комплекс) и курганской свиты (300—700 м) пестроцветных туфов, порфиров, туффитов, алевролитов и глинистых сланцев [177]. Отнесение малокаройской серии к низам эпипротозоя достаточно условно; не исключено, что она принадлежит самой верхней части верхнего неопротозоя, обычно охарактеризованной фитолитами четвертого комплекса.

В *Южном Китае*, в провинциях Хубей и Юньнань, к эпипротозою, вероятно, должны быть отнесены платформенные отложения свит Ляньто, Наньто и Доушаньто, которые китайскими геологами причисляются к синийской «системе» [175]. Свита Ляньто (50—500 м) сложена красноцветными грубозернистыми аркозовыми песчаниками с прослоями аргиллитов, алевролитов и конгломератов, залегающими субгоризонтально на метаморфической толще неопротозоя (?), прорванной гранитами с возрастом 900 млн. лет (K-Ar метод). Свита Наньто (до 200 м) сложена тиллитами, лежащими с размывом на песчаниках Ляньто или на более древних метаморфических породах. Более молодая свита Доушаньто (80—420 м) образована темными аргиллитами, переслаивающимися с известняками, доломитами и песчаниками. Глауконит из этой свиты датирован 620—670 млн. лет, но этот возраст, возможно, немного «омоложен». Свита Доушаньто перекрывается как будто согласно свитой Дэнин, состоящей из доломитов и известняков с фосфоритами, в верхней части которой содержатся органические остатки, напоминающие хиолиты, а еще выше с размывом лежат нижнекембрийские отложения с трилобитами *Redlichia*. Свита Дэнин может относиться к эокембрию или к низам нижнего кембрия.

В *Северной Корее* эпипротозойской является серия (свита) Кухён, развитая в Пхённамском прогибе, где она лежит с размывом на различных свитах *синийского комплекса среднего — верхнего неопротозоя (серия Санвон)* и трансгрессивно перекрывается отложениями с органическими остатками нижнего кембрия (свита Яндок). Серия состоит из филлитов или филлитизированных глинистых сланцев с редкими прослоями известняков и известковистых песчаников и заключает в нижней части одну или две пачки тиллитов, представляющих собой глинистые или алевритистые сланцы с рассеянными или, напротив, сгруженными гальками и валунами разнообразных пород. Мощность серии колеблется в больших пределах главным образом вследствие предкембрийского размыва; обычно она измеряется первыми сотнями метров, но достигает 800—1200 м [63].

На *Индостанском полуострове* к эпипротозою, возможно, относится так называемая серия Мелани, развитая в западной части Раджастхана. Сложена она субаэральными кислыми вулканитами: риолитами (порфирами), фельзитами, переслаивающимися с туфами и пирокластическими брекчиями. Лавы сопровождаются субвулканическими интрузиями гранит-порфиров и гранитов. Вулканические породы залегают почти горизонтально на метаморфических породах серии Аравалли, а субвулканические породы прорывают *постделийские — эринпурские — граниты. Однако взаимоотношение* вулканитов с отложениями виндийской надсерии неясно. Большинство индийских геологов считает, что риолиты Мелани древнее виндия, но даже у авторов, придерживающихся этого мнения, иногда встречается утверждение, *что риолиты и гранит-порфиры Мелани прорывают виндийские породы, но* они не уточняют, однако, какие [158, с. 134]. По-видимому, второе утверждение правильно, поскольку определение возраста Rb-Sr изохронным методом по 6 образцам неизмененных риолитов и туфов дало значение 745 ± ± 10 *млн. лет* [401].

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Отложения рассматриваемой группы в Северной Америке, так же как и в Евразии, образуют вполне самостоятельный структурный ярус, отделенный от выше- и нижележащих образований несогласиями. Подобно отложениям неопротозоя, в пределах Северо-Американской платформы они представлены недислоцированными платформенными формациями, а в фанерозойских складчатых областях ее обрамления — формациями миогеосинклинального типа.

Стратотипом платформенных отложений может служить серия Верхнее Кивино, развитая в районе Верхнего озера (штат Мичиган, США), на юге *Канадско-Гренландского щита*. В основании ее находятся конгломераты Коппер Харбор, *которые похожи на тиллиты и иногда* [546 *и др.*] *относятся* к ним. Выше залегают сланцы Нонесач, возраст которых определен Rb-Sr изохронным методом 1075 млн. лет [389]. Еще выше с перерывом лежат красноцветные косослоистые аркозовые песчаники, алевролиты, глинистые *сланцы и конгломераты Фреда (Оронто), составляющие основную часть серии*, общая мощность которой достигает 7000 м. Серия Верхнее Кивино лежит несогласно на серии Нижнее Кивино и на рвущих последнюю габбро-диабазах и габбро (массив Дулут), имеющих возраст 1150—1250 млн. лет. Перекрывается она со стратиграфическим несогласием эокембрийскими (?) песчаниками Бэйфилд.

В штате Миннесота (США) песчаникам Фреда (Оронто) соответствуют песчаники Фонд-ду-Лак, которые ложатся несогласно на серию Нижнее Кивино и на габбро-диабазы и трансгрессивно перекрываются эокембрийскими (?) песчаниками Хинклей. Аналоги нижней части серии там отсутствуют.

В тектонической провинции Медвежьего озера к эпипротозою относятся песчаники, сланцы и доломиты, залегающие трансгрессивно на верхненеопротозойской серии Коппермайн-Ривер (древнее 1200 млн. лет) и прорванные диабазами, которые датированы K-Ar методом в интервале 635—735

(600—700) млн. лет. В соседней провинции Слэйв, также на о. Виктория эти отложения выделяются в серию Шалер. В бассейне р. Блок она состоит из толщи серых глинистых сланцев, аргиллитов и алевролитов (более 1000 м), на которой лежат красноцветные доломиты со строматолитами, содержащие вверху включения гипса и прослои алевролитов (до 800 м) [356].

В Гренландии эпипротозойские отложения развиты преимущественно в северной части острова. К платформенному типу формаций этого возраста здесь принадлежат отложения, развитые в северо-западной части острова, в районе Туле (м. Иорк) и на северо-востоке в районе Земли Пири и Данмаркс-Фьорда. Наиболее полный разрез этих отложений наблюдается на юге Земли Пири [19, 497]. Здесь, в основании эпипротозоя, несогласно на неопротозойских песчаниках Мидсомер, прорванных диабазами с возрастом 1045 (1000) млн. лет, залегают тиллиты (5—50 м). Выше них следует толща песчаников с прослоями глинистых сланцев и доломитов (100 м), затем толща доломитов (200 м) и, наконец, толща песчаников, чередующихся с кварцитами и глинистыми сланцами, заключающая прослои известняков (420 м). В доломитах содержатся строматолиты и онколиты, а также микроскопические водорослевые остатки, аналогичные тем, что известны в эпипротозойской свите Биттер-Спринг Северной Австралии [553]. На эпипротозойских отложениях несогласно залегают нижнекембрийские доломиты Бренлунд.

С отложениями Земли Пири параллелизуется нижняя часть серии Туле, образованная кварцито-песчаниками Вулстенхолм (500 м) и залегающими на них глинистыми сланцами с прослоями и пачками доломитов и песчаников, относящимися к свите Дундас (650 м). В основании серии находятся базальные аркозовые конгломераты, лежащие трансгрессивно на метаморфических породах, прорванных дайками диабазов, которые гренландские исследователи сопоставляют с датированными дайками Земли Пири [19]. На свите Дундас со стратиграфическим несогласием залегают красноцветные породы верхней части серии Туле, которые нами относятся к эокембрию.

В районе Данмаркс-Фьорда эпипротозойские отложения представлены свитой Кампануладаль, сложенной внизу песчаниками, а вверху строматолитовыми известняками (250 м), и лежащей на ней свитой Фюн-Лейк, образованной доломитами, содержащими строматолиты (320 м). Песчаники Кампануладаль залегают трансгрессивно на песчаниках Норсемандаль, прорванных диабазами. Доломиты Фюн-Лейк с перерывом перекрываются кварцевыми песчаниками нижнего кембрия. По-видимому, эпипротозойские отложения Данмаркс-Фьорда, так же как и отложения серии Туле, несколько моложе горизонта тиллитов Земли Пири (см. табл. III, вкладка).

На юго-востоке *Северо-Американской плиты*, в горах Арбукль и Вичито (Оклахома, США), развиты осадочно-вулканогенные толщи субплатформенного авлакогенного типа, которые, по всей вероятности, относятся к эпипротозою. Там они подразделяются на две согласно между собой залегающие серии (или свиты): Тиллман, сложенную терригенными породами, и Невадже, образованную основными вулканитами [459]. Серия Тиллман лежит трансгрессивно на гранитах, датированных Rb-Sr методом 1050 млн. лет, а на серии Неваджое трансгрессивно лежат кислые вулканиты эокембрийской (?) толщи Карлтон.

Миогеосинклинальные, иногда близкие субплатформенным отложения эпипротозоя известны во всех складчатых областях обрамления Северо-Американской платформы. Их стратотипом может быть избрана серия Виндермер (или Уиндермер), развитая на севере *складчатой области Кордильер*, в горах Британской Колумбии. Эта серия залегает несогласно на неопротозойской надсерии Перселл, прорванной диабазами, имеющими возраст 1200 млн. лет, и также несогласно перекрывается свитой Три Систерс эокембрия. Серия Виндермер состоит (начиная снизу) из свиты Тоби (20—600 м), сложенной тиллитами с прослоями песчаников и алевролитов (20—600 м), свиты Айрин (0—2500 м), состоящей из основных вулканитов, перемежающихся с аргиллитами, конгломератами и песчаниками и иногда с редкими

прослоями известняков, и свиты Монк, или Хорстиф-Крик (до 2000 м), которая залегает на подстилающих породах с местным размывом и состоит внизу из тиллитоподобных конгломератов, а главным образом из аргиллитов, алевролитов и песчаников с прослоями конгломератов и известняков [588 и др.]. К серии Виндермер, по-видимому, относятся и тиллиты, развитые в бассейне р. Боннет-Плум-Ривер (территория Юкон, Канада). Основание тиллитовой толщи не вскрыто, поверх ее несогласно лежат нижнекембрийские отложения [655].

В южных районах Северо-Американских Кордильер эпипротозойские образования известны в штате Юта, в Северной Калифорнии и в пограничных районах штата Невада. В штате Юта (район Большого Соленого озера, хр. Уосатч) к ним нами относятся тиллиты Минерал-Форк, залегающие с размывом на неопротозойской серии Биг-Коттонвуд и трансгрессивно перекрытые кварцитами эокембрийской свиты Мютюэл [397]. В Калифорнии (Долина Смерти) к эпипротозою относятся лежащие друг на друге с перерывом свиты Кингстон-Пик, Нундей и Джони [610, 650]. Свита Кингстон-Пик (300—600 м) залегает несогласно на серии Пахрамп среднего неопротозоя и сложена песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, которые выше сменяются тиллитами, заключающими штрихованные утюгообразные валуны различных пород; песчаники содержат рассеянную («плавающую») гальку кварца и гранитов. Вышележащая свита Нундей (400—660 м) образована серыми массивными доломитами, а самая верхняя свита Джони (600—1300 м) — песчаниками, алевролитами и доломитами со строматолитами четвертого комплекса *Linella ukka* K r y l., *Boxonia gracilis* K o r o l. и др. [392]. Эти отложения перекрываются эокембрийскими (?) кварцитами Стирлинг, на которых залегают отложения, заключающие остатки фауны нижнего кембрия.

В *Восточно-Гренландских каледонидах* эпипротозою принадлежит верхняя часть серии Хаген-Фьорд Земли Кронпринца Христиана [19] и большая часть серии Мёркебьерг, развитая в районе Конг-Оскарс-Фьорда [561]. Нижняя часть обоих этих подразделений сложена тиллитами, перемежающимися с песчаниками, выше залегают сланцево-известняково-доломитовые толщи (см. табл. III, вкладка). Тиллиты серии Хаген-Фьорд (свита Ульваберг) лежат на нижней — неопротозойской — части серии резко несогласно, а вся серия трансгрессивно перекрыта нижнекембрийскими (?) кварцевыми песчаниками Кейп-Холбек. Миогеосинклинальные отложения верхней части серии Хаген-Фьорд расчленяются так же, как и платформенные отложения Данмаркс-Фьорда, рассмотренные ранее, и, за исключением нижней тиллитовой свиты, они носят те же названия. Тиллиты серии Мёркебьерг лежат с перерывом на неопротозойской серии Элеонора-Бей. Карбонатные отложения, залегающие в верху серии Мёркебьерг, с размывом перекрываются красноцветными терригенно-карбонатными породами, заключающими глиптоморфозы по каменной соли («свита с отпечатками соли»). Эти красноцветы обычно включаются в серию Мёркебьерг в качестве самого верхнего ее подразделения, очевидно, они уже принадлежат эокембрию.

С верхней — карбонатной — частью разреза эпипротозоя Восточной и Северной Гренландии, вероятно, должна сопоставляться доломитовая толща Элла-Бей о. Элсмира в Иннуитской складчатой области, которая залегает между неопротозойской серией (свитой) Кеннеди-Ченнл и эокембрийской серией Элсмир, будучи отделена от них несогласиями [504].

В *Аппалачской складчатой области* к эпипротозою относятся осадочные и осадочно-вулканогенные толщи, развитые почти во всех районах выходов докембрия. Наиболее характерной из них является серия Маунт-Роджерс (выделяемая также под названием «Грандфаза» и «Эшн»), развитая на северо-западе штата Северная Каролина. По данным Д. Ранкина [575, 576], серия сложена метаморфизованными осадочными породами (граувакками, аркозами, сланцами и др.), чередующимися с метавулканитами основного и кислого состава. В нижней части серии находится толща, состоящая из аркозов и из несортированных валунно-галечных конгломератов, которые

по ряду признаков относятся к тиллитам. Серия залегает резко несогласно на архейском (?) гнейсовом комплексе Кранберри и трансгрессивно перекрывается нижнекембрийскими отложениями. Возраст кислых вулканитов, определенный Pb-изотопным методом по циркону, равен 820 млн. лет. Эта датировка, а также присутствие тиллитов позволяют уверенно относить серию Маунт-Роджерс к эпипротозою.

В северной части хр. Блу-Ридж (Виргиния) близким аналогом серии Маунт-Роджерс является метаморфическая толща (иногда называемая гленармским комплексом), состоящая из метаосадочной свиты Линчбург и залегающей на ней свиты Катоктин, сложенной основными метавулканитами [428]. В более южных районах Аппалачей, в структурно-формационной зоне Хребтов и Долин, к эпипротозою, вероятно, относится нижняя часть надсерии Окои, выделяемая как серия Сноуберд. Эта серия, коррелируемая американскими геологами [428, 576] с серией Маунт-Роджерс, состоит из четырех свит, сложенных различными терригенными породами (см. табл. III, вкладка). Залегает она трансгрессивно на гнейсовом комплексе архея и с перерывом перекрывается серией Грейт-Смоки (верхняя часть надсерии Окои), условно относимой нами к эокембрию.

На северо-восточном фланге Аппалачской складчатой системы к эпипротозою, вероятно, должна быть отнесена бóльшая часть серии Консепшн (2400 м), развитой на п-ове Авалон о. Ньюфаундленд [491, 526]. Эта серия сложена различными терригенными породами, главным образом граувакками, алевролитами, аргиллитами, отчасти кремнистыми сланцами и конгломератами. В нижней части находятся две пачки тонкослоистых алевритовых и песчаных пород с рассеянными крупными галькáми и валунами (до 30 см), иногда граненными и штрихованными, что дает основание рассматривать эти породы как ледниково-морские образования [382, 526].

В средней части серии среди терригенных пород находятся покровы андезитовых лав, а в самой ее верхней части, обособляемой в свиту Кейп-Кови глинистых и кремнистых сланцев, находятся многочисленные отпечатки различных бесскелетных животных эдиакарского типа, преимущественно медузоидных [538]. На породах серии Консепшн лежит мощная (более 4500 м) терригенная серия Ходжуотер, которая со стратиграфическим несогласием перекрывается кварцитами Рандом, а затем также несогласно — толщей с остатками древнейшей фауны нижнего кембрия. Таким образом, ледниковые образования отделены от нижнекембрийской толщи отложениями мощностью до 7000—8000 м. Свита Кейп-Кови, судя по органическим остаткам, по-видимому, относится к эокембрию, хотя нельзя исключить и принадлежность ее к верхней части эпипротозоя. Характер ее контакта с главной нижележащей частью серии Консепшн не вполне выяснен; не исключено, что она отделена от нее небольшим перерывом.

Представлению об эпипротозойском возрасте серии Консепшн как будто противоречат изотопные определения возраста вулканитов Харбур-Мейн, на которых несогласно лежит серия, а также гранитов Холируд, рвущих вулканиты; датировки Rb-Sr изохронным методом первых дали возраст 568 млн. лет, вторых — 574 млн. лет [526]. Однако, учитывая огромную мощность предкембрийских отложений и сложность их строения (наличие ряда несогласий), можно считать, что оба эти значения сильно «омоложены» вследствие многократного воздействия на породы каледонских и раннегерцинских движений и термальных процессов*.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРУППЫ

Как видно из изложенных выше данных, эпипротозойские отложения на всех материках образуют совершенно самостоятельный комплекс, почти везде отделенный от подстилающих и перекрывающих отложений крупными

* В некоторых работах авторы, ссылаясь на исследования Г. Фейрберна, указывают возраст гранитов Холируд 900 млн. лет (Rb-Sr метод).

структурными или стратиграфическими несогласиями. Нижняя его граница определяется временем окончания гренвиллского диастрофизма (1000 млн. лет), а верхняя граница — временем окончания катангского диастрофизма (650—680 млн. лет). Таким образом, длительность эпипротозойской эры равна 320—350 млн. лет, т. е. она вполне соизмерима с длительностью палеозойской эры (330 млн. лет) и значительно превосходит длительность мезозойской и кайнозойской эры (170 и 70 млн. лет).

Самой характерной чертой рассматриваемой группы является присутствие в ней ледниковых отложений (тиллитов). Как теперь выясняется, эти отложения развиты во многих районах на всем земном шаре независимо

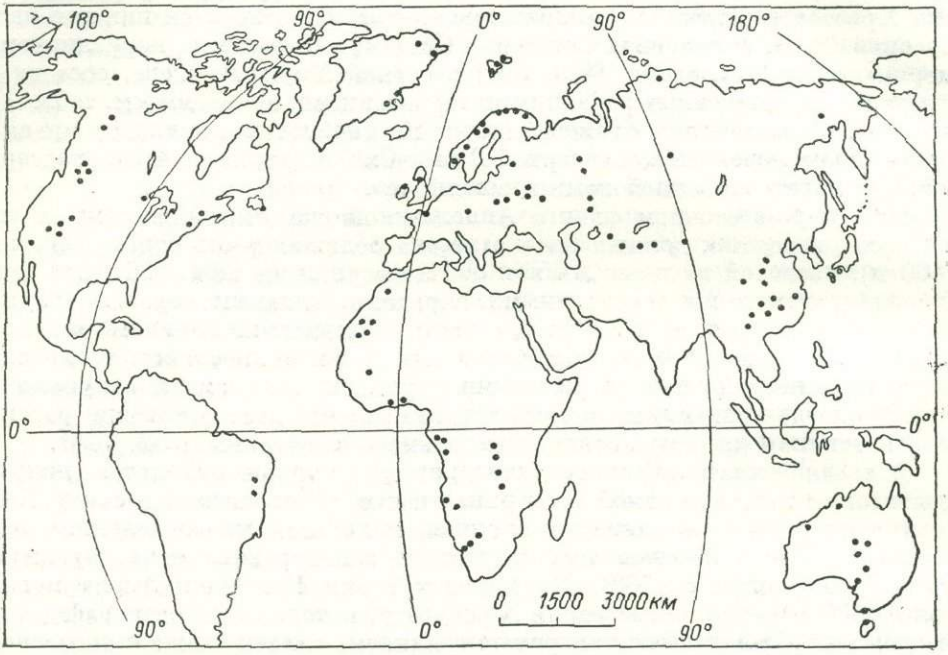


Рис. 33. Схема распространения эпипротозойских ледниковых отложений (тиллитов).

от географической широты не только современной, но и древней, поскольку при любых палеогеографических построениях они окажутся на всевозможном удалении от полюсов (рис. 33). Вместе с тем обращает на себя внимание, что в некоторых районах, например в Восточной Сибири, тиллиты отсутствуют хотя эпипротозойские отложения там имеются. Вероятно, это связано с какими-то особыми местными условиями, неблагоприятными для развития оледенения, или же с тем, что там в разрезе эпипротозоя отсутствуют толщи, соответствующие ледниковым уровням*.

Анализ материала, относящегося к эпипротозойским отложениям материков северного и южного полушарий, показывает, что тиллиты приурочены к толщам, которые встречаются на двух уровнях, обычно разделенных мощными отложениями, лишенными признаков ледниковой обстановки. Нижние тиллиты залегают то непосредственно на денудированной поверхности неопротозойских пород, то помещаются на сравнительно мощной доледниковой толще, относящейся к нижней части эпипротозойской группы. Верхние тиллиты всегда приурочены к толще, залегающей вблизи кровли группы

* Согласно новым литологическим исследованиям О. Н. Сеннова (личное сообщение) эпипротозойские отложения Западного Прибайкалья (ушаковская свита) и Присаянья (марская свита олхинской серии) сформировались в условиях очень холодного, скорее всего, ледникового, климата.

Внутреннее строение каждой из ледниковых толщ бывает достаточно сложным, поскольку тиллиты в них иногда разделяются терригенными (редко терригенно-карбонатными и вулканогенными) отложениями, которые являются или межледниковыми или различными флювиогляциальными и ледниково-морскими образованиями.

Возраст нижних тиллитов в северном полушарии может быть в грубых чертах оценен на основании датирования Pb-изотопным методом (по циркону) залегающих на них в Аппалачской складчатой области вулканитов, которые сформировались 820 млн. лет назад. Возраст нижних тиллитов в Северной Австралии (тиллиты Мунлайт Велли) определен Rb-Sr изохронным методом по филлитизированным глинистым сланцам 740 млн. лет [395, 556]. Такой же примерно возраст имеют нижние тиллиты в Африке (Большой Конгломерат р. Конго и др.). Возраст верхних тиллитов, к которым относятся ледниковые отложения чурочинской свиты Полюдова кряжа (Урал), может быть примерно оценен по двум K-Ar датировкам глауконита, одна из которых — 680 млн. лет — принадлежит глаукониту из подстилающих тиллиты отложений усть-чурочинской свиты, а другая — 640 млн. лет — глаукониту из несогласно перекрывающих тиллиты отложений ильявожской свиты эокембрия.

Однако вероятно, что оба эти значения (особенно первое из них) несколько занижены вследствие потерь аргона. Верхние тиллиты Северной Австралии, судя по Rb-Sr изохронной датировке сланцев из перекрывающих их отложений, несколько древнее 685 млн. лет [395, 556]. Такой же возраст имеют сланцы среди верхних тиллитов (тиллит Жбелия) в Западной Африке (Rb-Sr изохронный метод, данные Бока и Клоефта, личное сообщение Н. М. Чумакова). Учитывая, что верхняя возрастная граница эпипротозоя равна 650—680 млн. лет, а верхние тиллиты находятся вблизи кровли группы, можно принять их возраст примерно 690—680 млн. лет*. Исходя из приведенных данных можно считать, что нижний и верхний тиллитовый горизонты относятся к двум самостоятельным ледниковым эпохам, разделенным длительным (более 100—120 млн. лет) промежутком времени.

Некоторые исследователи (М. А. Семихатов и другие) причисляют нижние тиллиты к верхнему рифею, а верхние тиллиты — к венду (терминальному рифею), выделяемому ими на основании присутствия фитолитов четвертого комплекса. Однако фитолиты этого комплекса имеют весьма большой вертикальный диапазон распространения (от верхней части верхнего неопротозоя до кембрия), а оба тиллитовых горизонта заключены в геоисторически едином комплексе, который, в соответствии с принятыми принципами расчленения докембрия, представляет собой самостоятельную группу. Поскольку образование ледниковых отложений, скорее всего, было связано с явлениями глобального порядка, тиллитовые горизонты должны представлять собой прекрасные маркирующие уровни для межконтинентальной корреляции эпипротозойских отложений. При этом оба горизонта тиллитов могут быть использованы для расчленения эпипротозоя на четыре части: доледниковую, нижнюю ледниковую, межледниковую и верхнюю ледниковую. Следует, однако, отметить, что иногда возникают затруднения при определении положения в группе тиллитовых толщ, так как бывает неясно, являются ли они частями одного тиллитового уровня или же при-

---

* Согласно недавно опубликованному исследованию Я. Прингла (Geol. Mag., 1973, vol. 109, № 6), Rb-Sr изохронные датировки сланцев из свиты Ниборг района Варангер-фьорда (Северная Норвегия), представляющей собой межледниковые отложения поздней эпипротозойской (варангерской) ледниковой эпохи, показали значения, располагающиеся на двух параллельных изохронах, которые отвечают времени 665 ± 25 и 680 ± 55 млн. лет. По-видимому, возраст варангерского оледенения более характеризует вторая цифра. Не исключено, однако, что оба полученные значения несколько занижены ,поскольку датировка сланцев из эокембрийской свиты Стапугиеде, лежащей в этом районе на верхних тиллитах и перекрытой древнейшими отложениями кембрия, показывает значение 530 ± 50 млн. лет, которое, несомненно, отражает время раннекаледонского «омоложения» (действительный возраст сланцев Стапугиеде должен быть древнее 570 млн. лет — нижней возрастной границы кембрия). См. также примечание на с. 274.

надлежат разным горизонтам, поскольку мощность разделяющих их отложений не всегда является для решения этого вопроса достаточно определенным критерием. Можно надеяться, что дальнейшие исследования позволят выявить более надежные признаки.

Эпипротозойские оледенения в разных районах проявились по-разному. На территории Европы, по мнению Н. М. Чумакова [321], оледенение (второе ?) имело покровный характер; огромный ледниковый щит занимал почти всю Восточную Европу, а центральная его часть находилась где-то в районе верховьев Волги. Континентальные ледниковые отложения на периферии ледникового щита сменялись ледниково-морскими и флювиогляциальными отложениями. По мнению К. Э. Якобсона, ледниково-морские фации вклинивались в континентальные ледниковые еще в центральных районах Восточно-Европейской платформы (в Пачелмском прогибе). Для большинства других регионов северного полушария материал недостаточен для выяснения палеогеографии ледниковых эпох; можно только утверждать, что в одних местах ледниковые отложения представлены преимущественно континентальными образованиями, в других — морскими или флювиогляциальными. Во многих случаях ледниковые отложения находятся во вторичном залегании (нередко даже в чуждой фациальной обстановке), поскольку они были переотложены силевыми или речными потоками, подводными оползнями, суспензионными (мутьевыми) течениями. Можно думать, что в некоторых районах оледенение носило горно-долинный характер, но вероятность сохранения in situ связанных с ним отложений крайне мала; они могут войти в разрез древних толщ только будучи переотложенными. По ряду признаков первоначальное ледниковое происхождение таких образований может быть выявлено достаточно уверенно, но пока еще имеется мало надежных критериев, которые бы помогли реконструировать тип оледенения.

Доледниковые и межледниковые отложения в большинстве регионов представлены существенно терригенными, реже карбонатно-терригенными и еще реже вулканогенными отложениями. Среди них присутствуют красноцветы, а иногда и породы с отпечатками каменной соли и гипса, строматолитовые известняки и доломиты, т. е. различные образования аридного климата. Из этого можно заключить, что похолодания, обусловившие оледенения, были связаны с внезапными и резкими изменениями климата (см. гл. XI).

Если исключить из рассмотрения ледниковые образования, то в остальном эпипротозойские отложения во многом похожи на формационно однотипные отложения неопротозоя. Существенно отметить, что роль красноцветных пород в отложениях платформенного и миогеосинклинального типов в них не меньшая, а то и бóльшая, чем в соответствующих отложениях неопротозоя. Вместе с тем в них весьма редки (практически отсутствуют) гематитовые и сидеритовые пластовые руды, а также эпигенетические магнезиты, связанные с хемогенными доломитами, хотя в формационном отношении многие эпипротозойские толщи, казалось бы, вполне благоприятны для возникновения такого рода образований. По-видимому, в этом сказывается известная эволюция геохимической среды и климатических условий осадконакопления.

Из органических остатков для эпипротозоя более всего характерны фитолиты, относящиеся к четвертому комплексу: строматолиты из групп *Boxonia* K o r o l., *Linella* K r y l. и *Sacculia* K o r o l., онколиты *Osagia minuta Z.* Z h u r. и в особенности катаграфии *Vesicularites bothrydioformis* (K r a s n o p.). *V. lobatus* R e i t l., *V. concretus* Z. Z h u r., *Vermiculites tortuosus* R e i t l. и др. В ряде подразделений эпипротозоя на различных континентах встречены отпечатки медузоидных. В хаттыспытской свите Оленекского поднятия (Северная Сибирь) и в серии Чарний (Англия) обнаружены отпечатки кишечнополостных. Таким образом, в эпипротозое находятся первые следы бесскелетных животных эдиакарского типа.

В тектоническом аспекте эпипротозойские отложения также близки неопротозойским, поскольку главнейшие структурные элементы (платформы

и геосинклинали), возникшие в неопротозое, примерно в тех же границах существовали и в эпипротозое. Отмечается только заметное сокращение площадей платформенного осадконакопления, вероятно связанное с некоторым уменьшением размеров и глубины погружения кратонных прогибов. Резко сократились, а во многих районах и вовсе прекратились излияния лав платформенного типа. По-видимому, в эпипротозое имела место дальнейшая стабилизация и консолидация древних платформ. Тектонические движения и сопряженный с ними интрузивный магматизм катангского диастрофического цикла, которым была завершена эпипротозойская эра, в разных районах северного полушария проявились с различной интенсивностью. Особенно энергично диастрофизм проявился в областях байкальской складчатости. В тектонотипе этих областей — в Байкальской геосинклинальной системе — с катангским (раннебайкальским) диастрофизмом были связаны интенсивнейшая складчатость и внедрения огромных (одних из самых крупных в мире) плутонических масс гранитов. По существу, этот диастрофизм вызвал замыкание байкальских геосинклинальных систем и переход их в эокембрии к орогенной стадии развития. На платформах ко времени проявления катангского диастрофизма были приурочены небольшие интрузии щелочных пород и диабазов.

Изотопное датирование интрузивных пород катангского цикла показывает, что верхняя граница эпипротозойской группы заключена в интервале 650—680 млн. лет. Для установления указанной границы реперными датировками являются значения возраста, полученные Pb-изотопным и K-Ar методами для Ингилийского плутона ультраосновных и щелочных пород на Алданском щите (650—680 млн. лет), который прорывает эпипротозойские отложения уйской серии и трансгрессивно перекрывается юдомской свитой — стратотипом эокембрия. Датировки гранитов в складчатых областях, сделанные K-Ar методом, обычно показывают несколько заниженные значения (550—630 млн. лет).

С принимаемой нами верхней возрастной границей группы хорошо согласуются датировки глауконита из самых молодых отложений эпипротозоя и эокембрийских отложений. Так, глауконит из верхов старореченской свиты Анабарского поднятия датирован 675 млн. лет, из верхней части туркутской свиты Оленекского поднятия — 670 млн. лет, из усть-кирбинской свиты Юдомо-Майского района Алданского щита — 680 млн. лет, суворовской свиты Енисейского кряжа — 688 млн. лет и т. д. Как уже указывалось, примерно такой же возраст показывают Rb-Sr изохронные датировки сланцев из верхнего горизонта тиллитов. Возраст глауконитов из наиболее древних слоев эокембрия, трансгрессивно перекрывающих эпипротозойские отложения, равен 650 млн. лет юдомской свиты и 610 млн. лет для жербинской и мотской свит Сибири, 640 млн. лет для ильявожской свиты Полюдова кряжа, 607 млн. лет для редкинской свиты валдайской серии центральных районов европейской части СССР. Учитывая, что названные отложения слагают верхнюю часть докембрийского платформенного чехла и не были сколько-нибудь глубоко погружены, можно думать, что перечисленные датировки глауконитов довольно близко характеризуют истинный возраст седиментации начала эокембрия.

В северном полушарии с эпипротозойскими отложениями как будто нигде не связаны сколько-нибудь заметные месторождения сингенетических полезных ископаемых; среди них известны только редкие и незначительные проявления железных или железо-марганцевых руд преимущественно в виде цемента обломочных пород в платформенных комплексах. Более разнообразна эндогенная минерализация, связанная с плутоническими массивами гранитов; в ее составе наибольшее практическое значение имеют слюдоносные и редкометальные пегматиты, месторождения которых находятся в ряде районов Сибири.

ГЛАВА IX

ЭОКЕМБРИЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Образования, относимые нами к эокембрийскому комплексу, сформировались после катангского диастрофического цикла и до начала отложения осадков, заключающих древнейшие скелетные ископаемые, характерные для нижнего кембрия. Выделение эокембрийского комплекса может быть сделано обоснованно только в тех случаях, когда слагающие его отложения подстилают без значительного перерыва древнейшие фаунистически охарактеризованные слои нижнего кембрия или (и) содержат типичные для эокембрия отпечатки мягкотелых животных эдиакарского типа*, а также залегают на эпипротозойских образованиях. Этим требованиям удовлетворяют далеко не все отложения, относимые нами к рассматриваемому комплексу. Однако во многих случаях они устанавливаются достаточно надежно на основании корреляции со стратотипами, выделенными с учетом этих требований.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР И ГЛАВНЕЙШИЕ РАЗРЕЗЫ

ЕВРОПА

Эокембрий в Европе наиболее полно развит на *Восточно-Европейской платформе* и в ее складчатом обрамлении. Отложения этого комплекса всюду лежат несогласно на более древних образованиях и представлены чередующимися песчаными и алеврито-глинистыми породами, местами с примесью туфогенного материала. По формационному характеру в их составе выделяются главным образом платформенные и орогенные образования; к отложениям миогеосинклинального типа относятся только некоторые толщи, локально развитые в обрамлении платформы, эокембрийский возраст которых не всегда строго доказан.

Европейским стратотипом платформенных отложений эокембрия является валдайская серия в центральной части Московской синеклизы. Эта серия подразделяется здесь на редкинскую, любимскую и решминскую свиты. Редкинская свита представлена чередованием бурых и зеленовато-серых песчано-глинистых пород, содержащих пачки коричневых плотных глин с примесью пеплового материала. В любимской свите преобладают зеленовато-серые песчано-глинистые породы с пленками органического вещества на плоскостях наслоения. Наконец, решминская свита сложена преимущественно красноцветными песчаниками [284]. Мощность валдайской серии в наиболее полных разрезах Московской синеклизы превосходит 1100 м (Котлас). Практически не меняя характера своего строения, валдайская серия из Московской синеклизы протягивается в Верхнекамскую впадину Приуралья, где выделяются кирсинская, велвинская и краснокамская свиты, соответствующие перечисленным трем свитам центральных районов. На две свиты — каировскую и шкаповскую — разделяется валдайская серия Башкирии.

Особое значение для корреляции валдайских отложений многие авторы [4,135, 139] придают своеобразным коричневым глинам, содержащим пепловый материал, полагая, что они входят в состав какой-то единой пачки, одновозрастной для всей территории развития серии. Однако эти глины располагаются на разных стратиграфических уровнях. В центральных районах (Редкино, Переславль, Любим) они приурочены к основанию валдайской серии, а в Смоленске слагают верхние части двух циклически построенных толщ и разделены пачкой песчаников, и поэтому по туфогенным глинам коррелировать разрез Смоленска с разрезом Редкина нельзя. Еще сложнее разрез низов эокембрия в северных районах Русской плиты (Ненокса, Обо-

* Кроме медузоидных эдиакарской фауны, которые для этой цели не подходят, поскольку они встречаются и в более древних отложениях эпипротозоя.

зерская, Усть-Пинега), где вскрыты три пачки коричневых глин редкинского типа [3]. Очевидно, следует считать, что коричневые глины характерны вообще для нижней части валдайской серии, а количество пачек, представленных этими породами, зависит от фациальных условий.

Иначе построены разрезы валдайской серии в Белоруссии. На склонах древнего Белорусского поднятия серия сложена грубообломочными породами — песчаниками и гравелитами. Стратиграфическое ее расчленение здесь затруднительно.

В Южной Белоруссии (Столин, Озерница, Минск) и в некоторых разрезах Северо-Западной Украины (Ратно) к валдайской серии относится свислочская свита песчано-глинистых пород с примесью вулканических частиц, переходящих в туффиты и туфы. Свислочская свита раньше сопоставлялась с волынской серией базальтов и их экструзивных производных [32, 180], но в последнее время получены данные, позволяющие относить ее к валдайской серии [333].

Строение разрезов свислочской свиты непостоянно и изменяется в направлении от Припятского прогиба через Южную Белоруссию к юго-западной окраине Московской синеклизы. В Припятском прогибе свита представлена чередованием псаммитовых и алевритовых туфов, туффитов и обломочных пород, содержащих вулканический материал. Мощность свиты здесь до 155 м [180]. Севернее, в Минске, она образована двумя циклическими пачками, содержащими внизу туфопесчаники и туффиты, а в верхних частях — алевролиты с примесью вулканического материала [32]. Еще севернее, в Смоленске, в строении свиты участвуют также две циклические пачки, но верхние их части сложены уже не алевролитами, а характерными для редкинской свиты коричневыми глинами, содержащими пепловый материал. Таким образом, мы можем проследить постепенное замещение свислочских туфов и туффитов глинами редкинской свиты.

Валдайская серия сравнительно небогата органическими остатками, но в ней в разных районах (Подолия, Молдавия, Яренск, восток Русской плиты) обнаружены отпечатки медузоидных, проблематическая форма *Vendia*, следы ползания червей и водоросли *Laminarites* [183].

Валдайская серия лежит плащеобразно на поверхности денудации более древних образований, в том числе на локально развитых в чехле Русской плиты неопротозойских и эпипротозойских толщах. Возраст подошвы серии датирован по глаукониту 590—607 млн. лет (Подолия и Калуга). На породах серии с размывом залегают отложения балтийской серии нижнего кембрия, местами, вероятно, содержащей в нижних горизонтах отложения верхней части эокембрия.

К верхней части эокембрия на Русской плите может относиться ровенская свита Волыни, выделенная В. В. Кирьяновым [137]. Эта свита, представленная глауконитовыми песчаниками и алеврито-глинистыми породами (мощностью до 53 м), отделена перерывами от подстилающих образований валдайской серии и перекрывающей стоходской свиты, которая считается уже нижнекембрийской. Ни в ровенской, ни в стоходской свите не обнаружено остатков скелетной фауны, которые бы позволили уверенно говорить о кембрийском возрасте этих свит. В них найдены только сабеллидитиды (в ровенской) и платисолениты (в стоходской свите). К кембрию стоходская свита относится на основании того, что в ее возрастном аналоге — лонтоваской свите («синих глинах») Эстонии — встречаются хиолиты и примитивные гастроподы (*Pleurotomaria* ?), позволяющие относить эту свиту к томмотскому ярусу (дотрилобитовый кембрий). Аналоги ровенской свиты развиты в центральных районах Русской плиты, однако здесь их трудно отделить от кембрийских «синих глин». Трудно выделить их также в Белоруссии, где они нередко литологически неотличимы от валдайских песчано-глинистых пород (скв. Сморгонь). В Восточной Польше ровенская свита отвечает любельской серии или ее части; в Эстонии ее аналоги отсутствуют.

Переходный характер от типично платформенного к миогеосинклинальному типу имеют эокембрийские отложения, развитые в северо-западном и северном обрамлении Балтийского щита. В Северной Норвегии, в Восточном Финмаркене, к ним относятся сланцы и песчаники (с проблематическими органическими остатками) свиты Стапугиеде, которая залегает

с размывом на тиллитах эпипротозоя и согласно перекрывается нижнекембрийскими (томмотского яруса ?) алевролитами свиты Брейвик с *Platysolenites antiquissimus*, а затем кварцитами свиты Дуольбасгайс с трилобитами *Holmia*. В западной части Финмаркена со свитой Стапугиеде коррелируется нижняя часть терригенной толщи Дивидаль, в которой из органических остатков находятся только отпечатки медузоидных и следы червей; выше эти отложения постепенно сменяются слоями с древнейшими скелетными остатками кембрия томмотского типа (хиолиты, брахиоподы, гастроподы). В Южной Норвегии эокембрийскими, по-видимому, являются песчаники Вардаль и лежащие на них кварциты Рингсак с ходами червей (*Scolithes*, *Monocraterion* и *Diplocraterion*); первые лежат трансгрессивно на тиллитах Муэльв и сланцах Экре эпипротозоя, вторые с перерывом подстилают нижнекембрийские отложения с *Holmia*.

В Южной Швеции (о. Борнхольм) к эокембрию должны быть отнесены песчаники Нексе и залегающие на них кварциты Балка с ходами червей (Scolithes и др.), выше которых согласно лежат алевролиты с хиолитами, брахиоподами и гастроподами, которые представляют собой самые нижние горизонты кембрия [562]. Эти отложения имеют уже типично платформенный характер; они характеризуются небольшой мощностью и залегают горизонтально на пенепленизированной поверхности различных древних пород.

С эокембрийскими отложениями эокаледонского прогиба Норвегии параллелизуется баргоутная серия (около 1000 м) Рыбачьего полуострова (северное побережье Кольского полуострова), залегающая несогласно на эпипротозойской эйновской серии. Бо́льшая, нижняя, часть серии сложена различными терригенными породами, преимущественно песчаниками, конгломератами, гравелитами и сланцами; вверху находятся карбонатные породы, чередующиеся со сланцами. В толще песчаников и сланцев, отделенной от баргоутной серии тектоническим нарушением, находятся проблематические образования, напоминающие крупные отпечатки медузоидных. Эта толща может относиться к средней части баргоутной серии (зубовской свите) или же к лонской свите эйновской серии эпипротозоя [193].

Орогенные молассоподобные образования эокембрия широко развиты на *Урале*. Их формационным стратотипом является ашинская серия Южного Урала, подробно изученная Ю. Р. Беккером [10]. Ашинская серия включает (снизу) урюкскую свиту (200—350 м) полимиктовых конгломератов и конгломерато-брекчий, басинскую свиту (до 1000 м) песчаников, вверху с прослоями алевролитов, куркараукскую свиту (240 м) полимиктовых песчаников с прослоями гравелитов и конгломератов и зиганскую свиту (500 м) песчаников, сменяемых около кровли конгломератами. Глауконит из басинской свиты датирован в интервале 570—625 млн. лет. Серия залегает несогласно на различных породах неопротозоя и эпипротозоя и трансгрессивно перекрывается девонскими отложениями.

Очень близкими стратиграфическими и формационными аналогами ашинской серии являются терригенные сылвицкая серия Среднего Урала [188] и ильявожская и кошечорская свиты Полюдова кряжа [31]. Глауконит из песчаников ильявожской свиты датирован 620—640 млн. лет, а из кочешорской свиты — 550—590 млн. лет. Указанные терригенные отложения из западного склона Урала прослеживаются буровыми скважинами до восточных разрезов валдайской серии Русской плиты, и отнесение их к эокембрию сомнения не вызывает.

Миогеосинклинальные отложения условно эокембрийского возраста развиты в центральной части Урала, в Мугоджарах, в Бол. Кавказе и, вероятно, в Предкавказье; более уверенно они выделяются на юге Молдавии и в сопредельных районах Румынии.

В центральной части Урала, в зоне Уралтау, эокембрийской, возможно, является суванякская серия (s. str.) в составе укшук-арвякской, акбиикской и белекейской свит, сложенных разнообразными, преимущественно

серицито-хлоритовыми сланцами, филлитами, кварцитами (или кварцито-песчаниками), иногда содержащими покровы диабазов с прослоями туфов. Эти отложения залегают на мазаринской свите эпипротозоя (?) и трансгрессивно перекрываются ордовикскими. К эокембрию они относятся на основании не очень уверенной корреляции с ашинской свитой.

Еще менее надежные данные имеются в отношении возраста так называемой шебектинской серии Мугоджар, сложенной в различной степени метаморфизованными терригенными породами, лишенными органических остатков. Выше располагаются известняки с остатками трилобитов среднего кембрия, которые одни исследователи относят к верхней части серии, другие считают, что они лежат на подстилающих породах с перерывом. Таким образом, эокембрийский возраст шебектинской серии хотя и не доказан, но не исключен. Не решен окончательно вопрос и о возрасте урлешской свиты Приэльбрусского района Бол. Кавказа, залегающей несогласно, с конгломератами в основании на породах хасаутской свиты неопротозоя (?). Свита сложена кварцево-полевошпатовыми и кварцевыми песчаниками с прослоями красных алевролитов. В трансгрессивно перекрывающих ее верхнесилурийских отложениях Ю. Я. Потапенко и С. П. Момот [225] обнаружили глыбы среднекембрийских известняков в ассоциации с песчаниками, похожими на урлешские. На этом основании авторами принимается для свиты кембрийский возраст, но, естественно, она может быть более древней — эокембрийской.

На юге Молдавии скважинами вскрывается мощная и сильно дислоцированная толща темно-серых песчанистых алевролитов, содержащая ламинаритовые пленки (*Vendotaenia*), которая по своему составу очень похожа на платформенные эокембрийские отложения Приднестровья и, вероятно, является их миогеосинклинальным аналогом. Аналогичные породы пробурены и в низовьях Дуная на территории Румынии (личное сообщение А. Я. Дубинского).

В Европе, за пределами Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления, эокембрий может быть более или менее уверенно выделен только в *Англии* (Шотландии), где к нему, вероятно, относится верхняя часть серии Нижний Дальред, мощностью до 2000 м, залегающая с перерывом на тиллитах эпипротозоя. В низу ее находятся кварциты, иногда перемежающиеся с конгломератами, выше они сменяются ритмично-слоистыми черными «углистыми» сланцами. На последних согласно залегают отложения Верхнего Дальреда, заключающие в верхней части остатки фауны среднего кембрия. Положение границы эокембрия и кембрия в разрезе Дальреда Шотландского нагорья не вполне ясно. Не исключено, что эокембрию принадлежит и какая-то нижняя часть Верхнего Дальреда.

Как уже указывалось ранее (гл. VIII), к эокембрию могут относиться верхние карбонатно-терригенные толщи серий Полярисбреен и Готия архипелага Шпицберген, перекрывающие толщи с тиллитами.

АЗИЯ

Эокембрийские отложения на территории Азии наиболее широко развиты в Сибири и отчасти на Дальнем Востоке. В складчатых областях Казахстана, Средней и Центральной Азии отложения эокембрийского комплекса или отсутствуют, или пока не могут быть достоверно выделены. Прежде полагали, что к рассматриваемым отложениям относится синийская «система» Китая, но, как мы уже видели, теперь убедительно показано, что она не моложе верхнего неопротозоя, поскольку в Северной Корее на ее близком аналоге (серии Санвон) трансгрессивно залегают отложения эпипротозоя с тиллитами, которые перекрываются толщей с остатками фауны нижнего кембрия. Об этом же говорят и изотопные определения возраста глауконита из пород верхней свиты синия (см. гл. VII).

Эокембрийские отложения в Средней Сибири представлены в основном платформенными формациями или формациями орогенного типа, характерными для последних стадий геосинклинального развития. Несколько особняком стоят условно эокембрийские отложения, развитые на самом юге Байкальской складчатой области, и эокембрийские отложения восточной части Восточного Саяна, которые являются геосинклинальными образованиями.

К платформенному формационному типу эокембрия относятся в Хантайско-Рыбнинском поднятии излучинская и сухарихинская свиты и их аналог платоновская свита, в Енисейской антеклизе угловская свита и ее аналоги — редколесная и островная свиты, а также нижняя часть ярцевской свиты, на Алданском щите юдомская свита, на приплатформенной окраине Байкальской складчатой области жербинская и тинновская свиты и синхроничная им мотская свита, на севере Сибирской платформы нижние части чабурской, маныкайской и, возможно, кесюсинской и тюсэрской свит.

Всем требованиям, предъявляемым к стратотипу, удовлетворяет для указанных отложений юдомская свита (150—250 м), широко развитая на Алданском щите. Нижняя ее часть сложена кварцевыми песчаниками или гравелитами, а верхняя (главная) часть — доломитами и доломитистыми известняками. Свита залегает трансгрессивно на различных образованиях докембрия — от архейских гнейсов до уйской серии эпипротозоя — и совершенно согласно с постепенным переходом покрывается карбонатно-терригенной пестроцветной (юедейской) свитой, содержащей разнообразные остатки древнейшей скелетной фауны (хиолиты, гастроподы, кениды и др.) [298] и датированной K-Ar методом по глаукониту. Сама юдомская свита подробно изучена и хорошо охарактеризована различными микрофитолитами и строматолитами четвертого комплекса [270]. Для отложений нижней части свиты установлен возраст по глаукониту 650 млн. лет (несколько определений в интервале 635—650 млн. лет).

Как показали исследования З. А. Журавлевой, Вл. А. Комара и Н. М. Чумакова [110], юдомская свита прослеживается до северной окраины *Патомского нагорья* (Байкальская складчатая область), где она переходит в отложения жербинской свиты кварцито-песчаников и вышележащей тинновской свиты доломитов и известняков с микрофитолитами четвертого комплекса. Тинновская свита, так же как и юдомская, перекрывается пестроцветной свитой кембрия. Глауконит из основания жербинской свиты датирован 610 млн. лет.

Отложения жербинской и тинновской свит протягиваются по всей северной приплатформенной окраине Патомского нагорья и далее по северо-западной окраине Северо-Байкальского нагорья, а на окраине *Западного Прибайкалья* они замещаются красноцветными карбонатно-терригенными толщами, составляющими нижнюю и среднюю части мотской свиты. Отложения верхней части последней, заключающие остатки древнейшей скелетной фауны, соответствуют уже пестроцветной свите нижнего кембрия.

Мотская свита из Западного Прибайкалья непрерывно продолжается в *Присаянье*, где она прослеживается вдоль всего Присаянского выступа фундамента Сибирской платформы, залегая трансгрессивно то на архейских отложениях, то на олхинской свите неопротозоя, а главным образом на оселочной серии эпипротозоя.

Эокембрийские отложения *Енисейской антеклизы* — угловская свита в Тейском прогибе, редколесная и залегающая на ней островная свиты в Ангаро-Канском прогибе, нижняя часть ярцевской свиты в Приенисейском прогибе — настолько похожи по составу, внешнему виду и условиям залегания на мотскую свиту, что даже многими исследователями выделились под этим же названием (при этом к мотской свите иногда ошибочно относилась верхняя красноцветная толща чингасанской серии эпипротозоя).

В *Хантайско-Рыбнинском поднятии* мотскую свиту по составу близко напоминают излучинская (полбанская) и перекрывающая ее сухарихинская

свита, развитые в западной части поднятия, которые сложены красноцветными и зеленовато-серыми карбонатно-терригенными породами. Эокембрийские отложения восточной части поднятия (платоновская свита) имеют несколько иной характер, они представлены главным образом серыми и зеленовато-серыми, *реже пестроцветными доломитами*. В сухарихинской и платоновской свитах содержатся многочисленные микрофитолиты четвертого комплекса, а в полбанской и платоновской свитах также хорошей сохранности остатки сабелледитид. Отложения эокембрия везде согласно перекрываются палеонтологически охарактеризованными породами нижнего кембрия [95].

На *севере Сибирской платформы* — в Анабарской антеклизе и в Уджинском поднятии — эокембрийские отложения представлены не в полном объеме, а только своей верхней частью, выделяемой некоторыми исследователями [243, 270, 298] под названием немакит-далдынского горизонта, для

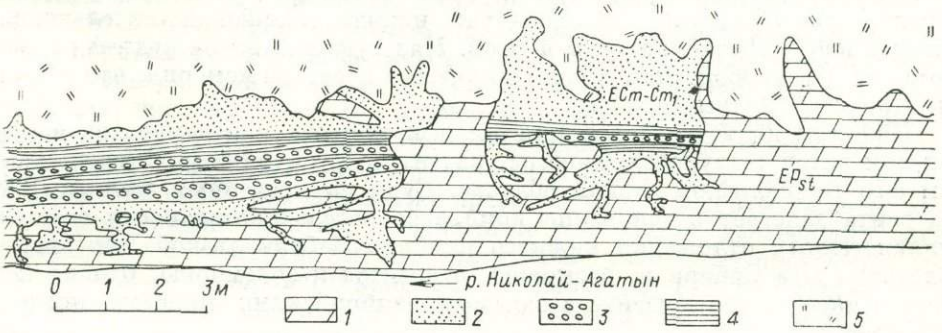


Рис. 34. *Залегание маныкайской свиты эокембрия — нижнего кембрия на поверхности* размыва доломитов стародеченской свиты эпипротозоя. Р. Николай-Агатын, восточный склон Анабарского поднятия. Рисунок В. А. Кабанькова по фотографии К. С. Забурдина.

1 — доломиты; *2* — песчаники; *3* — конгломераты; *4* — аргиллиты; *5* — почвенный слой.

которого характерно присутствие трубок червей или хиолитов Anabarites trisulcatus M i s s., известных также в самых верхах стратотипической юдомской свиты. Многие исследователи рассматривают этот горизонт как нижнюю часть чабурской и маныкайской свит, заключающих на более высоком уровне древнейшие остатки кембрийской фауны. Маныкайская и чабурская свиты (немакит-далдынский горизонт) лежат на стародеченской свите эпипротозоя с резко выраженным перерывом (рис. 34).

К самым верхам эокембрия, вероятно, должны быть отнесены также нижние части в основном кембрийских кесюсинской свиты Оленекского поднятия и тюсэрской свиты Северного Хараулаха; в низах первой из них содержатся остатки *Anabarites trisulcatus* M i s s., а во второй — микрофитолиты четвертого комплекса.

Эокембрийские отложения орогенного типа развиты в *Восточно-Саянской складчатой области* и во внутренних районах *Байкальской горной области*. К ним относятся анастасьинская и ее аналог ангульская свиты Удско-Дербинской зоны Восточного Саяна, значительная часть мамаканской надсвиты Среднего Витима и холоднинская свита Северо-Байкальского нагорья. Все эти подразделения представлены мощными молассового типа толщами преимущественно грубообломочных, часто красноцветных пород, которые сформировались в межгорных впадинах вскоре после окончания сильных тектонических движений в геосинклинальных системах. Эталоном такого типа отложений является мамаканская надсвита в составе гукитской, нижнепадроканской и верхнепадроканской свит. Слагающие их образования приурочены к узким, но глубоким впадинам (прогибам — грабенам), размещающимся в зонах разломов глубинного заложения и длительного развития.

Сложены они красноцветными и зеленовато-серыми полимиктовыми конгломератами и песчаниками, мощность которых изменяется от десятков метров на склонах поднятий до 4500 м в центральной части впадин. На этих отложениях, совершенно лишенных органических остатков, согласно лежит *карбонатно-терригенная толща, состоящая главным образом из кварцито*песчаников, мергелей и доломитов, которая содержит редкие остатки мелких беззамковых брахиопод. Толща эта, выделяемая под названием сидельтинской свиты (верхняя свита мамаканской надсвиты), должна быть отнесена уже к нижнему кембрию. Выше ее залегает весьма мощная (до 3500 м) карбонатная толща (янгудская надсвита), содержащая археоциаты и трилобиты ленского яруса нижнего кембрия, а в самом верху — трилобиты *амгинского яруса среднего кембрия* [249].

В Верхнеангарском хребте аналогами нижних трех эокембрийских свит мамаканской надсвиты является мощная (до 3500 м) конгломератопесчаниковая холоднинская свита. Залегающая на ней согласно тукаломийская свита вполне соответствует нижнекембрийской сидельтинской свите; в ней встречаются ходы червей. Над тукаломийской свитой располагается та же карбонатная толща нижнего и среднего кембрия, что и в районе *Среднего Витима* [249].

Неясным является возраст метаморфизованных конгломератов и туфоконгломератов татауровской свиты, развитых в бассейне р. Селенги на самом юге Байкальской горной области. Судя по косвенным данным [249], эта свита залегает в основании комплекса эвгеосинклинальных осадочно-вулканогенных отложений нижнего кембрия Забайкальской зоны ранних каледонид юга Сибири и, возможно, относится к эокембрию, однако непосредственное ее соотношение с заведомо кембрийскими толщами нигде не наблюдается.

К миогеосинклинальным образованиям эокембрия, по-видимому, относятся нижняя и средняя подсвиты боксонской свиты Боксон-Сархойского синклинория на востоке *Восточного Саяна* [289]. Эта свита залегает с перерывом, реже согласно, на горхонской свите эпипротозоя и состоит преимущественно из карбонатных пород — доломитов, известняков, реже мергелей; в основании присутствует пласт бокситов или пачка пестроцветных карбонатно-терригенных пород. К доломитам приурочены также фосфаты. В нижней части средней подсвиты находятся строматолиты четвертого комплекса (*Boxonia* и др.), а в верхней («известняковой») подсвите содержатся археоциаты. Таким образом, граница эокембрия проходит где-то внутри средней подсвиты или же в основании верхней.

На *Дальнем Востоке СССР* миогеосинклинальному эокембрию, вероятно, принадлежит рудоносная и вышележащая лондоковская свиты, которые согласно перекрываются нижнекембрийской чергиленской свитой с археоциатами. Рудоносная свита (400 м) залегает с перерывом на доломитах мурондавской свиты неопротозоя и состоит внизу из седиментационных брекчий, которые выше сменяются «углистыми» филлитовидными сланцами, затем марганцевыми и железистыми кварцитами и, наконец, «углистыми» глинистыми сланцами с прослоями известняков и доломитов. Лондоковская свита (до 800 м) сложена темными известняками с прослоями сланцев. В известняках содержатся остатки водорослей *Chlorellopsis*. Известно указание на нахождение в рудоносной свите ядер пелеципод, напоминающих *Modioloides priscus* W a l c., но в настоящее время это определение признается ошибочным, и поэтому мнение о нижнекембрийском возрасте рассматриваемых отложений лишено достаточных оснований.

На *Северо-Востоке СССР*, в Приколымье, к эокембрию может относиться упомянутая ранее (в гл. VIII) коркодонская свита доломитов с фитолитами четвертого комплекса, которая лежит выше эпипротозойской толщи с тиллитами и согласно перекрывается отложениями нижнего кембрия [165].

На этом континенте и в Гренландии, так же как и в Европе и Азии, отложения эокембрия относятся к двум формационным типам: платформенному и миогеосинклинальному, часто переходному к орогенному.

Хороший стратотип платформенных отложений, который бы удовлетворял всем предъявляемым к нему требованиям, здесь избрать трудно. С известными оговорками, их эталоном могут служить осадочные толщи, развитые в пограничных районах штатов Невада и Калифорния, в *складчатой области Кордильер*. Имеются в виду согласно залегающие друг на друге свиты: Стирлинг и Вуд-Каньон. Первая лежит трансгрессивно на эпипротозойской свите Джони со строматолитами четвертого комплекса и сложена красноцветными кварцито-песчаниками мощностью до 1000 м. Вторая имеет более сложный состав; она состоит из кварцито-песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и отчасти известняков (до 700 м), и перекрывается согласно или с небольшим размывом красноцветными кварцито-песчаниками свиты Забриски (70 м), выше которой уже без перерыва залегает свита Каррара, содержащая в нижней части остатки скелетной фауны, характерной для нижнего кембрия, а вверху — для низов среднего кембрия. Первые органические остатки, представленные ходами червей *Scolithes* встречаются в 100—300 м ниже кровли свиты Вуд-Каньон, а в самой верхней части этой свиты находятся уже археоциаты и трилобиты нижнего кембрия. Органические остатки, характерные для самых древнейших слоев кембрия, пока не обнаружены, что значительно усложняет проведение границы эокембрия и нижнего кембрия. Х. Бернес и Р. Христиансен [361] проводят ее внутри свиты Вуд-Каньон по появлению сколитесов, однако такие образования встречаются и в верхней части многих эокембрийских отложений Евразии под древнейшими слоями кембрия. Нижняя граница эокембрия в этом районе проводится по подошве свиты Стирлинг, поскольку подстилающая свита Джони в геоисторическом отношении более тесно связана с доломитами Нундей и тиллитами Кингстон-Пик эпипротозоя. Кроме того, она отделена от кварцито-песчаников Стирлинг крупным повсеместно выраженным перерывом.

Со свитой Стирлинг сопоставляются красноцветные кварциты Мютюэл, развитые в штате Юта, где они лежат несогласно на тиллитах эпипротозоя и трансгрессивно перекрываются нижнекембрийскими кварцитами Тинтик [396]. В более восточном районе штата Юта, в горах Уинта, относящихся уже к Северо-Американской плите, эокембрий представлен мощной (первые тысячи метров) толщей терригенных пород, известной как серия Уинта [396, 645]. Нижняя (или средняя) ее часть, сложенная серыми и красными кварцитами, аркозами и алевролитами, сопоставляется со свитой Мютюэл и даже иногда выделяется под этим названием. Верхняя часть серии, свита Ред-Пайн, образованная красноцветными глинистыми сланцами и алевролитами, подстилает с перерывом кварциты Тинтик.

В Центральной Аризоне к эокембрию, возможно, относятся кварциты Болса со сколитесами, залегающие несогласно на неопротозое, но перекрытые с небольшим перерывом (размывом) толщей Абриго среднего и верхнего кембрия.

В пределах плиты *Мидконтинента* эокембрий, вероятно, развит только в горах Южной Оклахомы. Там к нему условно относятся субаэральные красные порфиры и туфы Карлтон, залегающие с размывом на эпипротозойских (?) осадочно-вулканогенных толщах и рвущих их гранитах и трансгрессивно перекрытые верхнекембрийской свитой Риган. Возраст порфиров, определенный Rb-Sr изохронным методом и Pb-изотопным методом (по циркону) 525 ± 25 млн. лет [459], но это значение, вероятно, несколько занижено.

На *Канадско-Гренландском щите* к эокембрию может быть условно отнесена серия Бэйфилд (и ее аналог свита Джекобсвилл) района Верхнего

озера, сложенная кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами, которая залегает на эпипротозойской серии Верхнее Кивино и несогласно перекрывается верхнекембрийскими песчаниками Сант-Круа. С нижней частью этой серии в штате Миннесота сопоставляются песчаники Хинклей, занимающие аналогичное стратиграфическое положение в разрезе древних толщ.

В Гренландии к платформенному эокембрию принадлежит верхняя часть серии Туле, известная как свита (серия) Нарсарсук, которая лежит с перерывом на нижней части серии Туле. В низу ее находятся красноцветные доломиты и алевролиты, в средней части — серые доломиты, иногда онколитовые, в верху — красные песчаники. В породах нижней и средней частей свиты присутствуют глиптоморфозы по каменной соли [19, 423].

На Земле Игфильда со свитой (серией) Нарсарсук сопоставляются красноцветные песчаники Ренслер-Бей и доломиты Кейп-Лейпер и Кейп-Ингерсолл, иногда содержащие строматолиты. Доломиты Кейп-Ингерсолл перекрываются с перерывом свитой Вульф-Ривер, содержащей окаменелости (брахиоподы, гастроподы и трилобиты), характерные для сравнительно высоких частей нижнего отдела кембрия [399 и др.].

Стратотипом эокембрийских миогеосинклинальных отложений, частично переходных к орогенным, могут быть приняты толщи, развитые на о. Ньюфаундленд на севере *Аппалачской складчатой области*, в составе верхней части серии Консепшн и залегающих на ней серии Ходжуотер и свиты Рандом [526]. Как уже было сказано в предыдущей главе, в верху серии Консепшн в основном эпипротозойского возраста выделяется свита Кейп-Кови (до 700 м), сложенная глинистыми и кремнистыми сланцами, а также алевролитами, заключающими многочисленные (сотни экземпляров) отпечатки мягкотелых животных эдиакарского типа, среди которых чаще всего встречаются отпечатки медузоидных [351, 538]. Серия Ходжуотер (более 4500 м) и ее аналог серия Масгрейвтаун (до 7000 м), развитая в более западных частях того же района (п-ов Авалон), носят уже характер орогенных формаций; они сложены красноцветными аркозами, алевролитами и конгломератами, а в нижней части серии Масгрейвтаун присутствуют также основные и кислые лавы. Свита Рандом (70 м), характеризующая собой платформенную паузу в развитии геосинклинали, состоит из одних кварцитов, иногда со следами ползания червей; она отделена от подстилающих пород серии Ходжуотер и перекрывающих нижнекембрийских отложений небольшими размывами. В нижней части отложений нижнего кембрия располагаются глинистые сланцы и известняки свиты Бонависта, содержащие хиолиты, выше помещаются известняки и аргиллиты свиты Смит, в которых находятся беззамковые брахиоподы, еще выше залегают глинистые сланцы свиты Бригус с остатками брахиопод и трилобитов, характерных для более высоких горизонтов нижнего кембрия. Таким образом, в составе нижнекембрийских отложений Ньюфаундленда, по-видимому, присутствуют самые древние слои кембрия, и, следовательно, подстилающие отложения могут уверенно относиться к эокембрию.

На юге Аппалачской складчатой области (в восточной части штата Теннесси) к эокембрийскому комплексу, вероятно, относится типично миогеосинклинальная серия Грейт-Смоки надсерии Окои, сложенная различными терригенными породами, внизу грубообломочными, вверху тонкозернистыми. Разрезы этой серии на западе и на востоке полосы их распространения несколько отличаются между собой, что обусловливает необходимость выделения местных подразделений; их сопоставление, по данным Г. Колтона [394] и других авторов, показано на схеме корреляции (табл. III, вкладка). Серия Грейт-Смоки залегает с перерывом на эпипротозойской серии Сноуберд (нижняя часть надсерии Окои) и также с перерывом перекрывается нижнекембрийской серией Чилхови, в составе которой, вероятно, имеются все горизонты нижнего отдела кембрия.

К миогеосинклинальному типу эокембрия относится также серия Элсмир, развитая на одноименном острове Канадской Арктики (Иннуитская складчатая область). Эта серия, сложенная слабо метаморфизованными конгломератами, песчаниками и филлитами, лежит между эпипротозойскими доломитами свиты Элла-Бей и нижнекембрийскими доломитами свиты Скорсби, будучи отделена снизу угловым, а сверху стратиграфическим несогласиями. В породах одной из свит серии (свита Реулингс-Бей) находятся ходы червей *Scolithes* [504].

Миогеосинклинальный или орогенный характер имеют отложения эокембрийской свиты Три Систерс в горах Британской Колумбии, сложенные гравелитами, песчаниками, кварцитами и филлитизированными сланцами. Эти отложения залегают несогласно на содержащей тиллиты эпипротозойской серии Виндермер и с перерывом перекрываются кембрийскими кварцитами Рейндж.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСА

В соответствии с данным ранее определением к эокембрию нами относятся образования, возникшие после катангского диастрофизма (680—650 млн. лет), но до начала кембрийского периода. Нижняя граница комплекса почти во всех районах очень резкая и обычно выражена структурными или стратиграфическими несогласиями, отделяющими его от более древних образований, в том числе эпипротозойских. Верхняя граница устанавливается на основании появления в разрезе древнейших остатков скелетной фауны, характерных для нижнего кембрия (дотрилобитовая фауна томмотского яруса). Во многих районах эокембрийские отложения тесно связаны с кембрийскими, причем граница между ними иногда проходит внутри литологически однородных толщ.

О возрасте верхней границы эокембрийского комплекса мы можем судить по датировкам глауконита из перекрывающих его отложений нижнего кембрия. Такие датировки имеются для некоторых карбонатных свит севера Сибирской платформы и для Алданского щита. Глауконит из кесюсинской свиты нижнего кембрия Оленекского поднятия, частично внизу включающей отложения эокембрия, показывает возраст 558 млн. лет, а из вышележащей эркекетской свиты с остатками фауны алданского яруса 527 и 556 млн. лет. Поскольку ближе отвечающей действительному возрасту эркекетской свиты должна считаться вторая датировка, то получается, что глауконит из разных свит нижнего кембрия Оленекского поднятия показывают одинаковый возраст. Одно уже это свидетельствует о том, что указанные значения возраста кесюсинских глауконитов «омоложены». Другое определение возраста глауконита имеется для тюсэрской свиты Северного Хараулаха, в общем синхроничной кесюсинской и эркекетской свитам вместе взятым, оно составляет 545 млн. лет. Следует отметить, что приведенные датировки мало помогают установлению подлинной границы эокембрия и кембрия также и потому, что они получены для отложений, которые залегают с большим перерывом на эпипротозое и только предположительно заключают самые верхние слои эокембрия. В этом отношении гораздо интереснее данные изотопных определений возраста глауконита из кембрийских отложений Алданского щита, перекрывающих без перерыва стратотипическую для эокембрия юдомскую свиту. Для них получено несколько значений, которые колеблются в пределах от 527 до 575 млн. лет. Вероятно, наибольшее из них ближе всего характеризует возраст интересующей нас границы, тем более что оно вполне соответствует принимаемой в настоящее время большинством советских и зарубежных исследователей дате — 570 млн. лет. В этом случае продолжительность эокембрия окажется сравнительно небольшой — всего 80 млн. лет — и вполне соизмеримой с длительностью других периодов палеозойской эры, например кембрия (80 млн. лет).

В геоисторическом отношении эокембрий, безусловно, гораздо более тесно связан с палеозоем (кембрием), чем с эпипротозоем. Вместе с тем по

заключенным в нем органическим остаткам он весьма резко отличается от кембрия, но близко связан с эпипротозоем. Так же как и в последнем, в нем содержатся фитолиты четвертого комплекса; медузоидные и рангеиды, составляющие характерный элемент эдиакарской бесскелетной фауны эокембрия, также появляются уже в эпипротозое. Конечно, эдиакарская фауна эокембрия богаче и разнообразнее эпипротозойской, кроме того, в эокембрии часто встречаются ходы червей, пленки бурых водорослей (*Laminarites*), типичные сабеллединиты, а в его верхней части появляются известьвыделяющие водоросли (*Epiphyton*, *Renalcis*) и даже хиолиты (?) *Anabarites trisulcatus* Miss. Эта ископаемая фауна не идет ни в какое сравнение с неизмеримо более многочисленной, более разнообразной и весьма сложно организованной скелетной фауной нижнего кембрия, насчитывающей тысячи видов, которые относятся к различным таксономическим группам. По удивительно резкой смене органических остатков граница эокембрия и кембрия не имеет себе подобной во всей истории Земли.

Обычно возникают острые дискуссии по поводу принадлежности эокембрия к той или иной группе общей стратиграфической шкалы и о его ранге. Действительно, если руководствоваться геоисторическими принципами, положенными в основу расчленения докембрия, то эокембрий должен быть причислен к палеозою, но если исходить из биостратиграфических критериев, которые являются руководящими для периодизации фанерозоя, то рассматриваемое подразделение, несомненно, принадлежит протозойскому эону. Такая классификационная двойственность обусловлена различными принципами, применяемыми для расчленения докембрия и фанерозоя, а также специфическим положением эокембрия на границе эонов. Поэтому, чтобы избежать бесплодных споров, лучше всего рассматривать эокембрий как самостоятельное подразделение промежуточного характера между протозоем (эпипротозоем) и фанерозоем (палеозоем). Что касается его ранга, то эокембрий, безусловно, гораздо меньше группы и по длительности формирования соответствует системам (периодам) фанерозоя. Последние, как известно, выделяются преимущественно на основании биостратиграфических критериев, однако палеонтологические данные, относящиеся к эокембрию, по нашему мнению, пока еще недостаточны или не очень определенны для установления новой системы. Вероятно, будет правильным до накопления нового материала принять для характеристики ранга эокембрия стратиграфическое обозначение свободного пользования — «комплекс», как это и предлагается многими исследователями.

В Советском Союзе отложения, относимые нами к эокембрию, впервые были выделены Б. С. Соколовым [279, 280] в составе платформенного чехла северо-западной части Русской плиты под названием «вендский комплекс» (венд). Этот исследователь первоначально отнес к венду только отложения валдайской серии, но затем под влиянием работ Е. П. Брунс, Б. М. Келлера и других авторов присоединил к нему и более древние образования волынской серии. Однако, как показали позднейшие исследования К. Э. Якобсона [330], а также Л. Ф. Солонцова и Е. М. Аксенова [284], волынская серия и ее аналоги на Русской плите принадлежат совершенно иному структурному ярусу и отделены от вышележащих отложений валдайской серии крупным несогласием. Поэтому объединение в составе венда двух самостоятельных структурных комплексов является совершенно неоправданным. В настоящее время многие исследователи [128, 131 и др.] выделяют вендский комплекс (или терминальный рифей) на основании нахождения в породах фитолитов четвертого комплекса. В этом случае в венд попадают многие отложения с возрастом древнее 1000 млн. лет, а в некоторых случаях и древнее 1400 млн. лет (надеждинская и штандинская свиты Русской плиты), хотя сами эти исследователи, вопреки фактам, принимают нижнюю возрастную границу вендского комплекса в 650 млн. лет.

Таким образом, широко распространенное название «вендский комплекс» (венд) в настоящее время испорчено вследствие включения в состав комплекса

разновозрастных образований; в частности, его стратотипические подразделения — валдайская и волынская серии — относятся: первая к эокембрию, а вторая — к верхнему неопротозою. Если этот термин применять, то тогда каждый раз надо указывать в каком объеме понимается венд (s. str. или s. lato). Предлагаемый вместо названия «вендский комплекс» термин «юдомский комплекс», на первый взгляд, кажется более определенным, так как его стратотип — юдомская свита Сибири, — действительно, находится в пределах возрастных границ эокембрия (680—570 млн. лет), но авторы этого термина [270] выделяют юдомский комплекс, также руководствуясь исключительно присутствием фитолитов четвертого комплекса, и поэтому при корреляции верхнедокембрийских толщ Сибири ошибочно параллелизуют со стратотипом весьма разновозрастные образования. Учитывая сказанное, мы считаем, что старый и широко распространенный во всем мире термин «эокембрий» является лучшим из числа предложенных для обозначения рассматриваемых отложений.

Проведенный обзор региональных подразделений показывает, что на континентах северного полушария эокембрий сложен в основном платформенными, орогенными и миогеосинклинальными формациями. Эвгеосинклинальные отложения, по-видимому, присутствуют в некоторых фанерозойских складчатых областях, но там они не могут быть достаточно уверенно выделены из состава нижнекембрийских осадочно-вулканогенных толщ.

Платформенные образования представлены главным образом мелководно-морскими отложениями. На Восточно-Европейской платформе и на большей части Северо-Американской платформы они образованы преимущественно терригенными породами, тогда как на Сибирской и Индостанской платформах, а также на севере Северо-Американской платформы (Гренландия, о. Элсмир) только в нижней части комплекса развиты хорошо отсортированные «зрелые» терригенные породы (обычно кварцито-песчаники), а верхняя — главная — часть комплекса сложена карбонатными или терригенно-карбонатными толщами. Некоторые подразделения эокембрия в Сибири (например, юдомская свита) почти целиком состоят из карбонатов. Среди всех этих отложений нередко присутствуют красноцветные или пестроцветные породы, хотя роль их заметно более скромная, чем в составе эпипротозойских или неопротозойских толщ. В некоторых красноцветных породах находятся включения (или глиптоморфозы) гипса и каменной соли, свидетельствующие об их отложениях в лагунных бассейнах в условиях аридного климата.

Обращает на себя внимание, что в подавляющем большинстве платформенных толщ отсутствуют вулканиты; только в некоторых терригенных породах валдайской серии Русской плиты отмечается примесь туфогенного (пеплового) материала, вероятно занесенного из соседних с запада геосинклинальных областей. Характерно почти полное отсутствие проявлений траппового вулканизма, столь типичного для среднего и верхнего неопротозоя. Кислые наземные вулканиты тафрогенного типа известны только в некоторых участках плиты Мидконтинента Северной Америки (горы Арбукль и Уичито).

Для многих складчатых областей северного полушария характерны эокембрийские терригенные толщи, относящиеся к орогенному типу формации, завершающему геосинклинальное развитие подвижных поясов. К их числу относятся мощные конгломерато-песчаниковые толщи Байкальской горной области, Восточного Саяна, западного склона Урала, Британской Колумбии и Аппалачей. Некоторые из этих толщ, например красноцветные терригенные толщи Байкальской горной области (холоднинская свита и аналоги), а также ашинская серия Западного Урала, по ряду признаков близко напоминают моласссу, хотя и отличаются от типичных фанерозойских моласс некоторыми особенностями (меньшая мощность, преобладание песчаников над конгломератами и др.) [10, 249] Таким образом, в эокембрии

впервые в геологической истории Земли возникают отложения, вполне сравнимые с молассовыми.

Миогеосинклинальные отложения эокембрия не несут каких-либо специфических черт; образованы они преимущественно терригенными толщами, которые в некоторых областях (особенно в Северной Америке) близки орогенным формациям.

Эокембрийское время характеризуется началом большой морской трансгрессии на платформы, которая достигла максимального распространения в раннем — среднем кембрии. Именно поэтому эокембрийские отложения вместе с вышележащими кембрийскими и более молодыми отложениями образуют обширный платформенный чехол, лежащий несогласно на более древних платформенных образованиях или же непосредственно на фундаменте. Особенно резкий контраст в распространении докембрийских платформенных отложений разного возраста наблюдается на Русской плите, где эокембрий плащеобразно перекрывает локально развитые платформенные отложения неопротозоя и эпипротозоя (см. рис. 30), указывая тем самым, что к началу эокембрия была приурочена крупная перестройка тектонического и палеогеографического плана Восточно-Европейской платформы.

Полезные ископаемые эокембрия немногочисленны и связаны исключительно с осадочными толщами. К ним относятся бокситы и фосфориты в доломитах боксонской свиты Восточного Саяна и прилегающих районов МНР (Угахольское и Табаянурское месторождения фосфоритов), марганцево-железистые кварциты в лондоковской свите Малого Хингана (Южно-Хинганское марганцевое и Кимканское железорудное месторождения). Наконец, следует еще отметить нефтепроявления в мотской свите эокембрия Иркутского амфитеатра (Марковское месторождение), где битумы, скорее всего, находятся во вторичном залегании.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ В ДОКЕМБРИИ

ГЛАВА X

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ФИЗИЧЕСКОЙ И ХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ВНЕШНИХ ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ В ДОКЕМБРИИ

Анализ основных черт и особенностей осадочных и осадочно-вулканогенных толщ различных подразделений докембрия позволяет установить многие важные закономерности, касающиеся изменения со временем физических и химических условий существования внешних оболочек Земли: стратисферы, биосферы, гидросферы и атмосферы. Некоторые из них уже были выявлены раньше, но сейчас получена возможность их конкретизировать, а многие геологические события надежно «привязать» к стратиграфической и геохронологической шкалам.

АРХЕЙ

Из всех докембрийских супракрустальных образований наибольшим своеобразием характеризуются архейские отложения. Их отличает не только исключительно сильный метаморфизм пород, но и ряд черт, которые, несомненно, связаны с первичными условиями их образования. Повсеместно резкое преобладание в их составе вулканитов указывает на повышенную температуру недр и высокую лабильность древней земной коры. Вместе с тем удивительная выдержанность состава и строения осадочных толщ на огромных расстояниях (возможно, даже в глобальном масштабе) свидетельствует о единообразных условиях седиментации в различных районах. Как мы уже указывали, отсутствие ясно выраженной фациальной зональности (по крайней мере, линейного типа) и каких-либо признаков соседства областей древней суши заставляют подозревать, что отложение осадков происходило в огромном океане («Панталасса»), покрывавшем бо́льшую часть планеты. Можно полагать, что древний океан не был глубоким и местами не надолго дно его обнажалось в виде отмелей и низких островов. С таким представлением согласуется полное отсутствие в составе архейских толщ грубообломочных пород (конгломератов). Многие слоистые породы, сложенные алюмосиликатами и силикатами, которые тесно перемежаются с вулканитами, вероятно, являются метаморфизованными туфами различного состава. Только в самой верхней части некоторых архейских серий, возможно, присутствуют настоящие терригенные отложения, которые до метаморфизма представляли собой пелитовые осадки.

Особый интерес для выяснения условий архейской седиментации имеет вопрос о генезисе кварцитов, часто встречающихся в некоторых древнейших комплексах, главным образом в их нижних подразделениях. Напомним, что на Алданском щите нижняя часть архейского комплекса (алданской серии) сложена кварцитами, чередующимися с метабазитами. Самым древним подразделением из вскрытых на щите является курумканская свита кварцитов с редкими прослоями силлиманитовых кварцевых сланцев (или кварцито-гнейсов). Видимая мощность этой свиты превышает 1000 м, а общая мощность трех крупных толщ кварцитов, заключенных в нижней — иенгрской —

подсерии алданской серии, достигает 2800 м. Как известно, в фанерозойских и верхнедокембрийских отложениях кварцевые песчаники и образующиеся за их счет кварциты являются крайними (наиболее «зрелыми») продуктами осадочной дифференциации. В этих отложениях они характерны для платформенных и миогеосинклинальных формаций. Среди молодых эвгеосинклинальных образований они отсутствуют или крайне редки, и ассоциация их с подводными вулканитами спилитовой формации является запретной.

Возникает вопрос, каков генезис архейских кварцитов и какова была тектоническая обстановка в период их формирования?

Архейские кварциты всегда полностью перекристаллизованы и нередко заметно микроклинизированы; никаких реликтовых обломочных структур в них не сохранилось. Однако наблюдаемая во многих случаях отчетливая слоистость, а также перемежаемость с высокоглиноземистыми породами, *безусловно свидетельствуют об их осадочном происхождении.* Принимая во внимание частую ассоциацию кварцитов с вулканитами, казалось, можно предположить, что кремнезем являлся продуктом вулканической деятельности и выпадал в форме геля. В этом случае кварцито-амфиболитовую ассоциацию архея можно было бы рассматривать как аналог кремнисто-вулканогенной формации молодых геосинклинальных областей.

Однако такому представлению противоречит исключительно большая мощность и однородность многих кварцитовых толщ, а также наличие в некоторых кварцитах редких мелких (0,1—0,01 мм) хорошо окатанных зерен циркона *явно обломочного происхождения. Остается предположить,* что главным источником материала для кварцитов послужили еще более древние (катархейские) породы, богатые кремнеземом, т. е. какие-то граниты и гнейсы. Правда, такие образования пока нигде не установлены. Выделенные некоторыми авторами на основании ошибочно истолкованных изотопных определений возраста так называемые «катархейские блоки» оказались сложенными теми же породами, что и окружающие архейские супракрустальные и плутонические образования, и вместе с ними относятся к одному и тому же комплексу. Все граниты, размещающиеся среди архейских супракрустальных пород, моложе их. Однако залегание мощных толщ кварцитов в нижней части архейских комплексов дает основание полагать, что катархейские граниты либо не вскрыты эрозией, либо, что более вероятно, они сильно переработаны последующими ультраметаморфическими процессами.

Казалось, можно себе представить образование кремнезема для кварцитов в результате химического выветривания основных пород, но баланс могущего образоваться за их счет материала не отвечает действительной *распространенности соответствующих типов метаосадочных пород архея.* Легко подсчитать, что в случае химического выветривания базитов для образования таких мощных (2800 м!) толщ кварцитов, как в низах алданской серии, необходима переработка исключительно больших объемов пород и возникновение в качестве комплементарных продуктов огромной мощности железных руд, магнезитов и различных других карбонатов, неизвестных в таком количестве в древнейших комплексах. Кроме того, такому предположению противоречат присутствие в кварцитах (обломочных) зерен циркона и монацита (?), а также некоторые черты химизма кварцитов и ассоциирующих с ними *глиноземистых пород.* По необходимости мы должны предположить существование доархейских гранитов и гнейсов, а следовательно, и доархейской коры Земли, уже богатой сиалическим материалом.

Но если до метаморфизма кварциты представляли собой типично обломочные породы (кварцевые пески), то почему мы не обнаруживаем в них фациальных изменений? Ведь, несмотря на высокую степень изученности *ряда районов, до настоящего времени не получено каких-либо данных,* которые позволили бы выделить области, являвшиеся источником сноса обломочного материала.

Устранение этого и других противоречий с фактическими данными мы видим в принятии предположения о том, что архейские кварцевые осадки образовались преимущественно в результате осаждения из растворов кремнезема, извлеченного из кор химического выветривания на сиалических породах. Однако, для того, чтобы такой процесс мог эффективно осуществляться, необходимо допустить существование в архее специфических физических и химических условий седиментации.

Все исследователи признают, что архейская атмосфера была очень мощной, плотной и состояла преимущественно из паров воды, а также CO_2, HCl, HF, H_2S, NH_3, CH_4, S и некоторых других компонентов [37, 38 и др.]. Этот вывод вполне логично вытекает из весьма интенсивного развития в архее вулканических извержений, поставлявших указанные продукты. Естественно, что в этих условиях на земной поверхности должен был сильно проявиться так называемый парниковый эффект, в результате которого температура приземных слоев атмосферы и поверхностных вод могла подняться до очень больших значений, порядка нескольких десятков градусов (в самом начале архея, возможно, даже более 100° С). Высокое давление атмосферы (десятки атмосфер) препятствовало вскипанию морской воды. В условиях горячей газо-паровой атмосферы, насыщенной кислыми дымами, должны были весьма интенсивно протекать процессы химического выветривания пород, а высокая температура морской воды и специфический ее состав должны были способствовать энергичному растворению продуктов разложения и в первую очередь кремнезема.

Известно, что кремнезем легко растворяется даже в теплой воде, тем более в горячей и минерализованной. Как показывают опыты В. С. Балицкого и его соавторов [235], растворимость кварца очень сильно возрастает с повышением температуры, в особенности если водные растворы содержат сернистый натрий. Имеется много оснований считать, что последний должен был присутствовать в архейских морях в заметном количестве, так как древняя атмосфера была практически лишена свободного кислорода и вместо сульфатов натрия должны были возникать соединения типа Na_2S. Доказательство тому мы видим, в частности, в частой приуроченности месторождений лазурита (минерала, содержащего Na_2S) к архейским мраморам, которые до метаморфизма, по-видимому, представляли собой сернистые известняки или доломиты (см. гл. IV).

Таким образом, мы предполагаем, что кремнезем (кварц) из кор выветривания в процессе переотложения частично или почти полностью растворялся в горячих минерализованных водах древнего океана и откладывался как химический осадок. Этим, вероятно, и объясняется отсутствие связи выходов кварцитовых толщ с областями размыва. В некоторых случаях архейские кварцевые породы представляли собой смешанные хемогенно-обломочные разности, поскольку мелкие обломочные частицы кварца и труднорастворимых минералов тяжелой фракции (циркона, монацита) могли переноситься достаточно далеко в виде взвеси в коллоидных и истинных растворах.

В пользу представления об архейских кварцитах как о породах, возникших в результате переотложения материала древних субаэральных (и субаквальных?) кор химического выветривания, свидетельствует, кроме того, связь их с высокоглиноземистыми и иногда с железорудными породами, а также обычная примесь в кварцитах силлиманита и в некоторых случаях магнетита.

Исключительно интересным фактом, имеющим большое значение для корреляции архейских толщ, является появление карбонатных пород начиная с определенного стратиграфического уровня в средней части разреза архея (метабазито-карбонатный комплекс, A^{III}).

Поскольку такая закономерность отмечается для архейских толщ различных регионов мира, она должна иметь какую-то общую причину. Представляется наиболее вероятным, что осаждение карбонатов было свя-

зано с некоторым уменьшением в составе атмосферы и гидросферы содержания углекислоты и в особенности кислых дымов*, возможно вследствие известного ослабления вулканизма или (и) расходования CO_2 при различных минералообразующих и космических фотохимических процессах. После достижения критического уровня, ниже которого стало возможным осаждение карбонатов, содержание углекислоты в архейской атмосфере должно было резко уменьшиться в результате связывания ее карбонатными толщами. Вероятно, запасы углекислоты непрерывно пополнялись при вулканических извержениях и только в самом конце архея вследствие общего ослабления вулканизма (во время отложения формационного комплекса A^{IV}) ее содержание упало уже значительно. Таким образом, в эволюции состава древней атмосферы можно найти объяснение поразительному и, на первый взгляд, малопонятному факту повсеместно единообразного строения архейских комплексов.

Как мы уже видели, многие особенности состава древних толщ архейского, палеопротозойского и отчасти мезопротозойского возраста (почти постоянная приуроченность месторождений лазурита к карбонатным толщам архея, состав палеопротозойских железных руд, условия образования золото-урановых конгломератов в начале мезопротозоя и др.) с очевидностью свидетельствуют о том, что раннедокембрийская седиментация протекала при отсутствии или резком недостатке свободного кислорода в атмосфере и гидросфере. Это подтверждается изучением изотопного состава серы в осадочных толщах архея и палеопротозоя, показавшим, что сера в древних сульфатах мало отличалась от сульфидной серы того же времени и одновременно была близка по своему изотопному составу сере метеоритов. Между тем известно, что процессы окисления способствуют «утяжелению» серы, обогащению ее изотопом S^{34} (по отношению к изотопу S^{32}), вследствие чего сера современных сульфатов значительно тяжелее серы сульфидов [555]**.

Доказательство отсутствия свободного кислорода в древней атмосфере мы видим также в крайне низком отношении Fe_2O_3/FeO во всех метавулканитах архея и палеопротозоя, которое отмечается разными авторами, изучавшими химизм этих пород на многих континентах. По-видимому, отсутствие или острый дефицит O_2 были характерны в раннем докембрии не только для атмосферы и гидросферы, но и для сообщающихся с ними довольно глубоких горизонтов литосферы.

Вследствие незначительного развития биоса свободный кислород в архейской атмосфере мог продуцироваться только в результате малоэффективного космического фотосинтеза и то лишь в самых верхних слоях мощной атмосферы, а образующееся малое количество его там же быстро расходовалось на процессы частичного окисления аммиака, серы, метана и т. д.

До настоящего времени представления о составе древнейшей атмосферы основывались на косвенных данных и логических выводах. Л. В. Травиным и нами была сделана попытка определить состав архейской атмосферы на основании анализа газовых включений (пузырьков) из кварцитов иенгрской серии (верхнее течение р. Алдана), исходя из предположения, что при хемогенном осаждении кремнезема происходил захват газа (и жидкости) из растворов. Допускалось также, что при последующем метаморфизме пузырьки могли перераспределяться в некотором объеме породы, но в целом система была относительно закрытой. Анализ состава газовых включений,

---

* Присутствие в воде сильных кислот (кислых дымов) должно было разрушить карбонаты и выделить CO_2 обратно в атмосферу [293].

** Получаемые в отдельных случаях для сернистых минералов из пород архея сравнительно высокие значения δS^{34} [208], вероятно, связаны с позднейшими гидротермальными процессами, сопровождающимися окислительными реакциями.

Таблица 3

Состав газовых пузырьков в кварцитах иенгрской серии

Номера образцов	Температура гомогенизации, °С	D пузырька, мм	$V_{пуз}/V_{вкл}$	Концентрация, об. %			
				O_2	CO_2	N_2 + редкие газы	H_2S, SO_2, NH_3, HCl, HF
1819д	157	0,31	276	—	57,5	8,0	34,5
1819д	156	0,023	563	—	61,2	2,0	36,8
1819д	156	0,038	112	—	56,2	5,1	38,7
1823а	308	0,04	745	—	30,2	5,0	15,0
1823а	199	0,006	152	—	65,8	0,8	33,4
1823а	197	0,023	196	—	61,0	1,0	35,0
1823а	170	0,015	42	—	63,0	4,0	33,0
1823а	167	0,004	40	—	60,0	5,0	35,0

Примечание. Углеводороды, CO и H_2 не обнаружены.

который был сделан в лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР химиками Н. А. Шугуровой и В. К. Катаевой под руководством Ю. П. Казанского, приведен в табл. 3.

Если основываться на указанных выше предположениях, то из таблицы следует, что в древней атмосфере (гидросфере) отсутствовал свободный кислород, а ее основу составляли углекислота (около 60%), H_2S, SO_2 и кислые дымы — HCl, HF (около 35%); в небольшом количестве присутствовали также азот и редкие газы. Таким образом, аналитические данные в общем подтверждают существующие в настоящее время представления. Обращает на себя внимание только отсутствие в анализированных породах углеводородов, хотя, по мнению многих исследователей [124], в древней атмосфере должен был присутствовать в большом количестве метан, который являлся материальной основой в процессе создания органических молекул. Впрочем, *некоторые авторы [51] на основании изучения изотопного состава углерода* докембрийских карбонатов приходят к выводу о том, что докембрийская атмосфера была существенно углекислой, а жизнь зародилась именно в ней, а не в метановой атмосфере. Естественно, что данные приведенных анализов недостаточны для решения этой сложной проблемы. Заметим, кстати, что если эти аналитические данные действительно характеризуют состав древнейшей атмосферы (или, что почти одно и то же, газовый состав гидросферы), то в этом случае подтверждается наше предположение о хемогенном происхождении архейских кварцитов, так как при образовании этих пород из кварцевых песков подобного рода газовые включения не могли бы возникнуть.

О солевом составе архейского океана у нас нет прямых данных, так как имеющиеся в нашем распоряжении анализы жидких включений в архейских породах (кварцитах Алданского щита и Слюдянского района Прибайкалья) дают неустойчивые и противоречивые результаты, которые, возможно, объясняются присутствием во включениях гидротермальных (метаморфических) растворов. По мнению А. П. Виноградова и некоторых других исследователей, общая концентрация солей в древнем океане «мало отличалась от современной, поскольку ювенильная вода всегда сопровождалась летучими в тех же примерно отношениях, как и сейчас» [38, с. 30]. Учитывая высокую температуру и специфический состав атмосферы архея, нельзя исключить, что солевой состав «Панталассы» был существенно иным по сравнению с современным. Можно также предположить, что океаническая вода в архее была существенно хлоридной и бессульфатной, поскольку отсутствовал свободный кислород, необходимый для окисления серы, а начи-

ная со второй половины архея в составе воды появились растворенные карбонаты.

Определимые органические остатки в архейских породах отсутствуют, но, как мы уже отмечали (гл. IV), наличие во многих древнейших комплексах мощных пачек графитсодержащих гнейсов и мраморов может свидетельствовать в пользу гипотезы о существовании уже на этой стадии развития Земли примитивного биоса. Об этом же свидетельствует и изотопный состав углерода из архейских пород [271, 272]. Не исключено, что и некоторые фосфатные осадочные отложения архея прошли через биогенный цикл, подобно более молодым образованиям докембрия и фанерозоя этого типа.

Существование в самом начале палеопротозоя сине-зеленых водорослей, обладающих функцией фотосинтеза [595], заставляет подозревать, что эти растения появились еще в архее. Однако плотная и мощная атмосфера архейского времени должна была служить сильным экраном для проникновения солнечных лучей, и поэтому развитие фотосинтезирующих растений (водорослей) могло иметь место только во второй половине архея, когда значительная часть углекислоты была изъята из атмосферы карбонатными осадками. В самом начале архея атмосфера, вероятно, была практически непрозрачной. *

ПАЛЕОПРОТОЗОЙ

Уже в самом начале палеопротозоя должно было произойти значительное изменение физических и химических условий существования внешних оболочек Земли. Прежде всего, вследствие «вымирания» некоторых широко распространенных радиоактивных элементов с относительно коротким периодом распада, главным образом K^{40} и U^{235}, заметно уменьшился вклад радиоактивного тепла в общий энергетический баланс земной коры. По расчетам В. Г. Хлопина, уточненным Е. А. Любимовой [174], самое резкое уменьшение выделения тепла радиоактивными элементами произошло примерно 3—4 млрд. лет назад, т. е. на рубеже архея и протозоя (рис. 35). Затем благодаря связыванию части углекислоты карбонатными породами и разложению ее фотохимическими процессами должна была уменьшиться мощность и плотность атмосферы и, как следствие, была ослаблена роль парникового эффекта. Температура около земной поверхности, вероятно, уже не превышала 60—70° С, а давление атмосферы — первых десятков атмосфер. Можно, однако, думать, что атмосфера по-прежнему была в состоянии препятствовать сильному излучению солнечного и эндогенного тепла в космическое пространство и по-

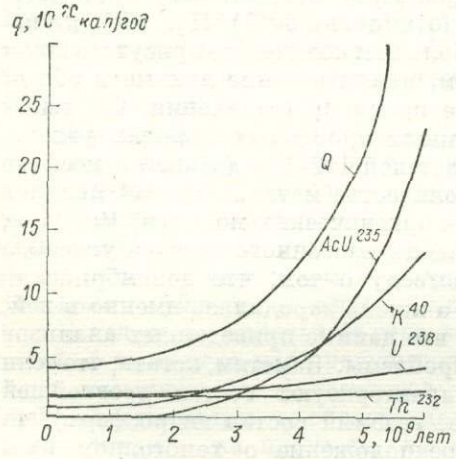


Рис. 35. Выделение тепла главными радиоактивными элементами в течение геологического времени. По Е. А. Любимовой [169].

Q — кривая суммарного выделения тепла всеми главными радиоактивными элементами.

* Высокая температура воды древнего океана не должна была препятствовать развитию сине-зеленых водорослей, так как приспособленность этих простейших растений к крайним изменениям внешних условий поразительна. Известны современные сине-зеленые водоросли, которые сохраняют жизнеспособность до 85 °С и интенсивно размножаются в водах горячих источников. Эти сине-зеленые водоросли приспособлены также к обитанию в водах весьма различной солености и состава (они встречаются даже в сульфатных, хлористых и содовых озерах) и в водах с разным газовым составом. Они размножаются также в воде, почти полностью насыщенной углекислотой. Одни формы анаэробные, другие — развиваются при широком доступе O_2 (аэрофилы). Сине-зеленые водоросли встречаются также в сернистых и серных водах вулканов [82].

этому жаркий влажный климат был свойствен всей планете, независимо от географической широты.

Как мы показали, палеопротозойская эра характеризовалась мощным вулканизмом эвгеосинклинального типа, особенно сильно проявленным в середине эры. Вулканические газы должны были в какой-то мере восполнить запасы CO_2 и кислых дымов в атмосфере, частично утраченные во *второй половине архейской эры и в начале палеопротозоя. По-видимому*, именно этим объясняется отсутствие или сравнительно небольшое количество карбонатных пород среди вулканогенных толщ палеопротозоя и развитие их главным образом в нижних и верхних горизонтах группы, в составе которых роль вулканитов невелика.

Уменьшение плотности атмосферы должно было вызвать увеличение ее прозрачности, а это, в свою очередь, повлечь за собой усиление процессов космического фотосинтеза во всей массе атмосферы и обеспечить условия для биогенного фотосинтеза в гидросфере. Поэтому есть основание считать, что в палеопротозое мог появиться в небольшом количестве свободный кислород, но так как он немедленно расходовался на процессы окисления, то атмосфера была по-прежнему бескислородной.

Отсутствие или незначительное содержание кислорода в древней атмосфере и в находящейся с ней в равновесии морской воде или, иначе говоря, очень низкое значение окислительно-восстановительного потенциала (Eh) гидросферы, обусловило, по представлению Н. М. Страхова [293] и других исследователей, высокую миграционную способность закисных соединений железа (и марганца), поэтому в морской воде широко (повсеместно) распространены докембрийские джеспилитовые железные руды. По данным Х. Леппа [521], в условиях атмосферы, богатой свободным кислородом, геохимические пути миграции железа и марганца должны быть различны, а при недостатке кислорода в атмосфере — одинаковы. Тот факт, что в палеопротозое часто встречаются осадочные железо-марганцевые руды, может служить *дополнительным свидетельством малого содержания кислорода в древней* атмосфере.

Сказанное выше дает основание полагать, что морская вода в палеопротозое так же, как и во второй половине архея, имела хлоридно-карбонатный состав и была бедна сульфатами.

Присутствие в палеопротозойских осадочных толщах, в том числе и тех, что размещаются в нижней части группы (серия Стип-Рок и свита Соудан в Канаде, свиты Онвервахт и Фиг-Три надсерии Свазиленд и булавайская серия в Южной Африке), органических остатков в виде строматолитов, а также сине-зеленых водорослей и бактерий дает основание полагать, что атмосфера того времени была достаточно прозрачной для солнечных лучей и биогенный фотосинтез мог осуществляться без существенных препятствий. Вместе с тем редкая встречаемость этих остатков указывает на еще сравнительно малый объем биомассы и, следовательно, на небольшую роль биофотосинтетических процессов.

МЕЗОПРОТОЗОЙ

В самой нижней части мезопротозоя заключены золото-урановосные конгломераты, образование которых было возможно только в условиях бескислородной (или очень бедной кислородом) атмосферы (см. гл. VI). В карбонатных отложениях, размещающихся в верху нижней части группы, над толщами с золото-урановосными конгломератами, впервые появляются в большом количестве разнообразные фитолиты (строматолиты и микрофитолиты), которые образуют крупные биогермы и подчас слагают собой мощные горизонты. В хемогенных кремнистых породах, ассоциирующих с джеспилитами, обнаруживаются массовые остатки сине-зеленых водорослей.

Естественно ожидать, что при резко увеличившейся биомассе должна была столь же резко увеличиться роль биогенного фотосинтеза и, следовательно, должно было произойти пополнение атмосферы свободным кислородом.* Действительно, выше фитолитовых известняков и доломитов во многих мезопротозойских толщах впервые в разрезах древних толщ появляются сингенетические красноцветы, указывая тем самым на появление в атмосфере свободного кислорода в количестве, достаточном для окисления части железа. Вероятно, его количество все же не превышало десятых долей процента от современного содержания, поскольку так называемый первый критический уровень, отвечающий 1% от современной величины, был достигнут гораздо позднее (см. ниже).

Таким образом, в конце первой половины мезопротозоя произошло важнейшее событие — появление кислородной атмосферы, сказавшееся решающим образом на течение многих геохимических процессов в стратисфере. Время этого события, судя по Pb-изохронным датировкам периода седиментации первых строматолитовых доломитов, около 2400—2500 млн. лет (неопубликованные исследования А. Д. Искандеровой и С. Л. Миркиной в лаборатории ВСЕГЕИ по материалам автора).

Увеличение содержания кислорода в атмосфере обусловило возрастание окислительно-восстановительного потенциала (Eh) гидросферы и, как следствие, некоторое уменьшение геохимической подвижности железа в морской воде. Этим объясняется почти постоянная приуроченность мезопротозойских осадочных железных руд, в частности джеспилитов, к миогеосинклинальным поясам. Накопление железа в прибрежных зонах морей, скорее всего, было обусловлено широким развитием на мелководьях сине-зеленых водорослей, продуцирующих кислород. При этом происходило окисление соединений железа и переход их в коллоидные окислы, которые часто осаждались вместе с коллоидным кремнеземом. Как уже указывалось (гл. VI), многие мезопротозойские осадочные железные руды, в том числе джеспилиты, обладают оолитовым строением. Представляется, что эта особенность мезопротозойских руд, заметно отличающая их от аналогичных палеопротозойских руд, находится в связи с накоплением их в прибрежной зоне, богатой водорослевым биосом. Благодаря этому рудные частицы обволакивались водорослевой слизью, которая уменьшала их плотность и взаимное сцепление и тем самым способствовала их взмучиванию. Водорослевая слизь одновременно служила средой, на которой осаждались коллоидные частицы железа. Не исключено, что некоторые сине-зеленые водоросли могли играть и активную роль в осаждении железа. Существенно, что в мезопротозойских джеспилитах Канады (свита Ганфлинт) и Австралии установлены обильные микроскопические остатки водорослей [360 и др.].

Источником железа для мезопротозойских железных руд, как и для палеопротозойских, вероятно, служили продукты вулканических извержений в эвгеосинклинальных поясах. Вместе с тем некоторую роль могли играть коры выветривания на платформах. И в этом случае соединения железа не могли мигрировать из областей сноса далеко в открытое море и также должны были осаждаться на побережьях в приплатформенной зоне. Таким путем возникли железорудные формации типа Великих озер или уральского типа.

Среди карбонатных пород в мезопротозое господствуют хемогенные доломиты. Преимущественное осаждение доломита в докембрийских бассейнах, по мнению Н. М. Страхова [293] и А. П. Виноградова [38], обусловлено большим содержанием CO_2 в атмосфере, создающим в морской воде высокий щелочной резерв. В этих условиях доломитовое вещество легче, чем кальцит, насыщало воду и при аридизации климата оно быстро выпадало в осадок.

---

* Вследствие исключительно большой общей биомассы, слагаемой водорослями, они и в настоящее время являются одним из основных продуцентов кислорода атмосферы.

Изъятие из атмосферы мезопротозойского времени большого количества углекислоты карбонатными осадками без значительного пополнения ее вулканическими извержениями должно было привести к дальнейшему уменьшению углекислоты в атмосфере и ослаблению парникового эффекта. В связи с этим во второй половине мезопротозоя жаркий азональный климат, вероятно, сменился несколько менее жарким и слабозональным. По мнению некоторых исследователей [579], ослабление парникового эффекта вследствие уменьшения углекислоты в атмосфере способно вызвать даже оледенение. Хотя, по нашему мнению, такой антипарниковый эффект недостаточен для развития глобального оледенения (см. ниже), он все же мог в какой-то мере способствовать образованию в мезопротозое оледенения, которое отмечается в некоторых странах мира.

В отложениях верхней части мезопротозоя впервые в разрезах древних толщ появляются, правда еще очень редко, эвапориты, что, очевидно, свидетельствует о существовании во второй половине мезопротозоя участков с резко выраженным аридным климатом. Возникновение в это время относительно больших областей платформенной суши должно было способствовать и некоторой общей аридизации климата. Увеличение содержания в атмосфере свободного кислорода во второй половине рассматриваемой эры должно было повлечь за собой более высокое окисление серы и сероводорода в морской воде и превращение ее из хлоридно-карбонатной в хлоридно-карбонатно-сульфатную [293].

НЕОПРОТОЗОЙ

Геохимические явления, наметившиеся в мезопротозое, получили более яркое выражение в неопротозое. Резко увеличившаяся масса фитопланктона должна была привести к сильному обогащению атмосферы кислородом, а мощное карбонатонакопление в эпиконтинентальных морях — к изъятию из нее значительного количества углекислоты и еще большему ослаблению парникового эффекта. В результате температура поверхности Земли должна была понизиться еще на несколько градусов. Так как, по данным исследователей климата прошлого [273], температура поверхности Земли в раннем палеозое была около 30—32° С (и затем постепенно снижалась), то, вероятно, будет реалистической оценка среднегодовой температуры в неопротозое примерно 40° С. Одновременно с понижением температуры должна была увеличиться и климатическая зональность (широтная и вертикальная), хотя, судя по неопротозойским отложениям, она не была сильно выраженной.

Изменение состава атмосферы привело и к сильной эволюции ряда седиментационных процессов. Благодаря увеличению содержания свободного кислорода резко понизилась миграционная способность железа в морских водах, в результате чего совершенно прекратилось формирование тонкополосчатых железорудных формаций джеспилитового типа и несколько сократилось накопление пластовых железных руд уральского типа, связанное с полузамкнутыми (лагунно-морскими) бассейнами; в прибрежной зоне мелководных морских бассейнов стало возможным образование таких высокоокисленных минералов железа, как шамозит и глауконит. Осадочные железные руды становятся редкими и приурочиваются только к прибрежно-морским и континентальным толщам. Таким образом, отмечается миграция железорудного литогенеза из эвгеосинклинальных зон (в палеопротозое) в миогеосинклинальные и субплатформенные. Для фанерозоя Н. М. Страховым [293 и др.] установлено дальнейшее перемещение сферы проявления железорудного процесса из миогеосинклиналей на платформы. Резко разошлись миграционные пути железа и марганца; в неопротозое эти металлы, как правило, слагают самостоятельные месторождения, размещающиеся в различной фациальной обстановке (железо только в миогеосинклинальных и субплатформенных формациях, марганец — преимущественно в эвгеосинклинальных).

Уменьшение содержания в атмосфере CO_2 вызвало понижение щелочного резерва морской воды и соответственно некоторое увеличение осаждения кальцита по сравнению с доломитом. Уменьшению щелочного резерва в морской воде должен был способствовать и приток пресных речных вод с континентальных массивов. Морская вода из хлоридно-карбонатной с небольшой примесью сульфатов превратилась в хлоридно-сульфатную, такой она является и в настоящее время.

В неопротозое, как мы знаем, сформировались крупнейшие древние платформы. Частично они были залиты эпиконтинентальными морями, но значительные их площади представляли собой сушу, на которой в условиях обширных аллювиальных равнин, озер, дельт и морских побережий происходило накопление красноцветных обломочных отложений. Значительную роль среди них играли, по-видимому, эоловые пески. Образованию их способствовало отсутствие на суше растительного покрова. По этой же причине при захоронении осадков сохранялась их первичная красная окраска, поскольку из-за отсутствия органического материала окисные соединения железа не восстанавливались в закисные. Именно поэтому красноцветы в позднем докембрии были исключительно широко распространены, даже по сравнению с фанерозоем, несмотря на то, что позднее атмосфера была гораздо богаче кислородом.

В связи с образованием обширной суши во многих районах произошла дальнейшая аридизация климата. Этим обусловлено сравнительно широкое развитие в неопротозойских платформенных и отчасти миогеосинклинальных отложениях пород с включениями гипса, ангидрита и каменной соли.

Озоновый экран, по-видимому, был еще недостаточно развит, чтобы эффективно препятствовать губительному действию на организмы ультрафиолетовых лучей, но под защитой сравнительно небольшого слоя воды, около 10—15 м [18], жизнь могла успешно развиваться. Увеличение содержания свободного кислорода, уменьшение температуры и другие изменения физических и химических условий, вероятно, способствовали возникновению в неопротозое первых *Metazoa*, представленных погонофорами (?). В неопротозое появились также новые формы водорослей с внутриклеточным ядром, способные к половому размножению (эукариоты).

ЭПИПРОТОЗОЙ

Основные тенденции эволюции внешних оболочек Земли, определившиеся ранее, продолжали развиваться и в эпипротозое. Однако в течение этой эры произошли события, несколько нарушившие естественное течение процессов. Имеется в виду широкое развитие в раннем и позднем эпипротозое оледенений, охвативших почти все районы мира. Причины этих оледенений неясны, впрочем, так же как и аналогичных более молодых, в том числе четвертичных, событий в истории Земли. Однако все, что нам известно о физической и химической обстановке в докембрии, не позволяет рассматривать древнейшие оледенения как следствие нормального эволюционного развития атмосферы и гидросферы, определяющегося имманентными причинами. В самом деле, в доледниковых, межледниковых и послеледниковых отложениях эпипротозоя широко развиты красноцветные породы, доломиты и известняки со строматолитами и микрофитолитами, часто встречаются эвапориты, т. е. образования, характерные для теплого или жаркого климата.* Глобальное распространение эпипротозойских оледенений (см. рис. 33) не позволяет их связывать и с широтной климатической зональностью. Гипотеза «антипарникового эффекта» [579], предложенная для объяснения

* Современные строматолиты и онколиты известны только в тропических морях (зал. Шарк, Северо-Западная Австралия; п-ов Флорида, Богамские острова).

рассматриваемых оледенений, по нашему мнению, не в состоянии объяснить масштабы явления; кроме того, перед обоими эпипротозойскими ледниковыми эпохами не происходило какого-то исключительно мощного карбонатного, осадконакопления, способного вызвать упомянутый эффект. Нам представляется, что основной причиной эокембрийских оледенений были явления космического порядка, вероятнее всего, связанные с прохождением Солнечной системы через пылевые или иного типа туманности, поглотившие часть солнечной энергии. Судя по тому, что эпипротозойские оледенения были разделены промежутком в 120 млн. лет, такие явления на протяжении эры имели место дважды.

Вместе с тем можно думать, что предпосылки для развития оледенений были созданы земными факторами. Атмосфера в эпипротозое, вероятно, была уже достаточно близка современной, т. е. она состояла преимущественно из азота, кислорода, аргона, паров воды и углекислоты, только свободного кислорода в ней было еще немного (меньше 1% от современного содержания), а углекислоты и паров воды гораздо больше. О еще значительном содержании CO_2 мы можем судить по присутствию в осадочных отложениях мощных толщ хемогенных доломитов (наряду с известняками). Вероятно, давление атмосферы также было несколько больше современного, но незначительно. Парниковый эффект уже не имел такого исключительно сильного воздействия на климат Земли, как раньше, и, следовательно, уменьшение потока солнечного тепла вследствие космических причин легко могло вызвать оледенения.

Для органической эволюции в эпипротозое характерно первое появление, правда еще очень редких, форм *Metazoa*, относящихся к так называемой эдиакарской бесскелетной фауне; это в основном медузоидные и очень редко *рангеиды*.

ЭОКЕМБРИЙ

В рассматриваемое время вследствие интенсивного биофотосинтеза содержание кислорода в атмосфере, вероятно, достигло так называемого «первого критического уровня», или «точки Пастера», когда парциальное давление O_2 составило примерно 1% от современного значения. Это должно было обусловить, с одной стороны, создание озонового экрана, а с другой — перемену ферментативного (анаэробного) процесса дыхания у организмов на более эффективное окислительное (аэробное). С указанным изменением ряд исследователей, в первую очередь Л. Беркнер и Л. Маршалл [18, 367], связывают развитие многоклеточных организмов эдиакарского типа и «биологический взрыв» на границе эокембрия и кембрия.

Однако нам представляется, что повышение содержания кислорода до точки Пастера могло только создать необходимые предпосылки для более интенсивного развития животных с аэробным дыханием, иначе говоря, фауны эдиакарского типа, но не возникновение в начале кембрия нескольких тысяч видов животных с наружным или внутренним скелетом. Наибольшие трудности для объяснения причин «биологического взрыва» состоят в том, что уже самые древние скелетные животные представлены чрезвычайно сложно организованными и высокоспециализированными формами, а их более просто устроенные предшественники неизвестны. Если Ч. Уолкотт в 1914 г. мог еще считать, что предшественники кембрийской фауны не обнаружены *просто потому, что заключены в неизвестных отложениях* предполагаемого «липалийского моря», то в настоящее время, когда изучены все районы распространения верхнего докембрия и нигде эта древнейшая фауна не найдена, теоретическая концепция «липалийского интервала», или «азилей» (убежищ), не может быть сохранена. Предложено много разных гипотез, так или иначе объясняющих ускорение биологических процессов на границе докембрия и кембрия («точка Пастера», радиационные мутации, «кооперативные» биологические процессы и др.), но ни одна из них не дает

удовлетворительного объяснения полного отсутствия «эволюционных корней». Рациональное объяснение этого поразительного факта является важнейшей и неотложной задачей современного естествознания.

ГЛАВА XI

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ В ДОКЕМБРИИ

ЭВОЛЮЦИЯ ФОРМАЦИЙ

Как известно, в формационном составе геологических образований запечатлены многие важные черты тектонического развития планеты. На табл. IV (вкладка) показано распространение различных формационных типов отложений протозоя и эокембрия в главнейших разрезах континентов северного полушария, помещенных на схемах корреляции I, II и III (вкладка). Архейские формации на таблице не показаны вследствие их большой специфичности. Кроме того, как мы видели, установленный нами вертикальный ряд архейских формаций связан не только и даже не столько с эволюцией тектонической обстановки, сколько с изменением общих геохимических и частично физических условий существования атмосферы и гидросферы на раннем этапе геологического развития планеты.

Таблица дает наглядное представление о распространении различных формационных типов отложений во времени и в пространстве, и, кроме того, по заложенной в ней информации можно судить об истории геологического развития конкретных регионов. Однако в настоящей работе нас будут интересовать лишь самые общие закономерности.

Из табл. IV следует, что в палеопротозое на всех северных континентах господствующим типом отложений были эвгеосинклинальные формации. Настоящие миогеосинклинальные формации неизвестны, но некоторые эвгеосинклинальные комплексы, развитые вблизи древних кратонов (протоплатформ), характеризуются присутствием значительного количества терригенных пород и являются как бы переходными к миогеосинклинальным. Обращает на себя внимание то, что среди них нередко бывают заключены прослои обломочных кварцитов, что свидетельствует о сравнительно слабо расчлененном рельефе в соседних областях платформы и о том, что эвгеосинклинальные пояса непосредственно граничили с пенепленизированной сушей. Платформенные отложения этой группы также отсутствуют; возможно, они не сохранились вследствие последующего размыва.

Вместе с тем, судя по многим особенностям состава и строения геосинклинальных толщ, изменению их фаций, а также по ориентировке их складчатых структур и зональному распределению регионального метаморфизма пород, можно утверждать наличие в палеопротозое ряда довольно крупных протоплатформенных блоков (см. рис. 17). В некоторых районах Восточной Сибири (преимущественно на Алданском щите) установлены своеобразные осадочно-вулканогенные толщи, которые сформировались в узких приразломных погружениях на древних кратонах, около их границы с эвгеосинклинальными поясами. Эти отложения по своему составу и степени метаморфизма похожи на эвгеосинклинальные и резко отличаются от авлакогенных или тафрогенных образований более позднего возраста, хотя их тектоническая позиция гораздо ближе последним. По-видимому, на их специфике сказываются многие особенности термального и тектонического режима раннего протозоя. Эти толщи мы относим к особой прототафрогенной формации.

В мезопротозое впервые появляются и получают значительное распространение миогеосинклинальные и платформенные формации. Миогеосинклинальные формации повсюду окаймляют собой геосинклинальные области, и поэтому эвгеосинклинальные пояса больше почти нигде не граничат с протоплатформами. Эвгеосинклинальные формации отличаются от палеопрото-

зойских заметно большей ролью в их составе осадочных пород по сравнению с вулканогенными. Обломочные кварциты находятся среди них только вблизи миогеосинклинальных поясов и, хотя эти породы также являются аллохтонными членами формаций, попадают они в эвгеосинклинали не непосредственно из платформ, а путем миграции через миогеосинклинальные зоны.

«Зрелые» обломочные породы типичны как для платформенных, так и для миогеосинклинальных отложений и составляют характерную особенность очень многих конкретных формаций мезопротозоя, которая, вероятно, находится в связи с весьма широким распространением в рассматриваемое время пенепленизированных платформ и срединных массивов, а также с общей слабой расчлененностью рельефа.

Платформенные отложения мезопротозоя отличаются от аналогичных молодых образований заметно проявленным метаморфизмом пород, более интенсивной тектонической деформацией (особенно вблизи разрывных нарушений), присутствием иногда в большом количестве покровов вулканитов (*главным образом основного состава*), *наличием многочисленных* перерывов и некоторыми другими особенностями. Все они свидетельствуют о сравнительно высокой тектонической подвижности древних платформ, которая заставляет их выделять в особую историческую категорию протоплатформ, а развитые на них отложения — в особый тип протоплатформенных формаций. Вместе с тем некоторые отложения мезопротозоя, в особенности те, что расположены в верху протоплатформенных комплексов, уже малоотличимы от типичных платформенных формаций.

Исключительно своеобразны тафрогенные формации нижнего неопротозоя, которые широко развиты на всех континентах и почти всюду представлены субаэральными красноцветными обломочными и вулканогенными образованиями порфировой (риолитовой) или андезито-трахито-порфировой формации. Как уже было сказано, их формирование связано с колебательными движениями земной коры, сопровождавшимися образованием глубоких расколов. Некоторые соображения относительно причин глобального развития этой формации и связанных с ней интрузий гранитов рапакиви будут высказаны несколько ниже. В среднем и позднем неопротозое весьма широко распространены типичные платформенные формации, уже мало отличающиеся от фанерозойских. На многих платформах выделяются авлакогенные отложения. Геосинклинальные формации также очень похожи на молодые. Судя по их большому разнообразию и локализации в определенных структурно-формационных зонах, тектоническая дифференцированность геосинклинальных областей стала уже достаточно сложной. Во всех формационных типах отложений заметно возросло значение грубообломочных пород. В геосинклинальных формациях еще в большей мере, чем в мезопротозое, уменьшилось количество вулканитов и вообще резко сократились площади, занятые эвгеосинклинальными образованиями.

В эпипротозойских формациях все отмеченные тенденции находят еще более сильное выражение. В некоторых геосинклинальных системах появляются и приобретают широкое развитие настоящие орогенные формации, свидетельствуя об изменении в них тектонического режима.

В эокембрии геосинклинальные формации присутствуют лишь в некоторых местах, а в большинстве районов вместо них развиты платформенные или орогенного типа отложения. Таким образом, к концу докембрия произошла весьма значительная стабилизация земной коры, которая в некоторых районах будет затем нарушена во время байкальского и каледонского диастрофизмов.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

Проблема изменения со временем процессов магматизма весьма обширна, и здесь могут быть затронуты в самых общих чертах лишь те ее аспекты, которые непосредственно связаны с проведенным анализом.

Прежде всего, отмечается сокращение со временем геосинклинального вулканизма, особенно бросающееся в глаза при сравнении площадей, занимаемых в разное время эвгеосинклинальными поясами. Как уже указывалось, заметно падает и доля вулканогенных пород в соответствующих комплексах разного времени. Менее ясно выражена эта тенденция в проявлениях платформенного магматизма, здесь для правильной ее оценки нужны количественные измерения. Все же кажется, что роль вулканитов в наиболее древних платформенных (протоплатформенных) отложениях мезопротозоя была несколько большей, чем в аналогичных более молодых толщах. Отмечаются две вспышки платформенного вулканизма: одна в раннем неопротозое, с которой было связано образование тафрогенных андезито-порфировых формаций, другая — в конце среднего неопротозоя и продолжавшаяся в позднем неопротозое, характеризовавшаяся излияниями лав трапповой формации.

Отчетливо заметны изменения в масштабах проявления различных типов гранитоидного плутонизма. Бросается в глаза неуклонное сокращение от одного плутонического цикла к другому роли автохтонных синтектонических метасоматических гранитов и относительное возрастание роли аллохтонных магматических синтектонических и позднетектонических гранитоидов. Особенно резкий перелом в развитии этих типов гранитов произошел после саамского диастрофизма на границе архея и протозоя, что, вероятно, связано с существенным уменьшением вблизи этого рубежа эндогенного тепла, обусловленного радиоактивным распадом (см. рис. 35). Если в архее процессы метасоматической гранитизации были проявлены почти повсеместно, то начиная с палеопротозоя они стали локализованы все в более и более узких зонах. Вместе с тем нельзя утверждать, что в постархейское время (в протозое) происходит дальнейшее общее сокращение объема всех (независимо от их генезиса) гранитоидных масс, поскольку в некоторых подвижных поясах (например, в Байкальской геосинклинальной области) даже в конце эпипротозоя, во время катангского диастрофизма, возникли исключительно крупные плутонические массивы синтектонических и позднетектонических гранитов.

В геосинклинальных поясах в каждом последующем тектоническом цикле заметно уменьшается количество основных и ультраосновных интрузивных пород. Однако количество и размеры платформенных интрузий тех же пород со временем возрастают. То же относится и к платформенным телам щелочных и нефелиновых сиенитов, щелочных габброидов и гипербазитов. Сокращение базитовых интрузий в геосинклиналях связано с естественным и обычным для подвижных поясов ослаблением со временем основного вулканизма, обусловленным в какой-то мере постепенным «залечиванием» гранитными телами внутригеосинклинальных глубинных разломов, являвшихся подводящими каналами для магмы. С другой стороны, увеличение значения роли платформенных интрузий основной магмы, вероятно, находится в связи с общей «склеротизацией» кратонных массивов, которая должна была благоприятно сказаться на образовании глубоких расколов, проникающих в нижнюю часть земной коры и иногда достигающих мантии.

Особенно большой интерес вызывают причины приуроченности всех крупных интрузий анортозитов к докембрию, преимущественно к раннему докембрию, а всех гранитов рапакиви — к концу раннего неопротозоя (к выборгскому тектоно-плутоническому циклу). Здесь еще очень много неясного, и поэтому можно высказать только некоторые предположения.

Сразу необходимо отметить, что наиболее обоснованной нам представляется гипотеза образования анортозитов в результате механизма фильтр-прессинга, приводящего к сепарации кристаллов плагиоклаза в медленно движущейся магме, испытавшей перед тем кристаллизационно-гравитационную дифференциацию в больших и глубоких очагах. Необходимыми условиями для того, чтобы кристаллы плагиоклаза могли расти до крупных

размеров, а дальнейший процесс их фракционирования успешно осуществляться, должны быть высокая температура магмы и в особенности малая интенсивность тектонических движений во время формирования анортозитов. Образование больших масс этих пород возможно только при спокойной длительной кристаллизации магмы и медленном ее перемещении ламинарным потоком. Быстрые тектонические подвижки должны нарушить процесс фракционирования и вызвать гомогенизацию магмы. Многие особенности развития подвижных поясов Земли указывают на относительно слабую степень дифференцированности и интенсивности тектонических движений в докембрии и постепенное их усиление со временем (см. ниже). Именно этим, вероятно, обусловлены преимущественное развитие анортозитов в раннем докембрии и их локализация в относительно спокойных тектонических областях — на платформах и в краевых частях древних геосинклинальных систем.

По-видимому, те же условия необходимы и для образования гранитов рапакиви, часто ассоциирующих с анортозитами. Однако их приуроченность почти исключительно к раннему неопротозою требует дополнительных объяснений. Как мы видели, рапакиви ассоциируют не только с анортозитами, габброидами и щелочными породами, но очень часто пространственно связаны с тафрогенными андезито-трахито-порфировыми формациями. Обращает на себя внимание то, что колебательные движения земной коры, сопровождавшиеся образованием глубоких ее расколов, которые служили проводниками магмы для лавовых излияний и интрузий, происходили после весьма мощного карельского диастрофического цикла, во время которого была высвобождена колоссальная эндогенная энергия. Колебательные движения в раннем неопротозое, по-видимому, были только отдаленными отзвуками карельского диастрофизма, а заключительный выборгский тектоно-плутонический цикл проявился сильно ослабленным вследствие более раннего исчерпания энергии недр.

Вероятно, во время выборгского диастрофизма источники эндогенной энергии были не столь мощными, как во время глобальных тектоно-плутонических циклов первого порядка, поскольку находились они не глубоко в мантии, а в базальтовом слое земной коры. О последнем мы можем судить по отсутствию (или редкой встречаемости) в раннем неопротозое интрузий гипербазитов, слабым проявлениям геосинклинальных процессов, приуроченности движений и магматизма к платформам, андезито-базальтовому и риолитовому типу лавовых излияний и по ряду других данных.

Учитывая известные нам факты, относящиеся к петрографическим и петрохимическим особенностям рапакиви, а также принимая во внимание их ассоциацию с породами основной магмы, затем многие закономерности формирования сложных и многофазных плутонических тел, которые они слагают, и, наконец, занимаемую ими позицию в разрезе земной коры около границы Конрада (см. гл. VII), есть основание полагать, что породы габбро-рапакиви-щелочносиенитовой формации образовались из магматических очагов, расположенных вблизи границы базальтового и гранитного слоев земной коры. Можно себе представить, что в результате подъема теплового фронта из недр планеты к ее поверхности вначале плавился материал базальтового слоя, создавая интрузии основной магмы, затем, когда тепловой поток распространялся на гранитный слой, плавлению подвергались горные породы, его слагающие, и возникали интрузии и экструзии кислой магмы. В тех случаях, когда тепловой фронт пульсировал около границы Конрада, интрузии основной и кислой магмы перемежались во времени, а в пограничной между базальтовым и гранитным слоем зоне могли возникать магматические очаги смешанного состава, в которых формировались синтектические (гибридные) породы диоритового, сиенитового и монцонитового типа. При наличии богатых щелочами глубинных («сквозьмагматических») растворов такая магма могла дать начало щелочным и субщелочным породам. После кристаллизации гранитного расплава в плутонических телах возникали

контракционные трещины, по которым из глубинных частей магматических очагов, уходящих своими корнями в базальтовый слой, поднималась основная магма, обусловливая образование диабазовой (габбро-долеритовой) дайковой серии.

Предполагаемый механизм формирования пород рассматриваемой формации объясняет многие указанные ранее специфические их черты. В частности, повышенное первичное отношение изотопов Sr^{87}/Sr^{86} в рапакиви, указывающее на заимствование радиогенного стронция (Sr^{87}) из древнего гранитного субстрата, подвергшегося плавлению, хорошо согласуется с литогенным происхождением гранитной магмы. Наличие в рапакиви неравновесных минеральных ассоциаций (бронированных реликтовых минералов) и гомогенных включений основного состава, вероятно, находится в связи с явлениями магматического синтексиса и гибридизма, а присутствие оплавленных овоидов калиевого полевого шпата с оболочками плагиоклаза может быть обусловлено пульсациями теплового (и эманационного) фронта и изменением состава остаточных расплавов — растворов.

Изменение со временем термального режима недр Земли находит отражение и в эволюции метаморфических процессов. Для архейской группы характерны повсеместные проявления азонального (или неясно зонального) метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фации и исключительно интенсивные, почти повсеместные проявления процессов ультраметаморфизма (гранитизации и мигматизации). В протозое метаморфизм пород проявлен неравномерно и имеет ясно выраженный линейнозональный характер, а ультраметаморфические процессы локализованы в определенных зонах, сокращающихся со временем. Породы, регионально измененные в гранулитовой фации, отсутствуют или крайне редки. Начиная с неопротозоя на платформах широкое развитие получают породы, лишенные всяких признаков метаморфизма, а в геосинклинальных областях, вне зоны плутонического метаморфизма, обусловленного воздействием больших интрузий гранитов, наиболее распространены горные породы, измененные в условиях зеленосланцевой фации.

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Следует считать достаточно твердо установленным фактом, что диастрофические циклы в докембрии проявились одновременно во всех районах земного шара и в следующие промежутки времени: 3700—3500 млн. лет — саамский диастрофический цикл; 2800—2600 млн. лет — кеноренский цикл; 2000 (2100?)—1900 млн. лет—карельский цикл; 1700—1600 млн. лет — выборгский (санерутский) цикл; 1400—1300 млн. лет — прикамский (авзянский) цикл; 1100—1000 млн. лет — гренвиллский цикл; 680—650 млн. лет — катангский цикл. В фанерозое диастрофические циклы проявились в интервалах: 540—500 млн. лет — байкальский цикл; 450—400 млн. лет — каледонский цикл; 340—240 млн. лет—герцинский цикл; 190—110 млн. лет — киммерийский цикл; 85—12 млн. лет — альпийский цикл. Отчетливо видно, что со временем происходит учащение диастрофических процессов и соответствующее сокращение атектонических эпох, или, точнее, эпох с ослабленным и специфическим проявлением тектонических процессов. Длительность таких анорогенных эпох (в млн. лет) изменяется следующим образом: в палеопротозое — 700, в мезопротозое — 600, в раннем неопротозое — 200, в среднем неопротозое — 200, в позднем неопротозое — 200, в эпипротозое — 300, в эокембрии — кембрии — 100, в ордовике — 60, в девоне — 40, в триасе — 40, в мелу — меньше 30 (см. табл. V, вкладка).

Так как общие крупные подразделения докембрия — эры и субэры (группы и подгруппы) — разделяются диастрофическими циклами, то более молодые подразделения в общем короче древних (неопротозойская эра рассматривается как составная из трех субэр). Исходя из этой закономерности можно примерно оценить длительность архейской эры. Палеопротозойская эра охватывает промежуток времени около 900 млн. лет, а по-

следующая мезопротозойская эра была на 200 млн. лет короче. Поэтому можно полагать, что архейская эра соответственно была продолжительнее палеопротозойской примерно на такое же время. В этом случае предархейский, или катархейский, диастрофизм должен был иметь место приблизительно 4500—4700 млн. лет назад.

Возраст Земли как космического тела оценивается в настоящее время геофизиками и космогонистами в 5000 млн. лет. Таким образом, на «догеологический» этап развития планеты остается «всего» 300—500 млн. лет. Между тем мы знаем, что еще до начала отложения супракрустальных пород архея была уже сформирована довольно значительная гранитная кора, за счет разрушения которой образовались древнейшие кварциты. Если не ставить под сомнение указанный возраст Земли, то остается предположить, что на раннем этапе развития Земли, когда она была сильно разогретой и еще не потеряла большого количества летучих компонентов, геохимические и физические процессы, ответственные за дифференциацию вещества планеты, протекали весьма энергично. Во всяком случае к этому выводу нас неизбежно приводят многочисленные и хорошо установленные геологические данные. В частности, нельзя игнорировать тот факт, что различными радиометрическими методами определен возраст древних гранитов Южной Гренландии 3700—4000 млн. лет, причем эти граниты относятся не к катархейскому, а к архейскому этапу развития Земли, будучи, вероятно, связаны с ранними термальными процессами, которые происходили еще до саамского диастрофизма (см. гл. IV).

Обращает на себя внимание то, что время проявления древнейших тектоно-плутонических циклов, предполагаемого катархейского и установленного саамского, совпадает с возрастом двух наиболее распространенных типов лунных пород: анортозитов и базальтов «морей», которые датированы соответственно 4500 и 3500 млн. лет. Сущность такого совпадения (если оно не случайно) неясна, но нельзя исключить предположения о том, что на определенной стадии развития Земли и Луны термальные события на обеих планетах происходили синхронно и были обусловлены какой-то общей причиной. Этот факт может свидетельствовать также в пользу одновременного образования этих планет из единого протопланетного облака, и в то же время он противоречит гипотезам «отрыва» и «захвата». Кстати, широкое развитие на Луне анортозитов — пород, возникших в результате далеко зашедшей дифференциации основной магмы, указывает, что расслоение недр этой планеты произошло в самую раннюю стадию ее формирования (4500 млн. лет назад). Малые размеры Луны и, следовательно, небольшие запасы эндогенной энергии обусловили то, что интенсивный процесс дифференциации вещества недр там остановился на этапе образования анортозитовой коры; на Земле в это же самое время могла возникнуть и, по-видимому, возникла гранитная кора.

Диастрофические циклы фанерозоя характеризуются тем, что они расчленяются на ряд фаз, разделенных сравнительно спокойными в тектоническом отношении промежутками времени. Для докембрийских диастрофических циклов такое расчленение на отдельные фазы не установлено, возможно в какой-то мере вследствие отсутствия точных (палеонтологических) методов синхронизации небольших стратиграфических подразделений. Создается впечатление, что в докембрии тектонические движения происходили на протяжении всего времени диастрофического цикла, хотя они и проявлялись в разных местах не строго одновременно вследствие миграции зон тектонической активности (см. гл. II). Об этом мы можем судить хотя бы на том основании, что нигде достоверно не установлены докембрийские синтектонические или позднетектонические гранитные интрузии, относящиеся к одному диастрофическому циклу, внедрение которых было бы разделено периодами седиментации (разумеется, здесь не рассматриваются гипабиссальные гранитные массивы, связанные с вулканитами). Между тем в фанерозойских орогенных комплексах такие интрузии бывают

многочисленны. В связи со сказанным представляется существенным факт увеличения со временем числа тектонических фаз высшего порядка в диастрофических циклах фанерозоя. По данным Г. Штилле, таких фаз в каледонском цикле было 2, в варисском — 4—5, в альпийском — уже 10. Таким образом, общая тенденция видна совершенно определенно и, естественно, она начинается с докембрия.

Другой интересной закономерностью тектонической эволюции является постепенное сокращение со временем длительности докембрийских диастрофических циклов. Если основываться на радиометрических датировках гранитоидов и метаморфических пород, связанных с диастрофизмом, то продолжительность кеноренского цикла определяется в 200 млн. лет, карельского — в 100—200 млн. лет, выборгского, прикамского и гренвиллского — в 100 млн. лет, катангского — в 30—50 млн. лет. Временные границы фанерозойских циклов, в особенности киммерийского и альпийского, очень условны, так как разделяющие их анорогенные эпохи по продолжительности вполне сравнимы с анорогенными (межфазными) эпохами внутри циклов. Именно поэтому некоторые тектонические фазы относятся то к одному то к другому циклу. Принимая во внимание общее учащение темпа тектонической активности со временем, вероятно, будет более правильным рассматривать главные тектонические фазы фанерозоя (таконскую, позднекаледонскую, судетско-астурийскую, индо-синийскую, андийскую, ларамийскую и др.) как самостоятельные диастрофические циклы. В этом случае сокращение длительности диастрофических циклов будет еще более четко выражено (см. табл. V, вкладка).

Как уже нами было показано в предыдущих работах [248, 249 и др.], наряду с усилением темпа тектонических движений по мере развития Земли сильно увеличивается их вертикальная амплитуда, а также контрастность морфоструктур. Это находит свое отражение, например, в возрастании со временем значения грубообломочных отложений. В раннем докембрии роль детрактивных формаций ничтожна (в архее они вовсе отсутствуют). Молассы, сравнимые с фанерозойскими, появляются только в эпипротозое, но мощность их в докембрии нигде не превышает 4 км. Согласно М. Кею [503], максимальная мощность каледонских моласс 6 км, герцинских — 12,5 км, кайнозойских — 20 км (последнее значение нам представляется преувеличенным). Эти данные с очевидностью свидетельствуют об увеличении высоты горных сооружений и глубины сопряженных с ними краевых и межгорных прогибов, возникающих в орогенную стадию развития подвижных поясов.

На постепенное увеличение со временем амплитуды колебательных движений земной коры указывает также повышение скорости осадконакопления, или, точнее, увеличение максимальной мощности осадков, отложенных за одинаковый отрезок времени в течение различных геологических эпох. Если мы возьмем самые мощные комплексы различных групп докембрия и отнесем общую их мощность к отрезку времени в 1 млн. лет, то получим максимальную скорость осадконакопления для палеопротозоя 20, мезопротозоя 25, неопротозоя 30, эпипротозоя 50, эокембрия 88 м в 1 млн. лет. По данным Дж. Гиллюли [444], максимальная скорость накопления геосинклинальных осадков в кембрии уже достигла 150 м в 1 млн. лет и затем непрерывно увеличивалась до 500 м в плиоцене. Как видно из составленного нами графика (рис. 36), скорость осадконакопления со временем закономерно возрастает, причем особенно быстро в начале палеозоя и в начале кайнозоя.

В связи с тем, что этот вывод иногда оспаривается и приведенный график неправильно трактуется [229], необходимо сделать некоторые пояснения. Прежде всего, выражение «скорость осадконакопления» не следует понимать буквально. Здесь нас интересует не собственно скорость осадконакопления, которая, как известно, зависит от множества причин, а максимальная скорость погружения дна бассейна, находящая свое выражение в мощности

отложений, отнесенной к определенному отрезку времени периода осадконакопления (погружения). Сложность и некоторая условность расчетов заключается в том, что невозможно точно установить время формирования конкретных осадочных комплексов докембрия, взятых для расчетов (оценка длительности отложения осадков по датировкам глауконитов в силу рассмотренных в начале книги причин недостоверна). Однако избранные для расчетов древние комплексы характеризуются не только наибольшей мощностью, но и большой стратиграфической полнотой, поскольку они, судя по строению разреза, отвечают законченному (или почти законченному) трансгрессивно-регрессивному макроритму, а корреляция их с разрезами соседних районов показывает, что они по своему стратиграфическому объему охватывают весь комплекс отложений данной группы. Интересно отметить, что максимальная мощность отложений, образованных в течение одного полного седиментационного этапа, т. е. между двумя диастрофическими циклами, во всех районах и независимо от возраста толщ не превышает 15 км*, но так как длительность атектонических седиментационных этапов со временем сокращается, то, естественно, изменяется максимальная «скорость осадконакопления» (скорость погружения).

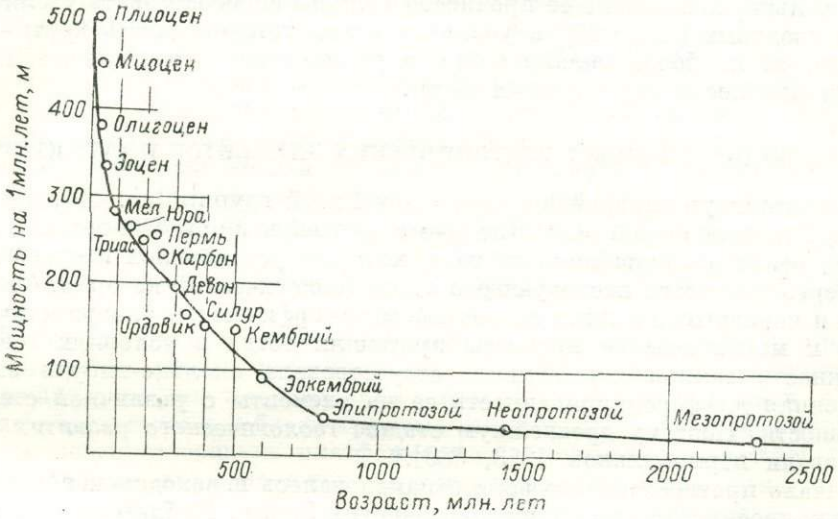


Рис. 36. Изменение скорости прогибания геосинклиналей со временем и максимальные мощности отложений, образовавшиеся в течение 1 млн. лет в разные геологические эпохи. По Л. И. Салопу [248], с уточнениями. Для фанерозоя использованы данные Дж. Гиллюли [444].

Одной из существенных особенностей докембрийских геосинклинальных систем является исключительно большая длительность их развития [248]. Многие из них существовали на протяжении нескольких тектонических циклов, во время которых, несмотря на частые инверсии и усложнения, сохранялся единый структурный план и происходило направленное изменение типов осадконакопления, находящее свое выражение в эволюционной смене типов формации (см. табл. IV, вкладка). Сравнение с развитием фанерозойских геосинклиналей показывает заметное ускорение течения геосинклинального процесса. Если в докембрии развитие геосинклинальных систем от момента заложения до полной инверсии продолжалось в течение нескольких сотен миллионов лет, иногда даже около 3000 млн. лет (Байкальская геосинклинальная область [249]), то в фанерозое продолжитель-

* Указанная максимальная мощность соответствует максимально возможной глубине погружения дна бассейна, которая, по-видимому, и регулируется процессами изостазии.

ность жизни многих подвижных поясов измерялась всего несколькими десятками миллионов лет.

Таким образом, общая тенденция геологического развития Земли, выражающаяся в ускорении темпа и в увеличении амплитуды и градиента тектонических движений, выявленная (или намеченная) для фанерозойского времени исследованиями Г. Штилле, С. Н. Бубнова, А. Холмса, Л. Б. Рухина и В. Е. Хаина [34, 242, 311, 611 и др.], еще более отчетливо проявлена на протяжении несравненно более длительного докембрийского этапа геологической истории. Теперь, после исследований особенностей тектонического развития Земли в докембрии, эта закономерность геологической эволюции может считаться твердо установленной.

Причины учащения тектонического пульса Земли не вполне ясны. Как указывает Г. Джеффрис [88], согласно теории контракции сокращение земной коры неминуемо должно возрастать со временем. Возможно, что при этом большое значение имеет также прогрессивное утолщение земной коры, вследствие чего рассеяние в пространство эндогенной энергии становится все более затрудненным, и она, накапливаясь в подкоровых слоях, стала проявлять себя активнее, чем прежде. Утолщение земной коры и, следовательно, повышение ее прочности должны способствовать увеличению высоты сводовых поднятий, а усиливающаяся гетерогенность коры — расчленению ее на более мелкие блоки и увеличению контрастности и дифференцированности структурных форм.

ЭВОЛЮЦИЯ ГЛАВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И СТРУКТУР

Характеризуя главнейшие черты архейской группы (гл. IV), мы отмечали, что тектонический режим во время древнейшей эры был весьма своеобразным, резко отличавшимся от того, который установился позднее и был характерен для всего последующего этапа геологической истории. Тектонические и неразрывно с ними связанные метаморфические, ультраметаморфические и магматические процессы протекали тогда в условиях всеобщей подвижности земной коры, когда отсутствовала сколько-нибудь заметно выраженная дифференцированность ее на элементы с различной степенью мобильности. Поэтому древнейшую стадию геологического развития Земли мы назвали пермобильной [253, 589].*

Начало протерозойского эона ознаменовалось переходом к новой платформенно-геосинклинальной стадии развития Земли. Наблюдаемая в палеопротозойских толщах ясно выраженная линейная структурно-формационная и метаморфическая зональность, а также поясовое расположение складчатых структур указывают на возникновение дифференцированности тектонических элементов. Как уже отмечалось, зеленокаменные эвгеосинклинального типа толщи с большим количеством обломочных пород развиты на периферии массивов архейских пород, в пределах которых палеопротозойские отложения отсутствуют или развиты локально и представлены маломощными толщами. Судя по тому, что эти массивы окаймляются зеленокаменными складчатыми поясами, которые простираются параллельно их границам, можно заключить, что массивы представляли собой кратонные блоки — платформы или срединные массивы (см. рис. 17).

Для небольших срединных массивов (глыб) архейских пород, расположенных в складчатых поясах и ограниченных разломами, характерна автономная тектоническая структура. В Восточной Сибири (Байкальская складчатая область, Восточный Саян, Становой хребет) установлено, что такие глыбы сложены теми же архейскими толщами, что и большие кратонные

---

* Предложенный ранее Е. В. Павловским [216] термин «нуклеарная стадия» является неудачным, так как предположение о существовании в архее зеленокаменных ядер, вокруг которых «кристаллизовались» древние платформы, не подтвердилось. В каком же другом смысле может употребляться этот «ядерный» термин, неясно.

блоки — платформы, расположенные по краям складчатых поясов, а для их тектонической структуры типичны фрагменты складчатых систем типа гнейсовых овалов, которые широко развиты на соседних платформах [249]. Это говорит о том, что древнейшие геосинклинали были заложены не на базальтовом или мантийном субстрате, а на раздробленном архейском гранито-гнейсовом фундаменте, претерпевшем в геосинклинальных поясах значительную термальную и тектоническую мобилизацию. Об этом же с несомненностью свидетельствует тот факт, что в глубоко эродированных геосинклинальных системах (например, в Становом поясе) ложем зеленокаменных толщ являются диафторированные и тектонически переработанные архейские гнейсы, причем в краевой части геосинклинали, где мобилизация была более слабой, в архейском фундаменте отчетливо фиксируются реликтовые элементы архейской тектоники (см. рис. 11).

Палеопротозойские платформы заметно отличались от молодых платформ более высокой подвижностью, обусловленной меньшей мощностью земной коры и иным термическим градиентом. Во многих местах, особенно на периферии, они были расколоты на отдельные блоки, а в тектонических погружениях типа грабенов или авлакогенов накапливались своеобразные осадочно-вулканогенные толщи, которые выделяются нами в особую прототафрогенную формацию. Тепловой поток в областях платформ был хотя и ниже, чем в геосинклинальных поясах, но все же достаточно большим, поскольку им был обусловлен сравнительно сильный метаморфизм тафрогенных толщ, возникших на не очень значительной глубине. Кроме того, в связи с термальной мобилизацией подвижных химических элементов находится удаление аргона из пород фундамента и вытекающее отсюда «омоложение» K-Ar возраста архейских гнейсов до значений, отвечающих времени проявления кеноренского диастрофизма. Тем не менее термальная мобилизация в областях платформ была недостаточно сильной, чтобы вызвать там сильную деформацию и перестройку древних тектонических структур.

После сильных тектонических движений и плутонических процессов, имевших место в конце палеопротозоя, во время кеноренского диастрофизма произошла сильная консолидация древних кратонных блоков и многие из них объединились в более крупные платформы. Однако сформированные на них мезопротозойские платформенные отложения отличались от более молодых образований этого типа рядом признаков, которые свидетельствуют о том, что в это время платформы были еще достаточно лабильны и характеризовались довольно интенсивными проявлениями вулканической активности. Это дает основание относить древние — палеопротозойские и мезопротозойские — платформы к особому геоисторическому типу протоплатформ.

Геосинклинальные системы в мезопротозое стали более тектонически дифференцированными, чем ранее. Если в палеопротозое на всем пространстве подвижных областей господствовал эвгеосинклинальный режим, то в мезопротозое на периферии геосинклинальных систем впервые обособились миогеосинклинальные пояса. Эти древнейшие миогеосинклинали также обладали рядом специфических черт, поскольку сформировавшиеся в их пределах отложения отличаются от однотипных более молодых формаций присутствием, иногда в заметном количестве, вулканитов, довольно высоким метаморфизмом пород и интенсивным проявлением плутонических процессов (преимущественно во внутренней зоне, примыкающей к эвгеосинклинальному поясу). Все же эти отличия не столь велики, чтобы древнейшие миогеосинклинальные пояса выделять в какой-то особый тип.

Неопротозойская эра характеризуется возникновением очень больших платформ и сильным усложнением внутреннего строения геосинклинальных систем. По существу, в это время были оформлены все главные современные платформы, причем в ряде случаев их размеры были даже больше, чем в настоящее время. Судя по характеру отложений неопротозойского плат-

форменного чехла и его тектонической структуре, эти платформы уже заметно отличались от прежних протоплатформ высокой стабильностью. Неопротозойские геосинклинали были резко дифференцированы на структурно-формационные зоны с различным тектоническим режимом. В их пределах возникли различные внутренние прогибы и поднятия (интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали), а на их периферии впервые в геологической истории обособились типичные краевые прогибы (см. рис. 29 и 31).

Исследования древних складчатых областей, в частности Байкальской [249], показали, что широко распространенное мнение, будто краевые (и передовые) прогибы образовались только начиная с позднего палеозоя, неправильно. Вместе с тем в представлении о краевых прогибах как о геоисторических образованиях, несомненно, имеется глубокий смысл. Докембрийские (и каледонские) периферические прогибы отличаются от герцинских и более молодых меньшей глубиной погружения и соответственно меньшей мощностью отложений, значительно меньшим распространением грубообломочных (детрактивных) осадков, специфическим составом моласс и сравнительно малой их мощностью.

Окончание длительного докембрийского этапа развития характеризовалось дальнейшим распространением платформенного режима на многие геосинклинальные области. Некоторые геосинклинальные системы полностью замкнулись, в других установился орогенный режим, в третьих наступила кратковременная платформенная пауза, впоследствии прерванная байкальскими и каледонскими движениями. Только немногие геосинклинали северного полушария в это время продолжали энергично развиваться (см. табл. IV, вкладка).

Тектонический анализ показывает, что бóльшая часть фанерозойских геосинклиналей (с эвгеосинклинальными зонами) не возникла заново и на новом месте, а приурочена к широким поясам долгоживущих древних геосинклинальных систем и, по существу, продолжает их эволюционное развитие. Новое поколение геосинклиналей, будучи преемственно связано со старым, наследует некоторые их черты, возникшие в глубокой древности.

Нам остается вкратце остановиться на эволюции некоторых тектонических форм, которая определяется в результате проведенного анализа.

Наиболее значительным представляется изменение характера складчатых систем на границе криптозойского (архейского) и протозойского эонов, знаменующее собой переход от пермобильной к платформенно-геосинклинальной стадии геологического развития Земли. Имеется в виду смена замкнутых округлых и неправильной формы группировок складок в системах гнейсовых (или гранито-гнейсовых) складчатых овалов, характерных для архейской группы, линейными или дугообразными складчатыми системами, типичными для протозоя и фанерозоя. Основной причиной такого изменения формы складчатых систем является резкое ослабление на упомянутом рубеже термального режима земной коры (см. рис. 35) и, как следствие, уменьшение ее мобильности и плутонической активности.

Линейная и дугообразная форма позднейших складчатых систем обусловлена возникновением в начале палеопротозоя глубинных разломов, характеризующихся большой глубиной заложения, огромными размерами и исключительной длительностью развития [249]. В архее глубинные разломы не могли существовать вследствие большой мобильности земной коры и только позднее, в связи с ее «склеротизацией», появились условия для их образования. Таким образом, глубинные разломы также являются геоисторическими структурными элементами и при том очень важными, поскольку по ним, как по рельсам, направлялась дальнейшая эволюция геосинклиналей. Длительным существованием одних и тех же зон глубинных разломов, их неоднократным обновлением обусловлена, в частности, отмеченная выше

преемственность расположения и развития фанерозойских геосинклинальных систем от заложенных в глубокой древности.

Весьма примечательной чертой тектонической эволюции является также изменение роли гнейсовых складчатых куполов в структурах складчатых областей [257]. Эти тектонические формы, чрезвычайно распространенные в архее и палеопротозое, заметно сокращаются в мезопротозое и становятся совсем редкими в более молодых структурных ярусах, вплоть до почти полного их «вымирания» в конце мезозоя. Интересно отметить, что постоянное тесное сочетание гнейсовых куполов и линейных складок в структурных комплексах палеопротозоя и локализация гнейсовых куполов только в определенных зонах складчатых поясов мезопротозоя очень наглядно отражают указанную тенденцию. И эта эволюция находится в связи с уменьшением общих энергетических запасов Земли и с постепенным погружением зон плутонической активности в более глубокие недра.

Можно было бы привести примеры эволюции и других тектонических форм, но так как они нуждаются в специальном и более подробном обсуждении и, кроме того, их рассмотрение выходит за рамки поставленных в данной работе задач, то ограничимся вышеописанным.

Из всего сказанного ранее следует, что наиболее резкие изменения в геологической эволюции имели место на рубеже архейской и палеопротозойской эр, иначе говоря, вскоре после саамского фиастрофизма, проявившегося 3700—3500 млн. лет назад. Существование в истории Земли такого переломного рубежа и определяет необходимость выделения в докембрии двух эонов: криптозойского (архейского) и протозойского. В табл. 4 приведены главнейшие различия этих эонов.

Таблица 4

Отличительные особенности криптозойского и протозойского эонов

Основные характеристики	Криптозойский (архейский) эон	Протозойский эон
Основные структурные элементы	Дифференциация земной коры на платформы и геосинклинали отсутствует; всеобщая подвижность земной коры (пермобильная стадия)	Платформы и геосинклинали (платформенно-геосинклинальная стадия)
Тектонический стиль (типы складчатых систем)	Изометрические и неправильной формы гнейсовые складчатые овалы	Линейные складчатые пояса и дуги; глубинные разломы
Метаморфизм горных пород	Горные породы повсеместно метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Метаморфическая зональность отсутствует или слабо выражена и не имеет линейного характера. Повсеместная, хотя и неравномерная гранитизация	Горные породы метаморфизованы неравномерно; резко выражена метаморфическая зональность линейного типа. Гранулитовая фация регионального метаморфизма отсутствует или крайне редка. Явления гранитизации локализованы
Структурно-фациальная зональность	Отсутствует или очень слабо выражена и не имеет линейного характера	Резко выражена и имеет линейный характер
Осадконакопление	Преобладает хемогенное. Псефиты отсутствуют	Разнообразное; хемогенное имеет резко подчиненное значение
Органические остатки	Определимые органические остатки отсутствуют	Различные органические остатки; фитолиты, водоросли; в конце протозоя появляются *Metazoa*

Очевидно, что в различных регионах вследствие особенностей их геологического развития наиболее резко внешне выраженными могут оказаться иные геологические границы, в особенности те, что разделяют интенсивно деформированные породы фундамента и горизонтально лежащие или полого складчатые отложения платформенного чехла. Например, в тектонической провинции Сьюпириор Канадско-Гренландского щита самой резкой, бросающейся в глаза, границей является несогласие между зеленокаменными толщами Киватина и осадочными толщами Гурона, т. е. между палеопротозоем и мезопротозоем. Именно это обстоятельство и было причиной тому, что канадские и американские геологи отнесли Киватин к архею, а Гурон к протерозою. В других регионах такая граница располагается на других стратиграфических уровнях и, естественно, она не может приниматься за рубеж двух эонов. Различия между архейскими и протозойскими комплексами везде имеют глубокий принципиальный характер, хотя в ряде конкретных регионов граница между этими комплексами может быть не столь уж резко выраженной вследствие воздействия наложенных процессов метаморфизма и деформации.

Изложенные в настоящей работе основные черты геологической эволюции в докембрии графически представлены в синоптической таблице (см. табл. V, вкладка).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В книге на основании анализа строения древних толщ трех континентов северного полушария дано краткое обоснование предлагаемой новой общей схемы расчленения и корреляции докембрия. Как видно из изложенного материала, в большинстве случаев древние толщи сопоставляются между собой достаточно уверенно и детально, хотя их подчас разделяют многие тысячи километров. Еще совсем недавно подобная корреляция была совершенно недостижимой. Однако большие успехи в области региональной стратиграфии докембрия и в разработке новых методов корреляции, в первую очередь изотопных и биостратиграфических, существенно изменили положение. По-видимому, в настоящее время мы находимся в начале нового этапа в познании геологии докембрия. Свидетельством тому является повсеместно огромный интерес, проявляемый к изучению древних образований, находящий свое отражение, в частности, в большом числе публикаций, посвященных докембрию. Естественно, что с каждым исследованием появятся новые данные, среди которых, несомненно, будут и такие, которые внесут коррективы в наши современные представления. Но мы не склонны пессимистически оценивать ситуацию. Не нужно забывать, что крылатые слова Я. Седерхольма «стратиграфия докембрия подобна тканью Пенелопы: то, что соткано днем, распускается ночью», были сказаны им еще на заре изучения древних образований. Мы полагаем, что только отдельные звенья корреляционной схемы могут быть распущены, но ее канва останется достаточно прочной.

Работа по дальнейшему обоснованию и уточнению общей стратиграфической шкалы докембрия продолжается. Еще предстоит закончить анализ строения докембрия континентов южного полушария и создать для их основных районов развития древних толщ корреляционные схемы, подобные составленным для северного полушария. Однако проведенный предварительный анализ материала уже сейчас дает основание утверждать, что главные закономерности, установленные для докембрия северных континентов, едины для всей планеты.

В заключение перечислим основные результаты проведенной работы.

1. Разработана общая стратиграфическая (и геохронологическая) шкала докембрия и показана ее применимость для расчленения и корреляции древних толщ всех континентов северного полушария.

2. Составлены детальные схемы корреляции докембрия крупнейших областей развития древних толщ: Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ и складчатых областей в их обрамлении. Проведена корреляция докембрия и других районов Европы, Азии и Северной Америки.

3. Показано, что одновозрастные толщи докембрия на разных континентах обладают большим сходством в строении разреза, в типах формации, характере метаморфизма и тектоники.

4. Установлено, что диастрофические циклы, разделяющие группы докембрия, с которыми связаны разнообразные проявления основного и гранитоидного плутонизма, проявились на всех континентах северного полушария в одни и те же интервалы времени.

5. Показано, что многим подразделениям докембрия, имеющим одинаковый возраст, свойственны специфические необратимые в истории Земли осадочные формации. С некоторыми из этих формаций связаны определенные типы месторождений полезных ископаемых экзогенного типа. Установлена эволюция железорудных формаций, выражающаяся в смене одних типов месторождений другими. Доказана строгая синхроничность месторождений *золото-урановых конгломератов и принадлежность их к нижней части* мезопротозойской группы [258].

6. Показано, что на всех континентах в одном и том же интервале времени (в раннем неопротозое) возникли специфические осадочно-вулканогенные формации тафрогенного типа и сопровождающие их интрузии гранитов рапакиви, анортозитов, щелочных сиенитов и габброидов (формация рапакиви).

7. Выявлено, что на всех континентах красноцветные формации впервые в истории Земли возникают в конце мезопротозоя после появления в разрезах этой группы первых горизонтов строматолитовых известняков или доломитов. Образование свободного кислорода в атмосфере и морях ставится в связь с мощным фотосинтезом, обусловленным интенсивным развитием водорослей в первой половине мезопротозоя.

8. Показано глобальное развитие двукратного оледенения в эпипротозое и подтверждена возможность использования древних морен (тиллитов) как важнейших стратиграфических реперов.

9. Существенно уточнены возрастные границы распространения фитолитовых комплексов докембрия.

10. Датированы основные этапы физической и химической эволюции внешних оболочек Земли в докембрии и сделана попытка объяснения некоторых геохимических закономерностей.

11. Установлена близость тектонической эволюции материков северного полушария в докембрии.

12. Выяснены некоторые общие закономерности тектонической эволюции в докембрии.

Следует отметить, что многие установленные закономерности геологического развития в докембрии позволяют отчетливее и глубже познать основные тенденции развития Земли в фанерозое.

ПРИМЕЧАНИЯ

К стр. 22

После передачи рукописи в набор К. Стоквелл прислал нам пересмотренную им геохронологическую шкалу докембрия Канадского щита, основанную на данных Pb-изотопного и Rb-Sr методов (Geol. Surv. Canada, 1973, p. 72—53). Согласно этой шкале верхние возрастные границы архея, афебия, палеохеликия и неохеликия, или, иначе говоря, время проявления кеноренской, гудзонской, эльсонской и гренвиллской складчатостей, указываются соответственно в 2560 (2690?), 1800 (1850?), 1400 (?) и 1000—1070 млн. лет. Эти датировки уже очень близки принимаемым нами датировкам глобальных диастрофических циклов.

К стр. 68 и 83

Согласно новым уточненным данным С. Мурбата (см. статью Б. Уиндли, Phil. Trans. R. Soc. London, A, 1973, vol. 273, p. 323). Rb-Sr изохронный возраст гнейсов Готхоба (Амитсок) Западной Гренландии равен 3787 ± 85 млн. лет.

К стр. 85

Наиболее сложным и дискуссионным является вопрос о положении в разрезе докембрия Северной Швеции осадочно-вулканогенного комплекса (серии) Кируна (Кируна—Арвидсъяур). Этот комплекс прежде шведскими геологами (О. Эдманом и другими) относился к ранним свекофеннидам. Однако в последнее время для кислых вулканитов этой серии Rb-Sr изохронным методом получено значение возраста около 1700 млн. лет [35]. На этом основании, а также учитывая слабый метаморфизм пород серии, многие шведские геологи (Э. Велин, Г. Эриксон, Г. Каутский) склонны теперь отрывать этот комплекс от других вулканогенных железорудных толщ Свекофеннской области и относить к «верхнему карелию» (субиотнию). Такому представлению противоречат геологические данные, приведенные О. Эдманом в недавно опубликованной статье (Sverig. Geol. Undersök., 1972, Arb. 66, № 8).

К стр. 97

Новые данные, подтверждающие приведенные выше представления о возрасте и сложном строении серии Дхарвар, опубликованы в статье Р. Сринивасана и В. Сриниваса (J. Geol. Soc. India, 1972, vol. 13, № 1), которая стала известна автору уже после передачи рукописи в набор.

К стр. 105

В последнее время опубликовано несколько ценных работ К. Анхойсера (Geol. Soc. Australia, Sp. publ., 1971, № 3 и др.), М. и Р. Вильоенов (Geol. Soc. S. Africa, Sp. publ., 1969, № 2 и др.) и А. Гликсона («Tectonophysics», 1970, vol. 9, № 5; Geol. Soc. America Bul., 1972, vol. 83, № 11 и др.), в которых рассматривается химизм древних вулканитов палеопротозоя Африки, Австралии и отчасти Канады. Авторы приходят к выводу, что древние зеленокаменные вулканиты по своему химизму сходны с океаническими толеитами, но по сравнению с современными такими породами имеют несколько более высокое отношение Fe/Mg и меньшее отношение K/Rb; кроме того, они характеризуются также меньшим содержанием Al и Ti, но повышенным количеством K, Ba, Sr, Zr, Y. Особенно типично очень высокое отношение FeO/Fe_2O_3, свидетельствующее о низкой степени окисленности пород. В нижней части многих палеопротозойских вулканогенных толщ южных материков присутствуют ультраосновные вулканиты с исключи-

тельно большим содержанием MgO (до 40%, в среднем 30,6%), названные коматитами. Недавно коматиты были установлены и в составе киватинских лав Канады (Canad. J. Earth Sci., 1972, vol. 9, № 10).

К стр. 134

В кварцевых конгломератах свиты Хорнби-Чаннел серии Сосэн в последние годы открыты проявления осадочной урановой минерализации гуронского (Банд-Ривер) типа (см. статью Р. Фолинсби в кн. «Очерки совр. геохимии и аналит. химии». М., «Наука», 1972).

В серии Пити (согласно новым данным П. Хоффмана, см. Geol. Surv. Canada, 1973, *pap. 1, pt.A) среди разнообразных столбчатых строматолитов часто находятся Conophyton* и *Jacutophyton*; последняя форма в разрезах докембрия Сибири более всего характерна для второго и третьего («средне- и верхнерифейских») фитолитовых комплексов, но изредка встречается и в составе первого («нижнерифейского» — мезопротозойского) комплекса.

К стр. 152

Согласно новым данным Г. Джексона и Ф. Тейлора (Canad. J. Earth Sci., 1972, № 12), в центральной части о. Баффинова Земля присутствуют сильно измененные многеосинклинальные осадочные толщи (серия Пайлин), возможно являющиеся аналогом мезопротозойской серии Пенрин п-ва Мелвилл. В соответствии с этими данными, упомянутый Баффинов кратон, возможно, разделяется геосинклинальным поясом *северо-восточного простирания (протягивающимся из района п-ва Мелвилл в Западную Гренландию)* на два самостоятельных кратона: северный — собственно Баффинов кратон и южный, который можно назвать кратоном Камберленд.

К стр. 165

Согласно более поздним данным С. Морзе (Geol. Soc. America Mem., 1969, № 112), датировка 1540 (1480) млн. лет относится собственно не к анортозитам, а получена по биотиту из небольших интрузий гранодиоритов, представляющих, по мнению этого автора, реоморфические образования, возникшие под воздействием большой расслоенной кольцевой интрузии оливинового габбро Киглапейт. Последняя сечет анортозиты, но *ее генетическая связь с ними не вполне установлена. Таким образом, приведенная* датировка характеризует только минимальный верхний возрастной предел анортозитов.

К стр. 217 и 231

Новые исследования А. и С. Сиедлецких (Norges Geol. Undersök., 1967, № 247 *и 1971, № 269) показали, что приведенный разрез Финмаркена не исчерпывает объема* эпипротозоя этой провинции Северной Норвегии. По их данным, на северо-востоке п-ва Варангер развиты более древние отложения этой группы, представленные серией Баренцева моря — очень мощной (около 10 000 м) существенно терригенной многеосинклинальной толщей, содержащей в средней и верхней частях прослои или пачки карбонатных пород (иногда со строматолитами и онколитами). Судя по составу и строению разреза, а также по занимаемой ею геологической позиции, данная серия является весьма близким *аналогом эйновской и волоковой серий северного побережья Кольского полуострова.* Так же, как и в последних, в ее нижней части (в свите Конгфьорд) находится наиболее древний в эпипротозойской группе горизонт тиллитов — «Лёкевик тиллит» (A. Siedlecka, D. Roberts. Norsk Geol. Tids., 1972, vol. 52, № 2). Таким образом, два горизонта тиллитов серии Верхний Спарагмит (или иначе серии Вестертана), разделенные песчаниками и сланцами Ниборг, представляют собой отложения *позднеэокембрийского* (варангерского) оледенения. Возраст этого оледенения определен Rb-Sr изохронным методом 680 млн. лет; возраст древнего эпипротозойского оледенения (тиллита Лёкевик) оценивается А. Сиедлецка и Д. Робертсом приблизительно 850—900 млн. лет исходя из вероятной скорости осадконакопления отложений серии Баренцева моря 35—40 м в 1 млн. лет. В соответствии со сказанным, на корреляционной схеме (табл. I, колонка 1) должны быть внесены уточнения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдулин А. А., Смирнов Ю. Д. К проблеме возраста наиболее древних толщ Урала и Мугоджар. — Изв. АН КазССР, 1971, № 6.
2. Аксенов Е. М. О вендском комплексе на востоке Русской платформы. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 9.
3. Аксенов Е. М., Иголкина Н. С. О выделении редкинской свиты валдайской серии на севере Русской платформы. — *Изв. вузов, Геология и разведка, 1969*, № 8.
4. Аксенов Е. М., Ляшенко А. И., Солонцов Л. Ф. К вопросу о нижней границе венда в центральных и восточных областях Русской платформы. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1967, т. 42, вып. 3.
5. Андерсон Дж. Г. К. Докембрий Британских островов. — В кн. Докембрий Канады, Гренландии, Брит. островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968.
6. Аренс Л. К. Древнейшие обнаженные породы Земли. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
7. Архейские суперкрустальные формации юго-западной части Украинского щита. — ДАН СССР, 1970, т. 194, вып. 6. Авт.: Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. А. Сиворонов и др.
8. Барт Т., Рейтан П. Докембрий Норвегии. — В кн. Докембрий Скандинавии. Пер. с англ. Ред. К. Ранкама. М., «Мир», 1967.
9. Беккер Ю. Р. Стратиграфическая схема и корреляция ашинских отложений Урала и Предуралья. — ДАН СССР, 1966, т. 169, № 4.
10. Беккер Ю. Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л., «Недра», 1968.
11. Беккер Ю. Р., Негруца В. З., Полевая Н. И. Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гиперборея восточной части Балтийского щита. — ДАН СССР, 1970, т. 193, № 5.
12. Белокрыс Л. С., Мордова Л. Ф. Растительные остатки из Криворожья докембрия. — ДАН СССР, 1968, т. 163, № 1.
13. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. — Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР, 1962, вып. 14. Авт.: К. А. Шуркин, Н. В. Горлов, М. Е. Салье и др.
14. Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Тащилов А. Ф. Докембрий Среднего Тянь-Шаня. М., «Недра», 1969.
15. Белякова Л. Т. Геосинклинальный рифей Севера Урала. — Автореф. канд. дис., ГИН АН СССР, М., 1972.
16. Бенисон Д., Райт А. *Геологическая история Британских островов. Пер.* с англ. М., «Мир», 1972.
17. Бердичевская М. Е., Лейтес А. М. Геолого-петрографическая характеристика протерозойских меденосных осадочных толщ в северной части Читинской области. — В кн.: Очерки по металлогении осадоч. пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.
18. Беркнер Л., Маршалл Л. Кислород и эволюция. Пер. с англ. — «Земля и Вселенная», 1966, № 4.
19. Бертельсен А., Ню-Нюгорд А. Докембрий Гренландии. Пер. с англ. — В кн. Докембрий Канады, Гренландии, Брит. островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968.
20. Бессонова В. Я. Базальные отложения рифея запада Русской платформы. — ДАН СССР, 1968, т. 179, № 5.
21. Бессонова В. Я., Чумаков Н. М. Верхнедокембрийские ледниковые отложения западных районов СССР. — «Литология и полезн. ископ.», 1969, № 2.
22. Битерман И. М., Горшкова Е. Р. Стратиграфия синийских отложений Оленекского и Куойско-Далдынского поднятия. — Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, *1969, вып. 13.*
23. Благовещенская М. Н. Чадобецкое куполовидное поднятие. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 8.
24. Бобров А. К. Геология Предбайкальского краевого прогиба (северо-восточной части его). М., «Недра», 1964.

25. Бобров А. К., Москвитин И. Е. Стратиграфия и корреляция отложений протерозоя юго-востока Сибирской платформы. — В кн. Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сиб. платформы. Якутск, Якутское книжн. изд-во, 1970.
26. Богданов Ю. Б. Типы разрезов нижнего протерозоя Карелии и их сопоставление. — В кн.: Проблемы геологии докембрия Балт. щита и покрова Русской платформы. — Тр. ВСЕГЕИ, 1971, т. 175.
27. Богданов Ю. Б. О так называемых базальных конгломератах кольской серии в районе хр. Чуна-Монче-Волчьи тундры на Кольском полуострове. Там же.
28. Бондаренко Л. В., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. М., «Наука», 1968.
29. Боровиков Л. И., Спижарский Т. Н. Принципы расчленения и корреляции докембрия. — «Геология и геофизика», 1965, № 1.
30. Боровко Н. Г. Венд и нижний палеозой Полюдова кряжа Северного Урала. — Автореф. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1967.
31. Боровко Н. Г., Келль Г. Н., Смирнов Ю. Д. Стратиграфия, условия образования и алмазоносность отложений чурочной свиты (Северный Урал). — В кн.: Мат-лы по геологии Урала. Тр. ВСЕГЕИ, 1964, нов. сер., т. 109.
32. Брунс Е. П. Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы. — «Сов. геология», 1957, № 59.
33. Брунс Е. П. Северо-Западные, центральные и северные районы Русской платформы. — В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий, М., Госгеолтехиздат, 1963.
34. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., Изд. МГУ, 1960.
35. Велин Э. Свекофеннская складчатая зона в Северной Швеции. — «Геотектоника», 1972, № 5.
36. Виноградов А. П. Возраст докембрийских пород Украины. — «Геохимия», 1957, № 7.
37. Виноградов А. П. Газовый режим Земли. — В кн.: Химия земной коры, т. 2, М., «Наука», 1964.
38. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
39. Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. — «Геохимия», 1959, № 7.
40. Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Проблемы геохронологии докембрия Восточной Азии. — В кн.: Абсолют. возраст геол. формации. М., «Наука», 1964. (МГК, XXII сес.).
41. Виноградов В. А., Соболевская Р. Ф. Синийские отложения северной части Хараулахских гор. — Тр. НИИГА, 1958, т. 85.
42. Винснес Т. С. Докембрий Шпицбергена и острова Медвежий. — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Брит. островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968.
43. Возрастная зональность Урала по радиологическим данным. — ДАН СССР, 1968, т. 180, № 7. Авт.: Л. Н. Овчинников, В. А. Дунаев, А. А. Краснобаев и др.
44. Вологдин А. Г. К открытию опорной верхнесинийской водоросли в породах удоканского хребта Читинской области. — ДАН СССР, 1965, т. 160, № 2.
45. Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. К геохронологии Енисейско-Восточно-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1970. (Тр, XV сес. Ком. по опред. абсол. возраста геол. формации.)
46. Волочаев Ф. Я., Кукушкин А. И., Львов К. А. К стратиграфии древних толщ Тимана. — ДАН СССР, 1967, т. 173, № 6.
47. Ворона И. Д., Гукин В. А., Ивенсен Ю. В. Золотоносность древних конгломератов Алданского щита. — В кн.: Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР. Якутск, Якутск. книжн. изд-во, 1968, вып. 18.
48. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск. «Карелия», 1970. Авт.: В. М. Чернов, К. А. Инина, В. Я. Горьковец и др.
49. Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. Пер. с финского. М., ИЛ, 1959.
50. Гавриленко В. А., Ноткин А. Д., Шипицын В. А. О возрасте чингасанской серии Енисейского кряжа. — ДАН СССР, 1971, т. 197, № 6.
51. Галимов Э. М., Кузнецова Н. Г., Прохоров В. С. К вопросу о составе древней атмосферы Земли в связи с результатами анализа углерода докембрийских карбонатов. — «Геохимия», 1968, № 11.
52. Гамалея Ю. Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона. — Изв. АН СССР, 1968, сер. геол., № 2.
53. Гамалея Ю. Н., Лосев А. Г., Попов М. Я. О древних образованиях чехла юго-востока Сибирской платформы. — «Сов. геология», 1969, № 4.
54. Гао Чжень-си. Предварительные данные о стратиграфии синийских отложений Северного Китая. Пер. с китайского. — В кн.: Древнейшие породы Китая. М., ИЛ, 1962.
55. Гарань М. И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М., Госгеолиздат, 1946.
56. Гарбар Д. И., Мильштейн В. Е. Стратиграфия и новые формы микрофитолитов иотния Юго-Западного Прионежья. — ДАН СССР, 1970, т. 195, № 1.

57. Гарифулин Л. Л. Конгломераты серии Колмозеро-Воронья. — В кн. Страт. расчленение и корреляция докембрия сев.-вост. части Балт. щита. Л., «Наука», 1971.
58. Гейер П. Докембрий Швеции. Пер. с англ. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., «Мир», 1967.
59. Гейслер А. Н. Опыт геохронологических сопоставлений и палеогеография отложений позднего протерозоя северной и центральной частей Русской платформы. — Тр. ВСЕГЕИ, 1960, нов. сер., т. 114.
60. Геологические комплексы Украинского щита и принципы их выделения. — «Сов. геология», 1970, № 6. Авт.: Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. А. Сиворонов и др.
61. Геологическое строение СССР, т. 1. Ред. Е. Т. Шаталов. М., «Недра», 1968.
62. *Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии.* Т. 1. Геология. Кн. 1. Докембрий. Ред. В. Д. Полищук. М., «Недра», 1970.
63. Геология Кореи. Пер. с корейского под ред. В. Л. Масайтиса. М., «Недра», 1964.
64. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., «Наука», 1965. Авт.: Н. Г. Судовиков, В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова и др.
65. Геология СССР, т. 22. Приморский край. Ч. 1. М., «Недра», 1969.
66. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лаборатории СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. — В кн.: Абсол. возраст геол. формаций. М., «Наука», 1964. Авт.: Г. Д. Афанасьев, Г. П. Багдасарьян, Л. И. Боровиков и др. (МГК, XXII сес.).
67. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Ред. М. М. Мануйлова. Л., «Наука», 1968.
68. Геохронология докембрия Украины. Ред. Н. П. Семененко. Киев, «Наукова думка», 1965.
69. Геохронология Енисейского кряжа. — В кн.: Докл. сов. геологов. Абсол. возр. геол. формаций. М., «Наука», 1964. Авт.: М. И. Волобуев, С. И. Зыков, Н. И. *Ступникова и др. (МГК, XXII сес.).*
70. Геохронология уральского докембрия. — «Геохимия», 1970, № 4. Авт.: А. И. Тугаринов, Е. В. Бибикова, А. А. Краснобаев и др.
71. Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б., Борисенко Н. Ф. Новые данные по абсолютному возрасту иотния Балтийского щита. — ДАН СССР, 1966, т. 166, № 3.
72. Герлинг Э. К., Пушкарев Ю. Д., Котов М. В. Поведение некоторых минералов при нагревании в условиях повышенного давления аргона. — Изв. АН СССР, 1965, сер. геол., № 11.
73. Гладковский А. К., Храмцов В. Н. Бокситы района Курской магнитной аномалии. — В кн.: Пробл. осад. геол. докембрия, вып. 2, М., «Недра», 1967.
74. Голивкин Н. И. Стратиграфия докембрия Старооскольского и Новооскольского железорудных районов КМА. — В кн.: Геология и полезн. ископ. КМА. М., «Недра», 1967.
75. Голивкин Н. И. Тектоническое строение докембрийского фундамента Старооскольского и Новооскольского районов КМА. — Изв. вузов, геология и разведка, 1967, № 9.
76. *Голованов* Н. П., *Злобин* М. Н. *О расчленении рифейских отложений* Восточного Таймыра. — Уч. зап. НИИГА, 1936, палеонт. и биостр., вып. 13.
77. Головенок В. К. К стратиграфии северной части Патомского нагорья. — Вестн. ЛГУ, 1957, сер. геол. и геогр., *вып. 4.*
78. Головенок В. К. О взаимоотношении гнейсовой и сланцевой толщ кейвской серии Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы геологии докембрия Балт. щита и покрова Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, 1971, т. 175.
79. Горохов С. С. Рифей хребта Урал-Тау. М., «Наука», 1964.
80. Горохов И. М. Определение возраста коростеньских гранитов и днепровских мигматитов и метабазитов Украины Rb-Sr методом на породах в целом. — «Геохимия», 1964, № 8.
81. Горохов И. М., Герлинг Э. К. Итоги геохронологического изучения восточной части Балтийского щита Rb-Sr методом. — В кн.: Нов. данные по геохронол. шкале в абсол. летоисчислении. М., «Наука», 1971.
82. Горюнова С. В., Ржанова Г. Н., Орлеанский В. К. Синезеленые водоросли. М., «Наука», 1969.
83. Гранулитовая фация метаморфизма. Л., «Наука», 1971.
84. Гречишников Н. П. *К вопросу о стратиграфии докембрия центральной* части Украинского щита. — Геол. ж., 1971, т. 31, вып. 2.
85. Григорьев В. Н., Семихатов М. А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа. — Изв. АН СССР, 1968, сер. геол., № 11.
86. Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., «Наука», 1968.
87. Гунин В. А. Древние толщи Ярогинского и Субганского грабенов (западная часть Алданского щита). — Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, 1968, вып. 18.

88. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. Пер. с англ. М., ИЛ, 1960.
89. Дибров В. Е. Геология центральной части Восточного Саяна. М., «Недра», 1964.
90. Доброхотов М. Н. Схема стратиграфии докембрия Украинского щита. — «Сов. геология», 1967, № 6.
91. Доброхотов М. Н. О некоторых вопросах геологии докембрия Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны. — Изв. АН СССР, 1969, сер. геол., № 4.
92. Докембрий Восточного Саяна. — Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 18. Авт.: И. П. Бузиков, Л. П. Никитина, В. Я. Хильтова и др.
93. Дольник Т. А. Стратиграфия и строматолиты рифея, венда и нижнего кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. — Автореф. дис., Иркут. гос. ун-т, Иркутск, 1969.
94. Донн И. Л., Донн Б. Д., Валентайн Х. Г. Ранняя история Земли. — Изв. АН СССР, 1966, сер. геол., № 8.
95. Драгунов В. И. Вендские, нижне- и среднекембрийские отложения правобережья низовьев р. Енисея. — В кн.: Стратигр. докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, Красноярск. книжн. изд-во, 1967.
96. Драгунов В. И., Смирнова Е. Б. Особенности тектонического строения северо-западной окраины Среднесибирского плоскогорья (к характеристике Нижнеенисейского авлакогена). — Тр. ВСЕГЕИ, 1964, нов. сер., т. 97.
97. Дранник А. С. Стратиграфия докембрия Овручского кряжа. — Автореф. дис., ИГН АН УССР, Киев, 1972.
98. Дранник А. С., Богацкая И. В. Новые данные о составе, строении и стратиграфическом положении докембрийской овручской эффузивно-осадочной серии. — В кн.: Пробл. осад. геологии докембрия, вып. 2. М., «Недра», 1967.
99. Древин А. Я. Опыт изучения докембрия Среднего Побужья на основе литолого-структурного метода. — В кн.: Пробл. осад. геологии докембрия, вып. 2. М., «Наука», 1967.
100. Другова Г. М. К вопросу о конгломератах Мончегорского района на Кольском полуострове. — В кн.: Пробл. литологии докембрия. Л., «Наука», 1971.
101. Егиазаров Б. Х. Геологическое строение архипелага Северная Земля. — Тр. НИИГА, 1959, т. 94.
102. Егорова Л. З. Строение и состав кристаллического фундамента и бавлинских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей. — Тр. Куйбышев. НИИНП, 1964, вып. 24.
103. Елизарьев Ю. З. О полифациальном региональном метаморфизме в архее Юго-Западного Прибайкалья. — Изв. АН СССР, 1964, сер. геол., № 9.
104. Ершов В. М., Марков С. Н., Хайритдинов Р. К. Абсолютный возраст пород зигальгинской свиты Урала. — «Геохимия», 1969, № 5.
105. Есипчук К. Е. Стратиграфия и петрогенезис гнейсово-мигматитового комплекса Западного Приазовья. — Автореф. дис., Киев. ун-т, 1968.
106. Ескин А. С., Обухов С. П., Хренов П. М. Граниты рапакиви из Западного Прибайкалья. — ДАН СССР, 1971, т. 200, № 4.
107. Жаднова Т. П. Стратиграфия северо-востока Патомского нагорья. — Тр. ЦНИГРИ, 1961, вып. 38.
108. Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 114.
109. Журавлева З. А. Диагностические признаки онколитов и катаграфий и распределение их в разрезе рифея Южного Урала. — Тр. ГИН АН СССР, 1968, вып. 188.
110. Журавлева З. А., Комар В. А., Чумаков Н. М. Стратиграфическое соотношение патомского комплекса с осадочными отложениями западного и северного склонов Алданского щита. — ДАН СССР, 1959, т. 128, № 5.
111. Забиров Ю. А. Новые данные по геологическому строению Чадобецкого поднятия. Четвертая Красноярская краевая геол. конференция. — Тезисы докл. Красноярск, 1966.
112. Забияка А. И., Стратиграфия докембрия Северо-Западного Таймыра. — Тр. ВСЕГЕИ, 1973, нов. сер., т. 199.
113. Забродин В. Е. О ранних этапах развития осадочного чехла юго-востока Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, 1966, сер. геол., 1966, № 8.
114. Зайцев Ю. А., Филатова Л. Н. Новые данные о строении докембрия Улутау. — В кн.: Вопросы геол. Центр. Казахстана, т. 10. Изд-во МГУ, 1971.
115. Зоричева А. И. К стратиграфии палеозойских отложений севера Русской платформы. — Мат-лы ВСЕГЕИ, 1956, нов. сер., вып. 14.
116. Зубцов Е. И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение. — Бюл. МОИП, 1972, отд. геол., № 1.
117. Ивантишин М. Н., Орса В. И. Гнейсо-мигматитовые формации и граниты района Запорожье — Мишурин Рог. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
118. Ивлиев А. И. К стратиграфии супракрустального комплекса района Сальных тундр. — В кн.: Стратигр. и корреляция докембрия сев.-вост. части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971.

119. Иголкина Н. С. Докембрийские отложения осадочного чехла на севере Русской платформы. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 43.
120. Итоги геохронологического изучения докембрия Центрального Казахстана. — Изв. АН СССР, 1972, сер. геол., № 8. Авт.: Ю. А. Зайцев, С. И. Зыков, А. А. Краснобаев и др.
121. Ицков А. И. Строение и условия образования позднедокембрийского орогенного комплекса Енисейского кряжа. — Автореф. дис. М., Изд-во МГУ, 1970.
122. Казаков Г. А., Кнорре К. Г., Стрижов В. П. Новые данные о возрасте нижних свит нижнебавлинской серии Волго-Уральской области. — «Геохимия», 1967, № 4.
123. Кайряк А. И., Хазов Р. А. Иотнийские образования Северо-Восточного Приладожья. — Вестн. ЛГУ, 1967, № 12. Сер. геол. и геогр., вып. 2.
124. Кальвин М. Химическая эволюция. Пер. с англ. М., «Мир», 1971.
125. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.
126. Каляев Г. И., Комаров А. Н. Складчатые структуры Кировоградского блока (центральная часть Украинского щита). — Геол. ж., 1969, т. 29, вып. 6.
127. Келлер Б. М. Рифейская группа. — Докл. сов. геол. на XXII сес. МГК. Пробл. 10. М., «Недра», 1964.
128. Келлер Б. М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). — В кн.: Очерки по региональной геологии СССР. Изд. МГУ, 1968.
129. Келлер Б. М., Семихатов М. А. Общие вопросы строения верхнего докембрия. — В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий, М., Госгеолтехиздат, 1963.
130. Келлер Б. М., Семихатов А. М. Опорные разрезы рифея материков. Стратиграфия и палеонтология. ВИНТИ, М., 1968.
131. Келлер Б. М., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления. — В кн.: Стратигр. докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, Красноярск. книжн. изд-во, 1967.
132. Кирилюк В. П. Геология и условия формирования докембрийских комплексов юго-западной окраины Алдано-Витимского щита. Автореф. дис., Львов. гос. ун-т, 1966.
133. Кириченко Г. И. Стратиграфия докембрия западной окраины Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Тр. ВСЕГЕИ, 1967, т. 112.
134. Кириченко Г. И. Енисейская складчатая система. — В кн.: Геол. строение СССР, т. 1. М., «Недра», 1968.
135. Кирсанов В. В. К вопросу о стратиграфии отложений вендского комплекса на восточной окраине Русской платформы. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 6.
136. Кирсанов В. В. Вендские отложения центральных районов Русской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 12.
137. Кирьянов В. В. Схема стратиграфии кембрийских отложений Волыни. — Геол. ж., 1969, т. 29, вып. 5.
138. Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта. — В кн.: Мат-лы по геол. Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1964.
139. Клевцова А. А. Поздний докембрий Пачелмского прогиба и других частей Русской платформы. — ДАН СССР, 1963, т. 150, № 3.
140. Клевцова А. А. Строение верхнедокембрийского осадочного чехла Русской платформы. — В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970.
141. Клевцова А. А. Об основных чертах истории Русской платформы в рифее. — Изв. вузов, геология и разведка, 1971, № 7.
142. Комар Вл. А. Столбчатые строматолиты рифея севера Сибирской платформы. — Уч. зап. НИИГА, 1964, палеонт. и биострат., вып. 6.
143. Комар Вл. А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. — Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 154.
144. Комар Вл. А., Раабен М. Е., Семихатов М. А. Конофитоны рифея СССР и их стратиграфическое значение. — Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 131.
145. Кондратьева М. Г. Стратиграфия досреднедевонских отложений Саратовского и Волгоградского Поволжья. — В кн.: Стратигр. схемы палеозойских отложений. Додевон. М., Гостоптехиздат, 1962.
146. Коников А. З. Новые данные по стратиграфии докембрийских образований Урикско-Ийского грабена в Присаянье. — Тр. ВСЕГЕИ, 1973, нов. сер., т. 199.
147. Коржинский Д. С. Кристаллические толщи Юго-Западного Прибайкалья. М., 1937. (МГК, XVII сес.).
148. Кориковский С. П., Федоровский В. С. Геологические соотношения пород удоканской серии и трогового комплекса (юго-западная часть Алданского щита). — «Сов. геология», 1971, № 10.
149. Королев В. Г. Стратиграфия верхнего докембрия Тянь-Шаня и Каратау (тезисы). — В кн.: Стратигр. докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во МГУ, 1971.
150. Королюк И. К. Строматолиты верхнего докембрия. — В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.

151. Королюк И. К. Микропроблематика рифея и нижнего кембрия Прибайкалья и Ангаро-Ленского прогиба. — «Вопросы микропалеонтологии», 1966, вып. 10.
152. Королюк И. К., Медведева А. М., Сидоров А. Л. К вопросу о возрасте древних свит Чина-Амалатского междуречья Витимского нагорья. — Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1961, вып. 7.
153. Кострикина А. Н. Стратиграфия протерозойских отложений Ногняжек-Давангро-Хугдинского грабена. — Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, 1968, вып. 18.
154. Красильщиков А. А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия — раннего палеозоя архипелага Шпицберген. — Автореф. дис. Л., Изд-во ЛГИ, 1969.
155. Красильщиков А. А., Виноградов В. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике докембрия центральной части Оленекского поднятия. — Информ. бюл. НИИГА, 1960, вып. 22.
156. Краснобаев А. А. Альфа-свинцовый возраст и особенности строения цирконов из очковых гнейсов тараташской и песчаников зильмердакской свит. — В кн.: Минералы изверженных пород и руд Урала. Л., «Наука», 1967.
157. Кратц К. О. *Геология карелид Карелии.* М. — Л., *Изд-во* АН СССР, 1963.
158. Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Пер. с англ. М., ИЛ, 1954.
159. Кришнан М. С. *Стратиграфия докембрия Индии. Пер. с англ.* М., *ИЛ.* 1963. (Тр. XXI сес. МГК, вып. 1).
160. Крылов И. Н. *Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия.* — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 69.
161. Крылов И. Н. О столбчатых строматолитах Карелии. — В кн.: Остатки организмов и проблематики в протерозойск. образованиях Карелии. Петрозаводск, Карельск. книжн. изд-во, 1966.
162. Крылов И. Н. Органический мир докембрия. — В кн.: Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М., «Наука», 1969.
163. Крылов И. Н. Значение строматолитов для стратиграфии верхнего докембрия Казахстана и Средней Азии. — В кн.: Стратигр. докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во МГУ, 1971.
164. Крылова М. Д., Неелов А. Н. Конгломератовидные породы архейского комплекса Алдана. — Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1959, вып. 9.
165. К стратиграфии верхнего докембрия среднего течения р. Колымы. — ДАН СССР, 1970, т. 194, № 5. Авт.: В. П. Работнов, Вл. А. Комар, Л. И. Нарожных и др.
166. К стратиграфии железорудных толщ Западной Карелии. — Вестн. ЛГУ, 1964, № 24. Авт.: Л. Я. Харитонов, Ю. Б. Богданов, А. С. Воинов и др.
167. К стратиграфии кембрийских отложений Эстонии. Вильнюс, «Минтис», 1968. Авт.: А. К. Мардла, К. А. Менс, Э. А. Кала и др.
168. Кулиш Е. А. Конгломераты низов иенгрской серии Алданского архея. — ДАН СССР, 1971, т. 198, № 4.
169. Кухарева Н. И. Новые данные о контакте амфиболитов и гранитов района Саксаганской полосы. — *Геол. ж.*, 1972, т. 32, вып. 1.
170. Ладиева В. Д. Осадочно-вулканогенные формации Конкско-Белозерской зоны. — В кн.: *Геохронология докембрия Украины.* Киев, «Наукова думка», 1965.
171. Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
172. Лендзион К., Михняк Р., Розанов А. Литостратиграфическая корреляция позднего докембрия и нижнего кембрия Свентокшинских гор и северо-западной части Русской платформы. — Изв. АН СССР, 1965, сер. геол., № 8.
173. Ли Пу. Результаты определения абсолютного возраста горных пород Китая калий-аргоновым методом. Пер. с китайск. — Сайентиа Синика, 1965, т. 14, № 11.
174. Любимова Е. А. К вопросу о разогревании Земли. — В кн.: Геологические результаты приклад. геохимии и геофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960.
175. Лю Хун-юнь, Ша Цзы-ань. Границы, классификация и палеогеография синия в Южном Китае. Пер. с китайск. Дичжи Кэсюэ, 1965, № 4.
176. Макиевский С. И., Николаева К. А. Конгломераты и древние коры выветривания в метаморфических толщах докембрия северо-запада Кольского полуострова. — В кн.: Стратиграфия, расчленение и корреляция докембрия сев.-вост. части Балт. щита. Л., «Наука», 1971.
177. Максумова Р. А. Стратиграфия и литология верхнего протерозоя юго-восточной части Таласо-Каратауской зоны. — Автореф. дис. Фрунзе, 1967.
178. Мальков Б. А. О возрасте диабазов в быструхинской свите рифея Среднего Тимана. — ДАН СССР, 1969, т. 189, № 4.
179. Масленников В. А. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глуб. строение вост. части Балт. щита. М. — Л., «Наука», 1968.
180. Махнач А. С., Веретенников Н. С. *Вулканогенная формация верхнего протерозоя Белоруссии.* Минск, «Наука и техника», 1970.
181. Мац В. Д., Таскин А. П. *Протерозой Присаянья и краевых зон Байкальской горной области.* — ДАН СССР, 1971, т. 200, № 2.

182. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. «Недра», Л., 1966. Авт.: Ю. В. Богданов, Г. Г. Кочин, Э. И. Кутырев и др.
183. Меннер В. В. Палеонтологическое обоснование стратиграфии верхнего докембрия. — В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.
184. Миронюк Е. П. Эопалеозойские (синийские) отложения левобережья среднего течения р. Олёкмы. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 17.
185. Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М., «Недра», 1971.
186. Мирская Д. Д. *Новые данные о породах лебяжинской свиты.* — В кн.: Мат-лы по геологии и металлогении Кольского п-ва. Геол. ин-т Кольск. фил. АН СССР, Апатиты, 1971.
187. Митрофанов Ф. П., Кольцова Т. В. Возраст некоторых последокембрийских интрузивных пород Восточного Саяна. — В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М. — Л., «Наука», 1965.
188. Младших С. В., Аблизин Б. Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала. — Изв. АН СССР, 1967, сер. геол., № 2.
189. Моралев В. М., Перфильев Ю. С. К геологии докембрия Южной Индии. — *Сов. геология*, 1972, № 6.
190. Морозов С. Г., Ревенко Э. А. О возрасте карбонатных толщ бавлинских отложений Башкирии. — ДАН СССР, 1969, т. 184, № 4.
191. Наливкин А. Б. О стратиграфии и тектонике метаморфической толщи Тимана. — В кн.: Стратигр. схемы палеозойск. отложений. Додевон. М., Гостоптехиздат, 1962.
192. Народных Л. И., Постникова И. Е. Сравнительная характеристика комплексов микрофитолитов полесской и сердобской серий. — ДАН СССР. 1971, 198, № 6.
193. Негруца В. З. *Стратиграфия гиперборейских отложений полуостровов* Рыбачьего, Среднего и о. Кильдин. — В кн.: Проблемы геологии докембрия Балт. щита и покрова Русской платформы. — Тр. ВСЕГЕИ, 1971, т. 175.
194. Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Проблема геологии ятулия. — Тр. ВСЕГЕИ, 1968, нов. сер., т. 143.
195. Никитина А. П. Бокситы Курской магнитной аномалии. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971.
196. Новые данные по геохронологии Карелии. — В кн.: Абсол. возраст докембр. пород СССР. М. — Л., «Наука», 1965. Авт.: Э. К. Герлинг, Г. О. Глебова-Кульбах, С. Б. Лобач-Жученко и др.
197. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой).—Изв. АН СССР, 1960, *сер. геол.*, № 12. Авт.: Б. М. Келлер, Г. А. Казаков, И. М. Крылов и др.
198. Нужнов С. В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., «Наука», 1967.
199. Нужнов С. В. Региональная стратиграфическая шкала протерозойских отложений Алданского щита. — Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, 1968, вып. 18.
200. Нужнов С. В., Кудрявцев В. П., Ахметов Р. Н. О выделении сахаборских (позднеархейских) отложений Алданского щита. — ДАН СССР, 1968, т. 182, № 1.
201. Нужнов С. В., Михайлов В. А. Стратиграфия нижнего протерозоя южной окраины Алданского щита. — Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, 1968, вып. 18.
202. Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Новые данные по стратиграфии докембрия на примере Алданского щита. — «Сов. геология», 1968, № 5.
203. Обручев В. А. Геология Сибири. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1935—1938.
204. Обручев С. В. Принципы корреляции докембрия Сибирской платформы и обрамляющих ее складчатых зон. — Тр. Междувед. совещ. по разраб. унифиц. страт. *схем Сибири.* Л., *Изд-во* АН СССР, 1958.
205. Обручев С. В. Корреляция протерозоя складчатого обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Русская и Сибирская платформы и их обрамление. Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. Геол. музея АН СССР, вып. 14).
206. О возрасте горных пород Алданского щита. — «Геохимия», 1960, № 7. Авт.: А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов, С. И. Зыков и др.
207. О возрасте карельской формации. — «Геохимия», 1964, № 8. Авт.: Е. В. Бибикова, А. И. Тугаринов, С. И. Зыков и др.
208. О возрасте кислородной атмосферы Земли. — ДАН СССР, 1969, т. 185, № 5. Авт.: В. И. Виноградов, И. Б. Иванов, М. А. Лицарев и др.
209. О возрасте пегматитов станового комплекса. — «Геохимия», 1960, № 5. Авт.: А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов, С. И. Зыков и др.
210. О возрасте пород виндийской системы (Индия) по глаукониту. — «Геохимия», 1965. № 6. Авт.: А. И. Тугаринов, Л. Л. Шанин, Г. А. Казаков и др.
211. О геологическом возрасте метаморфических и магматических пород серии Тайшань в районе Синьтай, провинция Шаньдун. Пер. с китайск., Дичжи Луньпин, 1964, т. 22, № 3. Авт.: Чэн Юй-ци, Шэнь Ци-хань, Ван Цзе-цзю и др.

212. О п о р н ы й разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. — Сб. статей под ред. Б. В. Ткаченко. Л., Изд. НИИГА, 1970.
213. О с н о в н ы е особенности геологического строения гор Утай-шань. Пер. с китайск. В кн.: Древнейшие породы Китая. М., ИЛ, 1962. Авт.: Ма Син-юань, Цзян Инь-чан, Юй Бао-хэн и др.
214. О стратиграфии и структуре центральной части Украинского щита (к дискуссии). — Геол. ж., 1971. т. 31, вып. 2. 1971. Авт.: Я. Н. Белевцев, Л. М. Рудницкий, А. Н. Сухинин и др.
215. П а в л о в с к и й Е. В. Краткий очерк докембрия и нижнего палеозоя Шотландских нагорий. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 6.
216. П а в л о в с к и й Е. Ф. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1962, сер. геол., вып. 5.
217. П а п А. М. Основные итоги и некоторые особенности изучения докембрийского кристаллического основания Белоруссии. — В кн.: Пробл. осад. геол. докембрия, вып. 2. М., «Недра», 1967.
218. П а п А. М. Очерк стратиграфии докембрия Белоруссии. — ДАН СССР, 1971, т. 201, № 4.
219. П а р ф е н о в Ю. И. О тектонике южной части Енисейского кряжа. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1963.
220. П е т р о в В. Г. О структурных соотношениях рифейских прогибов в центральных областях Восточно-Европейской платформы. — Бюл. МОИП, 1972, отд. геол., № 2.
221. П о л к а н о в А. А., Г е р л и н г Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Вопросы геохронологии и геологии. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1961, вып. 12.
222. П о л о в и н к и н а Ю. Ир. О стратиграфическом расчленении древней гнейсовой толщи Украины. — ДАН СССР, 1960, т. 134, № 4.
223. П о л у н о в с к и й Р. М. Характеристика разреза гнейсовой серии Центрального Приазовья и вопросы ее стратификации. — ДАН СССР, 1969, т. 187, № 6.
224. П о л у н о в с к и й Р. М. Литолого-петрографические особенности, стратиграфия и металлогения гнейсовой серии Центрального Приазовья. — Автореф. дис. М., ГИН АН СССР, 1970.
225. П о с т н и к о в В. Г., П о с т н и к о в а И. Е. К стратиграфии и сопоставлению верхнерифейских и вендских отложений юга Сибирской платформы и ее обрамления. — Изв. АН СССР, 1968, сер. геол., № 7.
226. П о т а п е н к о Ю. Я. О додевонских формациях и этапах развития Северного Приэльбрусья. — ДАН СССР, 1969, т. 187, № 1.
227. П о т а п е н к о Ю. Я., М о м о т С. П. О литологии и возрасте урлешской свиты Северного Приэльбрусья. — «Сов. геология», 1966, № 4.
228. П р о н и н А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Варисцийский цикл. М., «Наука», 1965.
229. Р а а б е н М. Е. О скоростях осадконакопления в рифее. — Изв. АН СССР, 1966, сер. геол., № 9.
230. Р а б к и н М. И. Докембрий Анабарского щита. — Докл. сов. геологов. Стратигр. и корреляция докембрия. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1960. (МГК, XXI сес.).
231. Р а б к и н М. И., Л о п а т и н Б. Г. Метаморфические и магматические формации Анабарского щита. — В кн.: Магмат. и метаморф. образования Сибири. М., «Недра», 1966.
232. Р а б о т н о в В. Т. Стратиграфия позднедокембрийских отложений Олекмо-Токкинского междуречья. — ДАН СССР, 1964, т. 156, № 6.
233. Р а в и ч М. Г. Стратиграфия Таймыра и Северной Земли. — В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Азиатская часть СССР. М., Госгеолтехиздат, 1963.
234. Р а в и ч М. Г. Эндербиты Среднего Побужья. — «Сов. геология», 1967, № 9.
235. Р а с т в о р и м о с т ь кварца в гидротермальных растворах сернистого натрия и фторидов калия, натрия и аммония. М., «Наука», 1971. Авт.: В. С. Балицкий и др.
236. Р е г и о н а л ь н а я стратиграфия Китая. Пер. с китайск. М., ИЛ, 1960—1963.
237. Р и ф е й с к и е отложения низовьев р. Лены. — «Сов. геология», 1971, № 7. Авт.: И. Н. Крылов, Е. Г. Шаповалова, П. Н. Федонкин и др.
238. Р е й т л и н г е р Е. А. Атлас микроскопических органических остатков и проблематики древних толщ Сибири. — Тр. ГИН АН СССР, 1969, вып. 25.
239. Р е ш е н и е объединенного пленума трех постоянных комиссий МСК по нижнему докембрию, верхнему докембрию и по абсолютному возрасту. — М., 1965, вып. 7.
240. Р у б и н ш т е й н М. М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, «Мецниереба», 1967.
241. Р у д н и к В. А., С о б о т о в и ч Э. В. О возрасте пород тимптонской и джелтулинской серий архея Алданского щита. — ДАН СССР, 1968, т. 189, № 3.
242. Р у х и н Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959.
243. С а в и ц к и й В. Е. О соотношении кембрия и верхнего докембрия Анабарского щита. — В кн.: Совещ. по стратигр. отлож. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докл. Новосибирск, 1962.
244. С а л о п Л. И. Докембрий СССР. К корреляции докембрийских образований. — В кн.: Геол. строение СССР, т. 1. Стратиграфия. М., Госгеолтехиздат, 1958.

245. Салоп Л. И. Основные черты тектонического развития территории СССР. Архейская и протерозойская эры. — В кн.: Геол. строение СССР, т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958.
246. Салоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. — Докл. сов. геологов. Стратиграфия и корреляция докембрия. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1960. (МГК, XXI сес).
247. Салоп Л. И. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород. — «Геология и геофизика», 1963, № 1.
248. Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. — Докл. сов. геологов. Геология докембрия. М., «Недра», 1964. (МГК, XXII сес.).
249. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1 и 2. М., «Недра», 1964, 1967.
250. Салоп Л. И. К стратиграфии нижнего докембрия Южной Индии. — В кн.: *Проблемы геологии на XXII сес. Междунар. геол. конгр.* М., *«Наука», 1966.*
251. Салоп Л. И. Докембрий СССР. — Докл. сов. геологов. Геология докембрия. М., «Наука», 1968. (МГК, XXIII сес.).
252. Салоп Л. И. Архей и протерозой СССР. — В кн.: Геол. строение СССР, т. 1. Стратиграфия. М., «Недра», 1968.
253. Салоп Л. И. Пути создания единой стратиграфической шкалы докембрия. — В кн.: Геол. строение СССР, т. 5. Основные проблемы геологии. М., «Недра», 1969.
254. Салоп Л. И. Общие принципы стратиграфического и геохронологического расчленения докембрия. — В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука», 1970.
255. Салоп Л. И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. — Бюл. МОИП, 1970, т. 45, № 4 и 5.
256. Салоп Л. И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита. — В кн.: Проблемы геологии докембрия Балт. щита и покрова Русской платформы. Л., «Недра», 1971. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 175).
257. Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. — Бюл. МОИП, 1971, отд. геол., № 4.
258. Салоп Л. И. Геологические аспекты проблемы золото-урановых конгломератов. — Тр. ВСЕГЕИ, 1972, т. 178.
259. Салоп Л. И. Единая стратиграфическая шкала докембрия. Докл. сов. геологов. Геология докембрия. Л., «Наука», 1972. (МГК, XIV сес.).
260. Салоп Л. И. К стратиграфии и тектонике докембрия Мамско-Чуйского слюдоносного района. — Тр. ВСЕГЕИ, 1973, нов. сер., т. 199.
261. Салоп Л. И., Мурина Г. А. *Возраст Бердяушского плутона рапакиви* и проблема геохронологических границ нижнего рифея. — «Сов. геология», 1970, № 6.
262. Салоп Л. И., Травин Л. В. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. — «Сов. геология», 1971, № 3.
263. Салоп Л. И., Травин Л. В. Новые данные по стратиграфии и тектонике центральной части Алданского щита. — Тр. ВСЕГЕИ, 1973, нов. сер., т. 199.
264. Салоп Л. И., Травин Л. В., Шалек Е. А. К стратиграфии и тектонике докембрия южной части Байкальского хребта. — Тр. ВСЕГЕИ, 1973, нов. сер., т. 199.
265. Свешников К. И. Обоснование нормального разреза низов удоканской серии. — Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР, 1969, вып. 35.
266. Семененко Н. И. Стратиграфическая схема докембрия Украинского щита. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
267. Семененко Н. П. Межконтинентальная корреляция докембрия. — В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука», 1970.
268. Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. — Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 68.
269. Семихатов М. А. К проблеме протерозоя. — Изв. АН СССР, 1964, сер. геол., № 2.
270. Семихатов М. А., Комар Вл. А., Серебряков С. Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М., «Наука», 1970.
271. Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрийских *осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы.* — «Сов. геология», 1971, № 4.
272. Сидоренко Св. А. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. — Автореф. дис. М., ГИН АН СССР, 1971.
273. Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967.
274. Скляров Р. Я. Протерозой и палеозой Иркинеевско-Чадобецкой зоны. — Автореф. дис. Казан. гос. ун-т, 1968.
275. Смирнов Ю. Д. История развития Уральской складчатой области в докембрии. — В кн.: Докл. сов. геол. Пробл. 10. Геология докембрия. М., «Недра», 1968. (МГК, XXII сес.).
276. Соболевская Р. Ф., Мильштейн В. Е. К вопросу о стратиграфии синийских отложений на Центральном Таймыре. — Тр. НИИГА, 1961, т. 125.

277. Соботович Э. В., Гращенко С. М., Ловцюс А. В. Возраст пород шарыжалгайской серии (Байкальская глыба). — Изв. АН СССР, 1965, сер. геол., № 9.
278. Соботович Э. В., Гращенко С. М., Ловцюс А. В. Возраст пород Таромского карьера Приднестровья по данным свинцово-изохронного метода. — Тр. XI сес. Ком. по определению абсолют. возраста геол. формаций, 1963.
279. Соколов Б. С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. — Изв. АН СССР, 1952, сер. геол., № 5.
280. Соколов Б. С. Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (додевонских) отложений северо-запада Русской платформы. — В кн.: Девон Русской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1952.
281. Соколов Б. С. Венд севера Евразии. — «Геология и геофизика», 1971, № 6.
282. Солонцов Л. Ф. Итоги изучения рифейских отложений востока Русской платформы и современные представления о их стратиграфическом расчленении в пределах Татарии. — Изв. Казан. фил. АН СССР, сер. геол. наук, 1960, № 9.
283. Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М. Рифей Восточно-Европейской платформы. — Изв. вузов, геология и разведка, 1969, № 10.
284. Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М. О стратиграфии валдайской серии Восточно-Европейской платформы. — Изв. вузов, геология и разведка, 1970, № 6.
285. Солонцов Л. Ф., Клевцова А. А., Аксенов Е. М. Новые данные о стратиграфии рифейских отложений Востока Русской платформы. — «Сов. геология», 1966, № 1.
286. Степанов О. А., Школьник Э. Л. К вопросу о стратиграфическом значении микрофитолитов древних отложений Шантарских островов. — Изв. АН СССР, 1972, сер. геол., № 5.
287. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. — Геол. ж., 1970, т. 30, № 4. Авт.: Ю. Б. Бобков, Д. С. Булаевский, А. А. Зайцев и др.
288. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического щита. — Докл. сов. геол. Стратиграфия и корреляция докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960. Авт.: Н. П. Семененко, С. П. Родионов, И. С. Усенко и др. (МГК, XXI сес.).
289. Стратиграфия докембрийских образований Восточного Саяна. М., «Недра», 1968. Авт.: А. Л. Додин, А. З. Коников, В. К. Маньковский и др.
290. Стратиграфия докембрийских отложений восточной части Балтийского щита. — В кн.: Стратиграфия и изотоп. геохронология докембрия вост. части Балт. щита. Л., «Наука», 1971. Авт.: Ю. Б. Богданов, В. З. Негруца, С. Н. Суслова и др.
291. Стратиграфия и корреляция нижнего докембрия Восточной Сибири. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967. Авт.: С. В. Обручев, А. Н. Неелов, Л. П. Никитина и др.
292. Стратиграфия осадочных образований Молдавии. Кишинев, «Картя молдавеняскэ», 1964. Авт.: О. Г. Бобринская, В. М. Бобринский, Л. Д. Бухатчук и др.
293. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
294. Таскин А. П. Верхний докембрий Восточного Присаянья. — Автореф. дис. Иркут. гос. ун-т, 1971.
295. Тимергазин К. Р. Додевонские образования западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Уфа, Изд-во АН СССР, Башкирский филиал, 1959.
296. Тихомиров С. Н., Яновский А. С. Новые данные о докембрии Юго-Восточного Приладожья. — ДАН СССР, 1970, т. 194, № 3.
297. Тихонов В. Л., Аносов В. С. О бодайбинском и кадаликанском комплексах Байкало-Патомского нагорья. — В кн.: Геология и полезн. ископ. Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, Вост.-Сиб. книжн. изд-во, 1966.
298. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. — Тр. ГИН АН СССР, 1969, вып. 206. Авт.: Ю. А. Розанов, В. В. Миссаржевский, Н. А. Волкова и др.
299. Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Горащенко Г. Л. О возрасте гранулитов Балтийского щита. — «Геохимия», 1968, № 9.
300. Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. 2-е изд. доп. М., «Недра», 1970.
301. Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. К геохронологии юга Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 1.
302. Уилсон М. Е. Докембрий Канады (Канадский щит). — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Брит. островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968.
303. Усенко И. С., Есипчук К. Е., Цуканов В. А. Стратиграфия докембрийского гнейсово-мигматитового комплекса Приазовья. — Геол. ж., 1971, т. 31, вып. 2.
304. Федоровский В. С. Объем и границы меденосной удоканской серии докембрия Восточной Сибири. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 11.
305. Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. — «Геотектоника», 1968, № 4.
306. Феоктистов В. П. Стратиграфия и условия формирования меденосных толщ нижнего протерозоя Кодаро-Удоканской зоны. — Автореф. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1956.

307. Фирсов Л. В. Абсолютный возраст гранитоидов полуострова Тайгонос. — ДАН СССР, 1965, т. 162, № 2.
308. Фрумкин И. М. Олекминская серия бассейна среднего течения р. Олекмы и стратиграфическое положение курультинской серии архея Алданского щита. — В кн.: Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР. Якутск, Якутск. книжн. изд-во, 1968, вып. 18.
309. Фурдуй Р. С. Тиллиты в позднем докембрии Приколымья. — ДАН СССР, 1968, т. 180, № 4.
310. Фурдуй Р. С. О рифейских отложениях Омолонского массива. — ДАН СССР, 1969, т. 188, № 1.
311. Хаин В. Е. О крупных и крупнейших циклах в истории Земли. — Науч. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, 1958, № 1.
312. Харитонов Л. Я. К стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия. — Тр. Лен. Гор. упр., 1941, вып. 23.
313. Харитонов Л. Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. — Уч. зап. ЛГУ, 1957, сер. геол. наук, вып. 9.
314. Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966.
315. Хатунцева А. Я. Стратиграфия докембрия северо-западной (волынской) части Украинского щита. — Геол. ж., 1972, т. 32, вып. 1.
316. Хольтедаль У. Геология Норвегии. М., ИЛ., 1957.
317. Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С. Корреляция *отложений позднего докембрия внешнего пояса Байкало-Патомской складчатой* области. — «Геология и геофизика», 1968, № 1.
318. Чернов Г. А. Новые данные по геологии и тектонике западного склона Приполярного Урала. — ДАН СССР, 1948, нов. серия, т. 11, № 5.
319. Чернышев Н. М. Докембрийские интрузивные комплексы основных и ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива и общие черты их рудоносности. — Изв. АН СССР, 1972, сер. геол., № 4.
320. Чумаков Н. М. К *стратиграфии северной окраины Патомского нагорья.* — ДАН СССР, 1956, т. 111, в. 4.
321. Чумаков Н. М. Вендское оледенение Европы и Северной Атлантики (верхний докембрий). — ДАН СССР, 1971, т. 198, № 2.
322. Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. — Мат-лы к познанию геол. строения СССР, нов. сер., 1945, вып. 2 (6).
323. Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М., «Наука», 1970.
324. Шемякин В. М. Раннедокембрийская формация интрузивных чарнокитов Балтийского щита. — Изв. АН СССР, 1972, сер. геол., № 9.
325. Шоцкий И. И. Новые данные по стратиграфии и литологии тетерево-бугской серии. — В кн.: Проблемы глубинной геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
326. Шуберт Ю. А., Фор-Мюре А. Тектоническая карта Африки. — В кн.: Тектон. карты континентов. М., «Наука», 1967.
327. Шульга П. Л. Схема стратиграфии палеозоя юго-западной окраины Русской платформы. — Геол. ж. АН УССР, 1952, № 12, вып. 4.
328. Эскола П. *Докембрий Финляндии.* — *В кн.: Докембрий Скандинавии,* ред. К. Ранкама. М., «Мир», 1967.
329. Якобсон К. Э. Корреляция доордовикских толщ Волыни и Подолии. — ДАН СССР, 1962, т. 142, № 3.
330. Якобсон К. Э. К вопросу о границе между протерозоем и палеозоем на западе Русской платформы. — Изв. АН СССР, 1966, сер. геол., № 7.
331. Якобсон К. Э. Основные черты строения рифейских осадочных толщ Приуралья. — ДАН СССР, 1968, т. 179, № 1.
332. Якобсон К. Э. Проблема корреляции довендских неметаморфизованных толщ Русской плиты. — В кн.: Проблемы геологии докембрия Балт. щита и покрова Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, 1971, нов. сер., т. 175.
333. Якобсон К. Э. Соотношение волынской серии и других подразделений верхнего докембрия на западе Русской платформы. — «Сов. геология», 1971, № 2.
334. Ярош А. Я. *Структурные связи восточного края Русской платформы и Уральской геосинклинали.* — В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970.
335. Яценко Г. М., Верниковская В. Н., Марковский В. М. Новые данные о строении кристаллического основания Волыно-Подольской окраины Русской платформы. — «Сов. геология», 1969, № 2.
336. Яцкевич С. В. Стратиграфия рифейских отложений Саратовского Поволжья. — ДАН СССР, 1970, т. 195, № 5.
337. A comparison of the isotopic mineral ages variation and petrologic changes induced by contact metamorphism. — In.: Radiometric dating for geologist. Intersci. publ., 1968.

338. Age determination and geological studies. K-Ar isotopic ages. — Geol. Surv. Canada, 1968, pap. 67—2, p. A, rep. 8. Aut.: R. K. Wanless, R. D. Stevens, G. R. Lachance a. o.

339. Age of the early pracambrian rocks of the Saganaga Lake-Northern Light Lake area, Ontario — Minnesota. — Canad. J. Earth Sci., 1971, vol. 8, № 9. Aut.: G. N. Hanson, S. S. Goldich, J. G. Arth a. o.

340. Age of the North American crust. — «Nature», 1963, vol. 200, № 4905. Aut.: W. E. Slawson, E. R. Canasewich, R. G. Ostic a. o.

341. Ahmad F. An ancient tillite in Central India. — Quart. J. Geol. Min. Metall. Soc. (India), 1954, vol. 26.

342. Ahmad F. Glaciation in the Vindhyan System. — «Current. Science», 1965, vol. 34, № 7.

343. Alcock F. J. Report of the National Commitee on Stratigraphical Nomenclature. — Trans. Roy. Soc. Canada, ser. 3, 1934, vol. 28, sec. 4.

344. Alcock F. J. Geology of the Saint John regions, N. B. — Geol. Surv. Canada, 1938, mem. 216.

345. Aldrich L. T., Davis G. L., James H. L. Ages of minerals from metamorphic and igneous rocks near Iron mountains, Michigan.— J. Petrol., 1965, vol.6, № 3.

346. Allsopp H. L., Ulrych T. J., Nicolaysen L. O. Dating some significant events in the history of the Swaziland System by the Rb-Sr isochron method. — Canad. J. Earth Sci., 1968, vol. 5, № 3.

347. Ambrose J. W., Burns C. A. Structures in the Clare River syncline: a demonstration of granitization. — In: The Genville problem. — Roy. soc. Canada, Sp. publ., 1956, № 1.

348. American Commission on stratigraphic Nomenclature. — Rep. 3, Amer. Assoc. petrol. geol. Bul., 1955, vol. 39, № 8.

349. Anderson C. A. Older precambrian structure in Arizona. — Geol. soc. America Bul., 1951, vol. 62, № 11.

350. Anderson D. H. Uranium-thorium-lead ages of zircons and model lead ages of feldspars from the Saganaga, Snowbank and Giants Range granites of northeastern Minnesota (abs.). — Dissert. abs., 1965, vol. 26, № 1.

351. Anderson M. M., Misra S. B. Fossils found in the Precambrian Conception group of south-eastern Newfoundland. — «Nature», 1968, vol. 220, № 5168.

352. Argon diffusion in glauconite, microcline, sanidine, leucite and phlogopite. — Amer. J. Sci., 1960, vol. 258, № 8. Aut.: J. F. Evernden, G. M. Curtis, R. W. Kistler a. o.

353. Archaean volcamism in the Canadian schield. — Canad. J. Earth Sci., 1965, vol. 2, № 3. Aut.: H. D. Wilson, P. Andrew a. o.

354. Armstrong R. L. Mantled gneiss domes in the Albion Range, southern Idaho. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1968, vol. 79, № 10.

355. Aswathanarayana U. Isotopic ages from the Eastern Ghats and Cuddapahs of India. — J. Geoph. Res., 1964, vol. 69, № 16.

356. Balkwill H. R., Yorath C. J. Block River map-area, district of Mackenzie (97 D). — Geol. Surv. Canada, 1970, pap. 70—32.

357. Banks P. O., Cain J. A. Zircon ages of Precambrian granitic rocks, Northeastern Wisconsin. — J. Geol., 1969, vol. 77, № 2.

358. Baragar W. R. Geochemistry of the Jellowknife volcanic rocks. — Canad. J. Earth. Sci., 1966, vol. 3, № 1.

359. Baragar W. R. A. The geochemistry of Coppermine River basalts. — Geol. Surv. Canada, 1969, pap. 69—44.

360. Barghoorn E. E., Tyler S. A. Microorganisms from Gunflint shert. — «Science», 1965, vol. 147, № 3658.

361. Barnes H., Christiansen R. L. Cambrian and Precambrian rocks of the Groom district, Nevada, Southern Great Basin. — Us Geol. Surv. Bull., 1967, № 1244-G.

362. Bass M. N. Regional tectonics of part of the southern Canadian Shield. — J. Geol., 1961, vol. 69, № 6.

363. Bell C. K. Churchill — Superior province boundary in Northeastern Manitoba. — Geol. Surv. Canada, 1966 (1965), pap. 66—1.

364. Bell R. T. Study of the Hurwitz Group, district of Keewatin (55 J, K, L; 65 J, G, H). — Geol. Surv. Canada, 1968, pap. 68—1, p. A.

365. Bell R. T. The Hurwitz Group — a prototip for deposition on metastable cratons. — Geol. Surv. Canada, 1970, pap. 70—40.

366. Bell R. T. Geology of Henik Lakes (east half) and Ferguson Lake (east half) map-area, district of Keewatin. — Geol. Surv. Canada, 1971, pap. 70—61.

367. Berkner L. V., Marshall L. C. Rice of oxygen in the Earth's atmosphere. — In: Advances in geophysics, vol. 12. N. Y. — Lond., Acad. Press, 1967.

368. Bhattacharya A. An occurence of Semri Basal conglomerate near Dalchipur, Sagar District, M. P. — Quart. J. Geol. Min. Metall. Soc. India, 1971, vol. 43, № 2.

369. Birkenmajer K. *Course of the geological investigation of the Hornsund area*, Vestspitsbergen in 1957—1958. — Stud. geol. polon., 1960, vol. 4.

370. Björlykke K., Englund J. O., Kirkhusmo L. A. Latest Precambrian and Eocambrian stratigraphy of Norway. — Norges Geol. Undersök., 1967, № 251.

371. Blacet P. M. Unconformity between gneissic granodiorite and overlying Yavapai series (older precambrian), central Arizona. — U. S. Geol. Surv. Res., Prof. pap., 1966, № 550-B.

372. Blackadar R. G. Precambrian geology of Boothia peninsula, Somerset Island and Prince of Wales Island, district of Franklin. — Geol. Surv. Canada, Ottawa, 1967, Bul. 151.

373. Blackadar R. G. Geological reconnaissance Southern Baffin Island, district of Franklin. — Geol. Surv. Canada, 1967, pap. 66—47.

374. Blackadar R. G. Precambrian geology Northwestern Baffin Island, district of Franklin. — Geol. Surv. Canada, 1970, Bul. 191.

375. Blackwelder E. An ancient glacial formation in Utah. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1932, vol. 40, № 2.

376. Bondensen E., Pedersen K. R., Jorgenson O. *Precambrian organisms and the isotopic composition of organic remains in the Ketilidian of S.-W.Greenland.* Medd. om Grönland, 1967, № 4, Bd. 164.

377. Bostock H. H. Itchen Lake map-area. — Geol. Surv. Canada, 1967, pap. 66—24.

378. Boutcher S. M., Edhorn A. S., Moorhouse W. W. Archaean conglomerates and lithic sandstones of Lake Timiskaming, Ontario. — Proc. Geol. Assoc. Canada, 1966, vol. 17.

379. Bridgwater D. Isotopic age determinations from South Greenland and their geological setting. Grönlands Geol. Undersök., 1965, Bul. № 53.

380. Bridgwater D., Sutton I., Watterson I. S. The Precambrian rapakivi suite and surroundig gneisses of the Kap Farvel area, South Greenland. — Geol. Surv. Greenland. Rep. activities, 1966, Rep. № 11.

381. Brookins D. G. Rb-Sr and K-Ar age determinations from the Precambrian rocks of the Jardine-Crevice Mountain area, Southwestern Montana. — Earth Sci. Bul., 1968, vol. 1, № 2.

382. Brückner W. D., Anderson M. M. Late Precambrian glacial deposits *in Southeastern Newfoundland — a preliminary note.* — Proc. Geol. Assoc. Canada, 1971, vol. 24, № 1.

383. Brummer J. J., Mann E. L. Geology of the Seal Lake area, Labrador. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1961, vol. 72, № 9.

384. Casshyap S. M. Petrology of the Bruce and Gowganda formation and its bearing on the evolution of Huronian sedimentation in the Espanola — Willisville area, Ontario (Canada). — «Palaegeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.», 1969, vol. 6, № 1.

385. Catanzaro E. I. Zircon ages in Southwestern Minnesota. — J. Geophys. Res., 1963, vol. 68.

386. Catanzaro E. I., Kulp J. L. Discordant zircon from Little Belt (Montana), Beartooth (Montana) and Santa Catalina (Arizona) Mountains. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1964, vol. 28, p. 87.

387. Chaudhuri A. *Precambrian stromatolites in the Pranhita-Godovari Valley.* — «Palaegeogr., Palaeocilmat., Palaeoecol.», 1970, vol. 7, № 4.

388. Chaudhuri S., Faure G. Geochronology of the Keweenawan rocks, White Pine, Michigan. — «Econ. Geol.», 1967, vol. 62, № 8.

389. Chaudhuri S., Faure G. The whole-rock Rb-Sr age of the Precambrian Nonesuch shale in Michigan. — Mass. inst. technol. 12-th Ann. Progr. rep., 1964, Rep. 221.

390. Cloud P. E. Pre-metazoan evolution and the origin of the metazoa. — In: Evolution and environment, Ed. E. T. Drake, Yale Univ. Press., 1968.

391. Cloud P. E., Gruner J. W., Hagen H. Carbonaceous rocks of the Soudan Formation (Early Precambrian). — «Science», 1965, vol. 148, № 3678.

392. Cloud P. E., Semikhatov M. A. Proterozoic stromatolite zonation. — Amer. J. Sci., 1969, vol. 267, № 9.

393. Cogne J. Le Brioverien. — Bull. Soc. Geol. France, 1962, 7 ser., t. 4, № 3.

394. Colton G. W. The Appalachian Basin-its depositional sequences and their geologic relationships. — In: Studies of Appalachian geology, Central and Southern. Intersci. publ., 1970.

395. Compston W., Arriens P. A. The Precambrian geochronology of Australia. — Canad. J. Earth Sci., 1968, vol. 5, № 3.

396. Condie K. C. Late Precambrian rocks of the northeastern Great Basin and vicinity. — J. Geol., 1966, vol. 74, № 5, pt. 1.

397. Condie K. C. *Petrology of the late Precambrian tillite (?) association in Northern* Utah. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1967, vol. 78, № 11.

398. Condie K., Macke J., Reimer T. Petrology and geochemistry of Early Precambrian graywackes from the Fig Tree Group, South Africa. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1970, vol. 81, № 9.

399. Cowie J. W. Contributions of the geology of North Greenland. — Medd. Grönland, 1961, vol. 164, № 3.

400. Crawford A. R. *Reconnaissance Rb-Sr dating of southern Peninsular India.* — J. Geol. Soc. India, 1969, vol. 10, № 2.

401. Crawford A. R., Compston W. The age of the Vindhyan System of Peninsular India. — Quart. J. Geol. Soc., Lond., 1970, vol. 125, № 499, p. 3.

402. Crittenden M. D., Sharp R. J., Calkins F. C. Geology of the Wasatch Mountains east of Salt Lake City, Parleys Canyon to the Traverse Range. — Guidebook Geol. Utah., 1952, № 8.

403. Dana J. *Notice of the address of Prof. T. Sterry Hunt.* — *Amer. J. Sci, 3 ser.*, 1872, vol. 3.

404. Davidson A. Granite studies in the Slave province. — Geol. Surv. Canada Pap., 1971 (1972), № 72—1, pt. A.

405. Davison W. L. Caribon river map-area. Manitoba (54 M). — Geol. Surv. Canada, 1966, pap. 65—25.

406. Dawes P. R. The plutonic history of the Tasiussaq area South Greenland. — *Grönl. Geol. Undersög. Bul., 1970, № 88.*

407. Dawson J. Acadian geology. 2-nd. ed. London, 1868.

408. Dawson J. W. Note on Cryptozoan and other fossils. — Can. Rec. Sci., 1897, vol. 7.

409. Dawson K. R. A comprehensive study of the Preissac-Lacorne batholith, Abitibi county, Quebec. — Geol. Surv. Canada, 1966, Bul. 142.

410. Dearnley R., Dunning F. W. Metamorphosed and deformed pegmatites and basic dykes in the Lewisian complex of Outher Hebrides and their geological significance. — Quart. J. Geol. Soc. Lond., 1968, № 492, vol. 123, p. 4.

411. Derry D. R. Geology of the area from Minaki to Sydney Lake, District of Kenora.— Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, 1930, vol. 39, pt. 3.

412. De Waard D., Walton M. Precambrian geology of the Adirondack highlands, a reinterpretation. — Geol. Rundschau, 1967, Bd. 56, H. 2.

413. Dimroth E. Evolution of the Labrador geosyncline. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1970, vol. 81, № 9.

414. Donaldson J. A. Stromatolites in the Denault formation, Marion Lake, Coast of Labrador, Newfoundland. — Geol. Surv. Canada, 1963, Bul. 102.

415. Donaldson J. A. The Dubawnt Group, Districts of Keewatin and Mackenzie. — Geol. Surv. Canada, 1965, pap. 64—20.

416. Donaldson J. A. Two Proterozoic clastic sequences: a sedimentological comparison. — Proc. Geol. Assoc. Canada, Toronto, 1967, № 18.

417. Donaldson J. A. Proterozoic sedimentary rocks of Northern Saskatchewan (74 N). — Geol. Surv. Canada, 1967 (1968), pap. 68—1, p. A.

418. Donaldson J. A. Stratigraphy and sedimentology of the Hornby Bay group, district of Mackenzie (pt 86, I, K, L, M, N, O). — Geol. Surv. Canada, 1968, pap. 69—1.

419. Eade K. E. Kognak River (west half), district of Keewatin. — Geol. Surv. Canada, 1966. pap. 65—8.

420. Eade K. E. Fort George River and Kaniapiskau River (west half) map-areas. New Quebec. — Geol. Surv. Canada, 1966, mem. 339.

421. Eade K. E. Ennadai Lake and Nuetin Lake map-areas, district of Keewatin (*65c and 65b west half*) (abs.). — *Geol. Surv. Canada, 1970, pap. 70—1.*

422. Eade K. E. Geology of Ennadai Lake map-are, district of Keewatin. — Geol. Surv. Canada, 1971, pap. 70—45.

423. Eckelmann W. R., Kulp J. L. *Uranium-lead method of age determination.* Pt. 1. Lake Athabasca problem. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1956, vol. 67, № 1.

424. Eckelmann W. R., Kulp J. L. Uranium-lead method of age determination. Pt. 2. North-American localities. — Geol. Soc. Amer. Bul. 1957, vol. 68, № 9.
425. Emmons E. Letter to Persifal Franzer, 25 May 1887. Int. Congr. Geol. Amer. Comm., Rep., Philadelphia, 1888.
426. Ermanovics I. F. Berens River-Deer Lake map-area, Manitoba and Ontario (abs.). — Geol. Surv. Canada, 1970, pap. 70—29.
427. Ermanovics I. F. Precambrian geology of Hecla-Carroll Lake map-area, Manitoba — Ontario. — Geol. Surv. Canada, 1970, pap. 69—42.
428. Espendhade G. H. Geology of the northern part of the Blue Ridge anticlinorium. — In: Studies of Applachian geology, Central and Southern. Intersci. publ., 1970.
429. Fahrig W. F. The geology of the Athabaska Formation. — Geol. Surv. Canada, 1961, Bul. 68.
430. Faure G. The age of the Duluth gabbro complex and the Endion sill by the whole rock Rb-Sr method. — Mass. inst. technol., 12-th Ann. Progr. rep., 1964, rep. 1384—12.
431. Fiala F. Eokambrische tillite der Želesne hory Ostböhmen. — Geol. Rundschau, 1964, Bd. 24, H. 1.
432. Ford T. D. The pre-Cambrian fossils of Charnwood Forest. — Proc. Yorkshire Geol. Soc., 1963, vol. 57, № 57.
433. Ford T. D., Breed W. Y. The Chuar Croup of the Proterozoic, Grand Canyon, Arisona. — Int. Geol. Congr., 24 ses., sect. 1, Precambrian geology. Montreal, 1972.
434. Fraser J. A. Study of the Epworth Group. — Geol. Surv. Canada, 1965, pap. 61—1.
435. Fraser J. A., Tremblay L. P. Correlation of Proterozoic strata in the northwestern Canadian Shield. — Canad. J. Earth Sci., 1969, vol. 6, № 1.
436. French B. M. Sudbury structure, Ontario; some pertrographic evidence for origin by meteorite impact. — «Science», 1967, vol. 156, № 3778.
437. Fryer B. J. Age determination in the Circum-Ungava geosincline and the evolution of Precambrian banded iron-formation. — Canad. J. Earth Sci., 1972, vol. 9, № 6.
438. Geochronology and isotope geochemistry. — Year Book Carnegie inst., An. rep. Direct. Geoph. labor., 1965. Aut.: G. L. Davis, G. R. Tilton a. o.
439. Geochronology in Canada. Ed. F. Osborn. Toronto, 1964.
440. Geology and economic minerals of Canada. Ed. C. H. Stockwell. — Geol. Surv. Canada, Econ. geol. ser. 1957, № 1.
441. Geology of Madras — Mysore — Ootacamund area. Int. geol. conrg., 22 sess. Cuide to exursion № A-24, C-24 and C-20. New Delhi, 1964. Aut.: S. Krishnaswamy, B. Lascar, N. Murty a. o.
442. Gibbins W. A., Adams C. Y., Mc Nutt R. H. Rb-Sr isotopic studies of the Murray granite. — In.: New develo pments in Sudbury geology. — Geol. Assoc. Canada, Sp. pap. 1972, № 10.
443. Giletti B. J., Gast P. W. Absolute age of Precambrian rocks in Wyoming and Montana. — Ann. N. Y. Acad. sci., 1961, vol. 91, № 2.
444. Gilluly J. Distribution of mountain building in geologic time. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1949, vol. 60, № 4.
445. Goldich S. S. Geochronology in the Lake Superior region. — Canad. J. Earth Sci., 1968, vol. 5, № 3.
446. Goldich S. S., Hedge C. E., Stern T. W. Age of the Morton and Montevideo gneisses and related rocks, Southwestern Minnesota. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1970, vol. 81, № 12.
447. Goodwin A. M. The relationship of mineralization to stratigraphy in the Michipicoten area, Ontario. — In.: The relatation mineralisation to Precambrian stratigraphy. — Geol. Assoc. Canada, Sp. pap., 1966, № 3.
448. Goodwin A. M. Evolution of the Canadian Shield. — Geol. Assoc. Canada Proceed., 1968, vol. 19.
449. Goodwin A. M., Scklanka R. Archean volcano-tectonic basins: form and pattern. — Canad. J. Earth Sci., 1967, vol. 4, № 4.
450. Graindor M. J. Cayexidae nov. fam. organismes a squelette de Brioverien Comp. rendu Acad. Sci. France, 1957, t. 224, № 15.
451. Graindor M., Wasserburg G. Determination d'ages absolus dans de Nord du Massif armoricains. — Comp. rendu Acad. sci. France, 1962, t. 254, № 22.
452. Green D. C., Baadsgaard H., Cumming G. L. Geochronology of the Jellowknife area, Northwest Territories, Canada. — Can. J. Earth. Sci., 1968, vol. 5, № 3, pt 2.
453. Greer L. Geology of the Shoal Lake (West) area, District of Kenora. — Ann. Rep' Ontario Dept. Mines, 1930, vol. 39, pt 3.

454. Griffin W. L., Heier K. S. Paragenesis of garnet in granulite facies rocks Lofoten — Vesteraalen, Norway. — Contr. mineral. petrol., 1969, vol. 28, № 2.
455. Gross W. H., Ferguson S. A. The anatomy of an Archean greenstone belt. — Canad. Min. Metall. Bul., 1965, vol. 58, № 641.
456. Gruner J. W. Algae, believed to be Archean. — J. Geol., 1923, vol. 31.
457. Gruner J. W. Structural geology of the Knife Lake of northeastern Minnesota. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1941, vol. 52, № 10.
458. Gunning H. C., Ambrose J. W. Malartic area, Quebec. — Geol. Surv. Canada, 1940, mem. № 222.
459. Ham W., Denison R., Merritt C. Basement rocks and structural evolution Southern Oklahoma. — Oklahoma Geol. Surv. Bul., 1964, № 95.
460. Hamblin W. K. Paleogeographic evolution of the Lake Superior region from Late Keeweenawan to Late Cambrian time. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1961, vol. 72, № 1.
461. Hamilton W. B. Precambrian rocks of Wichita and Arbuckle Mountains, Oklahoma. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1956, vol. 67, № 10.
462. Hanson G. V., Himmelberg G. R. Ages of mafic dikes near Granite Falls, Minnesota. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1967, 78, № 11.
463. Harland W. B. An outline structural history of Spitsbergen. — In: Geology of the Arctic. Toronto, 1961.
464. Hedge C. E., Peterman Z. E., Bradbock W. A. Age the major Precambrian metamorphism in the Northern Front Range, Colorado. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1967, 78, № 4.
465. Heimlich R. A., Banks P. O. Radiometric age determinations, Bighorn Mountains, Wyoming. — Amer. J. Sci., 1968, vol. 266, № 3.
466. Helikian basins and geosynclines of the Northwestern Canadian Shield. — Geol. Surv. Canada, 1970, pap. 70—40. Aut.: J. A. Fraser, J.A. Donaldson, W.F. Fahring a. o.
467. Henderson J. B. Stratigraphy of the Archaean Yellowknife Supergroup, Yellowknife Bay — Prosperous Lake area, district Mackenzie. — Geol. Surv. Canada, 1970, pap. 70—26.
468. Henderson J. B. Sedimentology of archean turbidities at Yellowknife, Northwest Territories. — Canad. J. Earth Sci., 1972, vol. 9, № 7.
469. Henderson J. B., Cecile M. P., Kamineni D. C. Yellowknife and Hearne Lake map-areas, district of Mackenzie with on the Yellowknife Supergroup (Archean). — Geol. Surv. Canada Pap., 1971 (1972), № 72—1, PtA.
470. Henderson G., Pulvertaft T. C. The stratigraphy and structure of the Precambrian rocks of the Umanak area, West Greenland. — Crönl. Geol. Undersög., Misc. pap., 1967, № 52.
471. Heron A. The geology of Central Rajputana. — Mem. Geol. Surv. India., 1953, vol. 79.
472. Heywood W. W. Geological notes Northeastern District of Keewatin and Southern Melville Peninsula, District of Franklin, Northern Territories (pt 46, 47, 56, 57). — Geol. Surv. Canada, 1967, pap. 66—40.
473. Hietanen A. Scapolite in the Belt series in the St. Joe-Clearwater region, Idaho. US Geol. Surv. 1967, spec. pap., № 86.
474. Higgins A. K. The Tartoq group on Nuna qaqertog and in the Iterdlak, S. W. Greenland. — Geol. Surv. Greenland, 1969, rep. 17.
475. Higgins A. K. The stratigraphy and structure of the Ketilidian rocks of Midternaes South-West Greenland. — Grönl. Geol. Undersög., 1970, Bul. № 87.
476. Higgins A. K., Bondesen E. Supracrustals of pre-Ketilidian age (the Tartoq Group) and their relationships to with Ketilidian supracrustals in the Ivigtut region, S.-W. Greenland. Geol. Surv. Greenland, 1966, rep. 8.
477. Himmelberg G. R. Geology of Precambrian rocks Granite Falls-Montevideo area, southwestern Minnesota. — Minnes. Geol. Surv., 1968, sp. pap. 5.
478. Hjelmgvist S. Excursion Guide, 7 Nordiska Geologmötet, Stockholm, Exscursion B. 1, Stenciled, 1958.
479. Hoffmann H. J. Stromatolites from the Proterozoic Animikie and Sibley Groups, Ontario. — Geol. Surv. Canada, 1969, pap. 68—69.
480. Hoffmann H. J. Precambrian fossils, pseudofossils and problematica in Canada. — Geol. Surv. Canada, 1971, Bul., 189.
481. Hoffman P. F. Precambrian stratigraphy, sedimentology, palaeocurrents and palaeoecology in the East Arm of Great Slave Lake, district of Mackenzie (75 L). — Geol. Surv. Canada, 1968, pap 68—1, pt A.
482. Hoffman P. F. Stratigraphy of the lower proterozoic (Aphebian) Great Slave supergroup, East arm of Great Slave Lake, district of Mackenzie. — Geol. Surv. Canada, 1968, pap. 68—42.

483. Hoffman P. F. Proterozoic palaeocurrent and depositional history of the East Arm Fold Belt, Great Slave Lake, Northwest Territories. — Canad. J. Earth Sci., 1969, vol. 6, № 3.
484. Hoffmann P. F., Frasser J. A., Mc Glynn J. The Coronation geosyneline of Afebian age, district of Mackenzie. — Geol. Surv. Canada, 1970, pap. 70—40.
485. Holubek J. Stratigraphy of the Upper Proterozoic in the Core of the Bohemian Massif. Rozp. Českosl. Acad. Vid., Matem. a prirod., 1966, R. 76, S. 4.
486. Holubek J. Structure and basement relationships of Archaean metasediments in the Noranda-Malartic area of Quebec. — Geol. Surv. Canada, 1968, pap. 68—1, pt A.
487. Houston R. S. A regional study of rocks of Precambrian age in that part of the Medicine Bow Mountains in southwestern Wyoming. — Geol. Surv. Wyoming, 1968, mem. 1.
488. Howell B. F. Evidence from fossils of the age of the Vindhyan Sistem. — J. Palaeont. soc. India, 1956, vol. 1, № 1.
489. Howell D. G. A stromatolite from the Proterozoic Pahramp group, eastern California. — J. Paleont., 1971, vol. 45, № 1.
490. Hunt C. A., Mabey D. R. Stratigraphy and structure of Death Valley, California. — US Geol. Surv. prof. pap, 1966, № 434-A.
491. Hutchinson R. D. Geology of Harbour grace map-area. Newfaundland. — Geol. Surv. Canada, 1953, mem. 275.
492. Irving R. D. Is there a Huronian Group? — Amer. J. Sci., 3 ser., 1887, vol. 34.
493. Isotopic dating of very Early Precambrian amphibolite facies gneisses from Godthaab district west Greenland. — Earth a. Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 12, № 3, Aut.: L. P. Black, N. H. Gale, S. Moorbath a. o.
494. James H. L. Zones of regional metamorphism in the precambrian of northern Michigan. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1955, vol. 66, № 12.
495. James H. L. Stratigraphy of pre-Keweenawan rocks in parts of Northern Michigan. — US Geol. Surv., prof. pap., 1958, N 314-C.
496. Jenček V., Vajner V. Stratigraphy and relations of the groups in the Bohemian part of the Moldanubicum. Kristalinicum, 6, Prague, 1968.
497. Jepsen H. F. The Precambrian, Eocambrian and Early Palaeozoic stratigraphy of the Jorgen Bronlund Fjord area, Peary Land, North Greenland. — Medd. Grönland, 1971, Bd. 192, № 2.
498. Johnson M. R. Dalradian of Scotland. — In: North Atlantic — Geology an continental drift. — Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, mem. 12.
499. Jolliffe A. W. Stratigraphy of the Steeprock Group, Steep Rock Lake, Ontario. Precambrian symposium. — Geol. Assoc. Canada, 1966, sp. pap., № 3.
500. Kanasewich E. R., Farquhar R. M. Lead isotope rations from the Cobalt-Noranda area, Canada. — Canad. J. Earth. Sci., 1965, vol. 2, № 4.
501. Katz H. R. Einige Bemerkungen zur Lithologie und Stratigraphie der Tillitprofile im gebiet der Kejser Franz Josephs Fjord, Ostgrönland. — Medd. Crönland, 1954, Bd. 72, № 4.
502. Katz H. R. Late Precambrian to Cambrian stratigraphy in East Greenland. — In: Geology of Arctic. 1961, vol. 1.
503. Kay M. Sediments and subsidence through time. — Geol. Soc. Amer. 1956, spec. pap., vol. 62.
504. Kerr J. W. Stratigraphy of central and eastern Ellesmere Island, Arctic Canada. Pt. 1. Proterozoic and Cambrian. — Geol. Surv. Canada, 1967, pap. 67—27, pt. 1.
505. Kidd D. F. Great Bear Lake are, N. T. — Geol. Surv. Canada, sum. rept. (1932), 1933, № 1.
506. Koeppel V. Age and history of the uranium mineralization of the Beaverlodge area, Saskatchewan. — Geol. Surv. Canada, 1968, pap. 67—31.
507. Koster F., Baadsgaard H. On the geology and geochronology of northwestern Saskatchewan. Pt. 1. Tasin Lake region. — Canad. J. Earth Sci., 1970, № 7.
508. Kouvo O., Tilton G. R. Mineral ages from the Finnish Precambrian. — J. Geol., 1966, vol. 74, № 4.
509. Krogh T. E., Davis I. J. Indications by Rb-Sr isotopic studes of saccessive regional metamorphism in the Northwest Grenville area of Ontario (abs.). — Trans. Amer. Geoph. Union, Washington, 1967, vol. 48, № 1.
510. Labeige G. K. Development of magnetite in iron-formation of the Lake Superior region. — «Econ. Geol.», 1964, vol. 59, № 7.

511. Laitakari I. On the set of olivine dialase dikes in Häme, Finland. — Bul. Com. Geol. Finland, 1969, № 241.

512. Lakshman S. On the stratigraphic position of the Red Shale (Iungel) Series in the Son Valley. — Proc. Nat. 3 nst. Sci. India, 1968, vol. 34, № 1.

513. Lambert R. St., Holland J. G. *A geochronological study of the Lewisian from Loch Laxford to Durness, Sutherland, N. W. Scotland.* — J. Geol. Soc., *London*, 1972, *vol. 128, pt 1.*

514. Lambert R. St., Poole A. B. The relationship of the Moine schists and Lewisian gneisses near Mallaigmore, Inveness-shire. — Proc. Geol. Assoc., 1964, vol. 75, p. 1.

515. Lanphere M. A. Geochronology of the Javapai Series of central Arizona. — Canad. J. Earth. Sci., 1968, vol. 5, № 3, pt 2.

516. Latulippe M. The relationship of mineralization to Precambrian stratigraphy *in the Matagami Lake and ValdOr districts of Quebec.* — *Geol. Assoc. Canada.* 1966, sp. pap., № 3.

517. Lauren L. An interpretation of the negative gravity anomalies assotiated with the rapakivi granites and Jotnian sandstone in Southern Finland. — Geol. Fören. Förh., 1970, vol. 92, pt 1, № 540.

518. Lawson A. C. A standart scale for the pre-Cambrian rock of North America. 12-th Int. Geol. Congr., C. R., 1913.

519. Leech A. P. *Potassium-argon dates of basic intrusive rocks of the district of Mackenzie*, N. W. T. — Canad. J. Earth. Sci., 1966, vol. 3, № 3.

520. Leith C. K., Lund R. J., Leith A. Precambrian rocks of the Lake Superior region. — U. S. Geol. Surv., prof. pap., 1935, № 184.

521. Lepp H. The distribution manganese in the Animikian iron formation of Minnesota. — «Econ. Geol.», 1968, vol. 63, № 1.

522. Lepp H., Goldich S. S. Origin of Precambrian iron formation. — «Econ. *Geol.*», *1964, vol. 59, № 6.*

523. Lindsey D. A. Glacial sedimentology of the Precambrian Gowganda formation, Ontario, Canada. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1969, vol. 80, № 9.

524. Livingston D. E., Damon P. E. The ages of stratified Precambrian rock sequences in central Arizona and northern Sonora. — Canad. J. Earth Sci., 1968, vol. 5, № 3, pt 2.

525. Logan B., 1961. Cryptozoon and associate stromatolites from the recent Shark Bay, *Western Australia.* — *J. Geol.*, vol. 69, № 5.

526. Mac Cartney W. D. Whitbourne map-area, Newfoundland. — Geol. Surv. Canada, 1967, mem. 341.

527. Mac Laren A. S. Preliminary map Kinojevis, Temiscamingue country, Quebec. — Geol. Surv. Canada, 1952, pap. 52—6.

528. Mac Mannis W. S. *La Hood formation — a coarse facies of the Belt series in* Soutwestern Montana. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1964, vol. 74, № 4.

529. Magnusson N. H. Jotniska och Subjotniska bergarternas aldersstallning. — Geol. Fören. Stock. Förh., 1964, Bd. 86, pt 1, № 516.

530. Magnusson N. H. Pre-Cambrian history of Sweden. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1965, vol. 121.

531. Mathur S. M. A note on the Bijawar Series in the eastern part of type area, Chhatarpur *district*, N. P. — *Rec. Geol. Surv. India*, *1960*, *vol. 86*, № 3.

532. Mattew G. F. Eozoon and other low organisms in Laurentian rocks at St. John. — Nat. Hist. Soc., New Brunswick, 1890, Bul., № 9.

533. Mattews P. S., Scharrer R. H. A graded unconformity at the base of the Early Pre-Cambrian Pongola System. — Trans. Geol. Soc. South Africa, 1968, vol. 71, pt 3.

534. Mawdsley J. B., Norman G. W. Chibougamau Lake map-area, Quebec. — *Geol. Surv. Canada*, *1935*, *mem. 185.*

535. Miller J. A., Brown P. E. Potassium-argon age studies in Scotland. — Geol. Mag., 1965, vol. 102, № 2.

536. Miller W. G., Knight C. W. The Grenville — Hastings unconformity. — Ontario Dep. Mines, Ann. Rept., 1908, vol. 16, pt 1.

537. Miller W. G., Knight C. W. *The Precambrian geology of southeastern Ontario.* — Ontario Dep. Mines, Ann. Rept., 1914, vol. 22, pt 2.

538. Misra S. B. Stratigraphy and depositional history of Late Precambrian coelenterate-bearing rocks Southeastern Newfoundland. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1971, vol. 82, № 4.

539. Money P. L. The Wollaston Lake fold-belt system, Saskatchewan-Manitoba. — Canad. J. Earth Sci., 1968, vol. 5, № 6.

540. Mont Laurier and Kempt Lake map-areas, Quebec. A preliminary report on the Grenville project. — Geol. Surv. Canada, 1966, pap. 66—32. Aut.: H. R. Wynne-Edwards, A. F. Gregory, P. W. Hay a. o.

541. Moore E. S. Region east of the south end of Lake Winnipeg. — Geol. Surv. Canada. Sum. Rept. (1912), 1914, № 262.

542. Moore J. M., Thompson P. H. The Flinton Group, Grenville Province, Eastern Ontario, Canada. — Int. Geol. Congr., 24 ses., sect. 1, Precambrian geology, *Montreal*, 1972.

543. Morse S. A. Age of Labrador anorthosites. — «Nature», 1964, vol. 203, № 4944.

544. Muir M. D., Sutton J. Some fossiliferous Pre-Cambrian chert pebbles within the *Torridonian of Britain*. — «Nature», 1970, vol. 226, № 5244.

545. Murchison R., Verneuil E., Keyserling A. The geology of Europe and Ural Mountains. London — Paris, 1845.

546. Murray R. C. Late keweenawan or early cambrian glatiation in Upper Michigan. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1955, vol. 66, № 3.

547. Nath M., Raja Rao C. S., Srikantan B. Geology of Jaipur-Ajmer-Udaipur area, Rajasthan. Gulde to excursion. — Int. Geol. Congr., 22, Ses., India, 1964.

548. Nautiyal S. P. Precambrian of Mysore Plateau. Proc. 53-rd Indian Sci. Congr., pt 2., sect. geol., georg., Calcutta, 1965.

549. Norin E. Geology of Western Qurug Tagh, Eastern Tien-Shan. Rep. Sci. Exped. NW Prov. China under lead Dr. Sven Hedin. III. Geology 1, Stockholm, 1937.

550. Obradovich J. D., Peterman Z. E. Geochronology of the Belt Series, *Montana*. — Canad. J. *Earth Sci.*, 1962, vol. 5, № 3, pt 2.

551. Pasteels P., Silver L. T. Geochronologic investigation in the crystalline rocks of the Grand Canyon, Arisona (abs.). — Geol. Soc. Amer., 1966, spec. pap., № 87.

552. Peacock J. D. *The geology of Dronning Luise Land, NE Greenland. Medd.* Crönland. 1956, vol. 137, № 7.

553. Pedersen K. R. Late Precambrian microfossils from Peary Land. Grönl. Geol. Undersög., Rap. № 2, Rep. of activities, 1969, 1970.

554. Pedersen K. R., Lam J. Precambrian organic compounds from the Ketilidian of South West Greenland. — Grönl. Geol. Undersög., 1968, Bul., № 74.

555. Perry E., Monster J., Reimer T. Sulfur isotopes in Swaziland system barites and the evolution of the Earth's atmosphere. Sci., 1971, vol. 171, № 3975.

556. Perry W. J., Roberts H. G. Late Precambrian glaciated pavements in the Kimberley region, Western Australia. — J. Geol. Soc. Australia, 1968, vol. 15, pt 1.

557. Pettijohn E. J. Archean sedimentation. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1943, vol. 54.

558. Pichamuthu C. S. The Precambrian of India. — In: The Precambrian, vol. 3. Ed. K. Rankama, N. Y., Intersci. publ., 1967.

559. Pichamuthu C. S. Precambrian geochronology of Peninsular India. — J. Geol. Soc., India, 1971, vol. 12, № 3.

560. Pidgeon R. T., Compston W. The age and origin of the Cooma granite and associated metamorphic zones, New South Wales. — J. Petrol., vol. 5, № 2.

561. Poulsen C. The Cambrian of the East Greenland geosyncline. — In: El sistema Cambrica. — Sympos. Congr. Geol. Int., Compt. Rend. 20-th sec., Mexico, vol. 1, 1956.

562. Poulsen C. Fossils from the Lower Cambrian of Bornholm. — Mat. Fys. Medd. Dan. Vid. Selsk, 1967, vol. 36, № 2.

563. Poulsen V. The sandstones of the Precambrian Eriksfjord formation in South Greenland. — Geol. Surv. Greenland, 1964, rep. № 2.

564. Prasada Rao G. H., Murty Y. G., Dekkshitulu M. Stratigraphic relations and associated sedimentary sequences in part of Keionjhar, Cuttack and Sundargarh districts, Orissa, India. Rept. of 22 sess. IGC, India, 1964, pt 10, N. Delhi. 1964.

565. Precambrian geochronology of the Medicine Bow Mountain, Southeastern Wyoming. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1968, vol. 79, № 12. Aut.: F. A. Hills, P. W. Gast, R. S. Houston a. o.

566. Precambrian stratigraphy of Minnesota. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1951, vol. 62, № 1017. Aut.: F. F. Grout, J. W. Gruner, G. M. Schwartz a. o.

567. Prest V. K. Geology of the Carr Township area. — Ontario Dept. Mines Ann. Rept., 1953, vol. 60, pt 4.

568. Price R. A. The Precambrian Purcell system in the Rocky Mountains of southern Alberta and British Columbia. — Bul. Can. Petrol. Geol., 1964, № 12.

569. Radhakrishna B. R. Reconsideration of some problems in the Archaean complex of Mysore. — J. Geol. Soc. India., 1967, vol. 8.

570. Raja R. C., Iqbaludhin M. R. Algae structures from Aravalli beds near Dakan Kotru, Udaipur district, Rajasthan. — «Current Science», 1968, vol. 37, № 19.

571. Rama Rao S. The Archaean complex of Mysore. — Bul. Mysore Geol. Dept., 1940. vol. 17.

572. Rama Rao B. Handbook of the geologie of Mysore state, Southern India, 1962.

573. Ramdohr P. The Witwatersrand controversy a final comment on the revieu by Professor C. F. Davidson. — «Mining Mag»., (July), 1961.

574. Rankama K. Global Precambrian stratigraphy. — Soc. sci. Fennica. Arsbok — Vuosikirja, Helsinki, 1967, Bul. 45, № 1.

575. Rankin D. W. Late Precambrian glaciation in the Blue Ridge Province of the Southern Appalachian Mountains (abs.). — Geol. Soc. Amer., 1969, sp. pap., № 121.

576. Rankin D. W. *Stratigraphy and structure of precambrian rocks in Northwestern* North Carolina. — In: Studies of Appalachian geology, Central and Southern. — *Intersci. publ., 1970.*

577. Rb-Sr whole-rock age of the Sudbury lopolith and basin sediments. — Canad. J. Earth Sci., 1968, vol. 5, № 3, pt 2. Aut.: H. W. Fairbairn, G. Faure, W. H. Pinson a. o.

578. Reesor J. E. The Proterozoic of the Cordillera in Southestern British Columbia and Southwestern Alberta. — Roy. Soc. Canada, 1957, spec. publ. № 2.

579. Roberts J. D. Late Precambrian glaciation: an anti-greenhouse effect? — «Nature», 1971, vol. 234, № 5326.

580. Roscoe S. M. Stratigraphy Quirke Lake — Elliot Lake, Blind River area, Ontario. — Trans. Roy. Soc. Canada. Spec. publ., 1957, № 2.

581. Roscoe S. M. Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian *Shield.* — *Geol. Surv. Canada, 1969, pap. 68—40.*

582. Ross C. P. The Belt series in Montana. U. S. Geol. Surv. 1963, Prof. pap., № 346.

583. Ross C. P. Precambrian of the USA: Northwestern United States the Belt Series. — In: The Precambrian, vol. 4, N. Y. — L., Intersci. publ., 1970.

584. Ryan B. D., Blenkinsop J. Geology and geochronology of the Hellroaring Creek Stock, British Columbia. — Canad. J. Earth Sci., 1971, vol. 8, № 1.

585. Ryka W. The charnokites of the crystalline basement in the North-Eastern part *of the Polish Lowland. — Bul. Inst. geol., Warszawa, 1968, № 237.*

586. Ryka W. Development of the crystalline basement of North-Eastern Poland. — Materialy i Prace, 1970, vol. 34.

587. Sakko M. Varhais-Karjalaisten metadiabaasien radiometrisia zirkoni-ikiä. Geology, 1971, vol. 23, № 9—10.

588. Salmo, British Columbia. — Map 1145A, 1 : 63.360. — Geol. Surv. Canada, Dep. Mines, Techn. Surv., 1965.

589. Salop L. I., Scheinmann Yu. M. Tectonic history and structures of platforms and shields. — «Tektonophysics», 1969, vol. 7, № 5—6.

590. Sarkar S. N. *Present status of Precambrian geochronology of Peninsular India.* — Int. Geol. Congr., 24 ses., sect. 1, Precambrian geology, Montreal, 1972.

591. Sarkar S. N., Saha A. K., Miller J. A. Potassium-argon ages from oldest metamorphic belt in India. — «Nature», 1967, vol. 215, № 5104.

592. Sayyah T. A. Geochronological studies of the Kinsley stock, Nevada, and the Raft River Range, Utah. Ph. D. thesis, Utah. Univ., Sal Lake City, 1965.

593. Schnitzer W. A. Die jung-algonkischen Sedimentationsräume Peninsula-Indiens. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1969, Bd. 133, № 2.

594. Schnitzer W. A. Zur Stratigraphie und Lithologie des nördlichen Chhattisgarh-Beckens (Zentral Indien) unter besonderer Berücksichtigung von Algenriff-Komplexen. — Zs. Deutsch Geol. Ges., 1969, Bd 118.

595. Schopf J. W., Barghoorn E. S. Alga-like fossils form the early Precambrian of Soutth Africa. — «Science», 1967, vol. 156, № 3774.

596. Sederholm J. Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. — Bul. Comm. Geol. Finlande, 1899, № 6.

597. Sederholm J. Prequartiary rocks of Finlande. Explanatory notes to accompany a General geological map of Finland, 1930, Bd. 91.

598. Sedgwick A. A synopsis of the English series of stratified rocks interior to the old red sandstone; with an attept to determine the succesive natural groups and formations. — Proc. Geol. Soc. London, 1838, vol. 2, № 58.

599. Sen S. Some problem of Precambrian geology of the Central and Southern Aravalli Range, Rajastan. — J. Geol. Soc. India, 1970, vol. 11, № 3.

600. Shride A. F. Younger Precambrian geology in Southern Arizona. US Geol., Surv., 1967, prof. pap. 566.
601. Silver L. T. Precambrian batholiths of Arizona (abs.). — Geol. Soc. Amer., 1969, sp. pap., № 121.
602. Silver L. T., Mac Kinney C. R., Wright M. C. Some Precambrian ages in the Panamit Range, Death Valley, California. — Geol. Soc. Amer., 1962, sp. pap., vol. 68, № 55.
603. Simonen A. Pre-Quaternary rocks in Finland. — Bul. Com. Geol. Finlande, 1960, № 191.
604. Škvor U. The main principles of the pre-platform geological development of the Bohemian Massif. — Kristalinikum 6, Prague, 1968.
605. Smith A. G., Barnes W. C. Correlation and facies changes in the carbonaceous, calcareous, and dolomite formation of the Precambrian Belt-Purcell supergroup. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1966, voll. 77, № 12.
606. Some dates and subdivisions of the Canadian Shield. — Geol. Assoc. Canada Proc., 1955, vol. 7, pt 2. Aut.: G. L. Cumming, J. T. Wilson, R. M. Fargular a. o.
607. Springer G. D. Geology of the Cat Lake, Winnipeg River area. — Manitoba Mines Bur., Prelim. rep., 1949, vol. 4—7.
608. Stern T. W., Newell M. F., Hunt C. B. Uranium-lead and potassium-argon ages of part of the Amargosa thrust complex, Death Valley, California. — US Geol., Surv., prof. pap., 1966, № 550-B.
609. Stevens R. D. K-Ar age of Cambrian glauconites from Alberta. — Geol. Surv. Canada, Rep. of activities, pt. 2, 1965, pap. 65—1.
610. Steward J. H. Upper Precambrian and Lower Cambrian strata in the Southern Creat Basin California and Nevada. — US Geol. Survey, 1970, prof. pap., № 620.
611. Stille H. Die assyntische Ära und vor — mit und nach-assyntische Magmatismus.— Zs. Deutsch Geol. Ges., 1946, Bd 98.
612. Stockwell C. H. Rice Lake-Gold Lake area, southeastern Manitoba. — Geol. Surv. Canada Mem., 1938, № 210.
613. Stockwell C. H. Structural provinces, orogenesis, and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield. — Geol. Surv. Canada, 1961, pap., № 61—17.
614. Stockwell C. H. Fourth report on structural provinces, orogenesis, and classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield. — Geol. Surv. Canada, 1964, pap. 64—17 (pt 2).
615. Stockwell C. H. Geochronology of stratified rocks of the Canadian Shield. — Can. J. Earth. Sci., 1968, vol. 5, № 3, pt 2.
616. Stratigraphy of the Lower Precambrian rocks in Vermilion district, northeastern Minnesota. — Minnesota Geol. Surv., 1970, Rept. Aut.: G. B. Morey, J. G. Green, R. W. Ojakangas a. o.
617. Sutton J., Watson J. The Pre-Torridonian metamorphic history of the Torridon and Scourie areas of the North-West Highlands. — Quart. — J. Geol. Soc. London, 1951, vol. 106, № 241.
618. The filling of the Circum-Ungava geosyncline. — Geol. Surv. Canada, 1970. pap. 70—40. Aut.: E. Dimroth, W. R. Baragar, R. Bergeron a. o.
619. The Precambrian geology and geochronology of Minnesota. Univ. Minnesota. — Minnesota Geol. Surv., 1961, Bul. 41. Aut.: S. S. Goldich, A. O. Nier, H. Paadsgaard a. o.
620. The Precambrian stratigraphy of the Armorican Massif, N. W. France. — Int. Geol. Congr., 24 ses., sect. 1, Precambrian geology, Montreal, 1972, Aut.: R. Roach, C. Adams, M. Brown a. o.
621. The tectonics of the Canadian Shield. Ed. J. Stevenson. Toronto, 1962.
622. Thorpe R. L. Comments on rocks ages in the Yellowknife area, district of Mackenzie. — Geol. Surv. Canada, 1971, pap. № 1, P. B.
623. Tectonical map of Canada 1 : 5 000 000. Geol. Surv. Canada, 1968.
624. Tilton G. R. Sphene: uranium — lead ages. — «Science», 1968, vol. 159, № 3822.
625. Tremblay L. P. Geology of Beechey Lake map-area, district of Mackenzie (76G). Geol. Surv. Canada Mem., 1971, № 365.
626. Valdiya K. S. Stromatolites of the Lesser Himalayan carbonate formations and the Vindhyans. — J. Geol. Soc. India, 1969, vol. 10.
627. Van Breemen O., Dodson M. H., Vail J. R. Isotopic age measurement on the Limpopo orogenic belt, Southern Africa.— «Earth and Planet.», «Sci. Letters», 1966, vol. 1, № 6.
628. Van Gundy C. E. Nankoweap Group of the Grand Canyon, Algonkian of Arizona. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1951, vol. 62, № 8.

629. Van Hise C. R. The problem of the pre-Cambrian. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1908, vol. 119.
630. Van Hise C. R., Leith C. K. The geologie of the Lake Superior region. — U. S. Geol. Surv., 1911, mem. 52.
631. Van Niekerk C. B., Burger A. J. A note on the minimum age of the acid lava of the Onwerwacht Series of the Swaziland System. — Trans. Geol. Soc. South Africa, 1969, vol. 72, p. 1.
632. Van Schmus R. The geochronology of the Blind River-Bruce Mines area, Ontario, Canada. — J. Geol., 1965, vol. 73, № 5.
633. Verma K. K., Prasadk N. On the occurrence of some trace fossils in Bhander Limestone (Upper Vindhyan) of Rewa district, Madh.-Prad. — Current Sci., 1968, vol. 37, № 19.
634. Volborth A. Rapakivi — type granites in the Rrecambrian complex of Gold Butte, Clark Country, Nevada. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1962, vol. 73, № 7.
635. Walcott Ch. The fauna of the Lower Cambrian. — U. S. Geol. Surv., 10-th Ann. Rep., 1889, p. 549.
636. Walcott Ch. D. Notes on fossils from limestone of Steeprock series, Ontario, Canada. — Geol. Surv. Canada, 1912, mem. № 28.
637. Wasserburg G. J., Lanphere M. A. Age determination in the Precambrian of Arizona and Nevada. — Geol. Soc. America Bul., 1965,vol. 76, № 7.
638. Watts W. W. Geology of the ancient rocks of Charnwood Forest. Leicester, 1947
639. Weeks L. J. The Proterozoic of eastern Canadian Appalachia. — In: The Proterozoic in Canada, Roy, Soc. Canada, Spec. Pub., 1957, № 2.
640. Welin E., Blomgvist G. Age measurements on radioactive minerals from Sweden. — Geol. Fören. Förh., Stockholm, 1964, vol. 86, p. 1, № 516.
641. Welin E., Lundqvist Th. New Rb-Sr age data for the Sub-Jothian volcanics (Dala porphyries) in the Los-Hamra region, Central Sweden. — Geol. Fören. Förh., Stockholm, 1970, vol. 92, pt. 1, № 540.
642. Wheeler H. E. Ozark Pre-Cambrian-Paleozoic relations. — Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1965, vol. 49, № 10.
643. Wheeler R. R. Ozark Precambrian — Paleozoic relations: discussions and replies. — Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1966, vol. 50, № 5.
644. Whole-rock Rb-Sr age of norite and micropegmatite at Sudbury, Ontario. — J. Geol., 1964, vol. 72, № 6. Aut.: G. Faure, H. W. Fairbairn, P. M. Hurley a. o.
645. Williams N. C. Late Precambrian and early Paleozoic geology of western Uinta Mountains. — Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1953, vol. 37, № 12.
646. Wilson M. E. Precambrian classification and correlation in the Canadian Shield. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1958, vol. 69, № 6.
647. Windley B. F. Anorthosites of Southern West Greenland. — In: North Atlantic — Geology and continental drift. Mem. 12, 1969.
648. Windley B. F. Evolution of the early Precambrian basement complex of Southern West Greenland. — Geol. Assoc. Canada, 1969, sp. pap. № 5.
649. Woodward L. A. Stratigraphy and correlation of late Precambrian rocks of Pilot Range, Elko county, Nevada, and Box Elder county, Utan. — Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1967, vol. 51, № 2.
650. Wright L. A., Troxel B. W. Strata of Late Precambrian — Cambrian age, Death Valley region, California — Nevada. — Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1966, vol. 50, № 5.
651. Wynne-Edwards H. R. Westport map-area, Ontario, with special emphasis on the Precambrian rocks. — Geol. Surv. Canada, 1967, mem. 346.
652. Yorath C. I., Balkwill H. R., Klassen R. W. Geology of the eastern part of the northern interior and Arctic coastal plains, Northwest Territories. — Geol. Surv. Canada, 1969, pap. 68—27.
653. Young G. M. Sedimentary structures in Huronian rocks of Ontario. — «Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol»., 1968, vol. 4, № 2.
654. Young G. M., Church W. K. The Huronian system in the Sudbury district and adjoning areas of Ontario. A review. — Proceed. Geol. Assoc. Canada, 1966, vol. 17.
655. Ziegler P. A. Frühpaleozoische tillite im ostlichen Yukon Territorium (Canada). — Eclogae geol. Helv., 1959, Bd. 52, № 2.
656. Zirson age of felsic volcanic rocks in the Upper Precambrian of the Blue Ridge, Appalachian Mountains. — «Science», 1969, vol. 166, № 3906. Aut.: D. W. Rankin, T. W. Stern, I. C. Reed, M. F. Newell.
657. Zoubek V. Moldanubicum und seine Stellung in geologischen Bau Europas. Freiberg. — Forschungshefte, 1965, H. 190.
658. Zwart H. J. The Paleozoic crystalline rocks of the Pyrenees in their structural setting. — «Kristalinicum», 6, Prague, 1968.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ *

Абалаковская толща 124, II(8)
Абитиби серия (толща) 99, III(27)
Абнер свита III(33)
Абриго свита 241, III(6, 8)
Абчадская свита 123
Авзянская свита 171, 214, I(43)
Агалеевская свита II(8, 9)
Агардсбьерг свита III(72)
Адамс-Саунд свита III(42)
Аделине-Лейк свита 206, III(37)
Аджабхар подсерия 128
Айдахо комплекс III(52)
Айлыгская свита 93, 195
Айрин свита 227, III(59)
Айсинская свита II(21)
Айская подсерия (свита) 116, 117, I(43)
Академикербреен подсерия 179
Акбиикская свита 236, I(44)
Акбулакская серия 194, 224, 225
Акитканская серия 122, 159, 160, 183, 189, II(23)
Актюзская свита 57
Аккольская свита 195
Аладьинская свита 184—186, 188, 214, II(9)
Алвар подсерия 128
Алданская серия 50—52, 56, 70, 74, 247, II(13)
Александровская свита 119, 123, II(29)
Алешкинская свита 221, II(9)
Аллисон свита III(33)
Алпе-Фьорд свита III(72)
Алыгджерская свита 92, 93, II(18)
Альванарская свита 56, II(32)
Альмесокра серия 211, I(5)
Амазарская (никиткинская) серия 91, II(29)
Амалатский комплекс II(28)
Амбардахская свита 95
Амиск серия 101, III(15)
Амитсок гнейсы 68, 273
Амнусская свита 196
Амуликанская свита II(14)
Амурская серия 95, 126
Анабарская серия 51, 52, 74, II(1)
Анайская серия 160, 170, 183, II(22)
Анакиста алевролиты III(78)
Анангрская свита 183, 191, 222, II(24)
Анастасьинская свита 223, 224, 239, II(18)
Ангаульская свита 160
Ангульская свита 239, II(18)
Андотская свита II(21)
Анимики надсерия 135, 136, 139, 148, 154, 164, 201, I(22—24)
Анкар серия 202, III(54)
Аньшань серия 94, 95
Апаче серия 203, III(68)
Аполлоновская свита II(7)
Аппекуни свита III(60)
Аравалли серия 127—129, 226
Аралбайская серия 94
Аримасская свита II(4)
Арктик-Бей свита III(42)
Арланская свита 117, 175—177, I(34)
Архутская свита 92, II(19)
Арчер-Фьорд конгломераты III(69)
Аршинская серия 49, 86, I(43)
Ассейн серия 186, III(16)
Астон свита III(40)
Атабаска серия 164, 200, III(8, 13)
Атамановская свита 52, 53, 76, II(8, 9)
Атбашинская свита 57
Атол-Пойнт свита III(42)
Атомфьелла серия 120
Аттикамаген свита 140, III(34)
Аульская серия 45, I(18)
Аунакитская свита 183, 191, II(24)
Ашинская серия 236, 237, 245, I(43)
Аш-Крик серия 142, 154, 165, III(68)
Ашуанипи комплекс III(33, 34)
Аянахская свита 50, II(13)
Аянская свита 120, II(29)

Базавлукская серия 85, I(18)
Байкальская серия 155, 160, 182—184, 206, 222, II(22)
Байконырский горизонт 224, 225
Бакаберг свита 179, 219
Бакаирская свита 194
Бакальская свита 116—118, I(43)
Баклундтоппен свита 179
Балка кварциты 236, I(5)
Баллаганахская подсерия 181—183, 190—193, II(23, 24)
Баллаганахская свита 189, 191, II(24)
Балтийская серия 235, I(21)
Балтимора комплекс 69, III(75)
Бандак серия («группа») I(1)
Бандельканд комплекс (гнейсы) 61, 128
Барага серия III(24)
Баракунская свита 182, 183, 191, 193, II(23, 29)

* В указателе римские цифры обозначают номер таблицы во вкладке, а следующие за *ними арабские цифры в скобках* — номера колонок на таблице.

Баргоутная серия 217, 236, I(13)
Баргузинская свита 189, 190, II(25)
Баренцева моря серия 274
Барнес конгломераты 203, III(68)
Барнсайд свита 133, III(3)
Барочная свита II(8)
Бар-Ривер свита 130, 147, 156
Басегская серия 172, I(42)
Басинская свита 236, I(43)
Бастион свита III(72)
Бахтинская свита 190, II(18)
Бедамельская свита I(39)
Бед-Ривер свита 135
Безымянная свита 185, 188, II(10)
Бекеляхская свита (толща) 52, II(1, 2)
Бек-Спринг свита 205, III(67)
Бектурганская серия 57, 94
Белекейская свита 236, I(44)
Белозерская серия 113—115, 155, I(18)
Белокоровичская свита 157, 158, I(15)
Беломорская серия 43, 76, 78, I(12)
Белореченская свита 92, 124, II(21)
Белоцерковская свита 45, 46, 77, I(16)
Белт надсерия 203, 204, III(61, 62)
Белт серия III(63)
Белчер серия 154, III(31)
Бергаульская серия 84, I(11)
Березянская свита 196
Берестовецкая свита 178, 215
Бересфорд свита III(18)
Бесси-Лейк свита 205, III(37)
Бессовецкая свита (серия) 110, 111, 117, I(10)
Бивабик свита III(23)
Биг-Коттонвуд серия 204, 205, 228, III(66)
Биджавар серия 128, 148, 152
Билинская свита 93
Биллээх-тамахская свита (толща) 52, 78, II(1, 2)
Билляхская серия (свита) 160, 161, 192, II(1, 2)
Бири свита 173, 217, I(2)
Бириндинская свита 161, II(14)
Бирюсинская серия 53, 54, 57, 78, II(18)
Биттер-Спринг свита 227
Биту-джидинская свита 190, II(20)
Бишоп свита 137
Блондо-Лейк свита III(29)
Блоис свита 141, III(50)
Блэкбрук свита (серия) 218
Блэк-Ривер свита (толща) 100, III(28)
Богатырская свита 184, II(21)
Богачанская свита II(13)
Богдановская свита 46, I(19)
Богоройская свита II(19)
Бодайбинская подсерия 182, 183, 222, 223, II(24)
Боздакская серия 162, 193, 194
Бозигенская свита 224
Боксонская свита 223, 240, 246, II(19)
Бологоевская свита 216, I(23, 29)
Болса кварциты 203, 241, III(68)
Большого Нарына серия 195
Большой Конгломерат Конго 231
Бонависта свита 242, III(73)
Бонанца-Кинг свита III(67)
Боннер свита III(62)
Боннетерри свита III(56)
Боннет-Плум-Ривер тиллиты III(57)
Боровская свита I(33)
Боровская серия 94, 162, 175
Борсалинская серия 90, 91
Боруряхская свита 120, II(29)
Ботний (ботнийская серия) 114, 118, I(6)
Бранд свита (серия) 218
Браун-Саунд свита 133, III(3)
Брейвик алевролиты 236, I(1)
Бренлунд свита (доломиты) 227, III(46)
Бреттум спарагмит 173, I(2)
Бригус сланцы 242, III(73)
Бриовер надсерия 181, 218
Брогетдаль свита 205, III(72)
Брус свита 130, 131
Брусская свита 188, 222, II(10)
Бугарыхтинская свита 181, 183, II(23)
Бугская серия 44—46, 70, 76, 78, 86, I(15)
Булавайская серия 253
Булундинская свита 88, 89, 92, II(25)
Бульбухтинская свита 121, 123
Бурзянская серия 86, 116—118, 145, 155, 158, 172, I(43)
Буркочимская серия 172, I(41)
Бурлинская свита 190, II(27)
Бурмакинская свита II(8)
Буровой свита 185, 187, II(7)
Бурундинская свита 222, II(28)
Бутия комплекс III(40)
Бутонская свита 217, I(42)
Бутунская свита 120, 121, 123, 147, II(29)
Буульгенская свита I(46)
Бхандер серия 199
Быстринская свита 173, I(38)
Бьёрневанн 85, I(1)
Бэйфилд серия 226, 241, III(24)

Вава свита III(25)
Вакехем серия 206, III(36)
Вакко серия I(3)
Ваконичи-Лейк III(29)
Валдайская серия 233—236, 244, I(21—24, 28, 29)
Валлен серия 102, 141, III(50)
Валтимо толща I(8)
Валюхтинская свита 182, 183, 191, 193, II(23, 29)
Ванишгоу свита III(18)
Вапуссакату свита III(36)
Варгфорс серия 118, I(4)
Вардаль песчаники 236, I(2)
Варяжская серия 217, I(3, 4)
Васекван серия 101, III(14)
Ваханская серия 57, 77
Вачская свита 183, 191, II(24)
Веденяпинская свита 216, I(30, 31)
Вейдин-Бранч свита III(78)
Велвинская свита 234, I(34)
Вепская серия 110—112, 150
Вермилион-Лейк свита III(23)
Верхнеайская свита 116, 117
Верхнеанабарская подсерия 51, 52, 76, II(1, 2)
Верхнебавлинская серия I(35, 36)
Верхневороговский комплекс II(8)
Верхнекумакская серия 118, I(45)
Верхнеламуйский комплекс 51
Верхнепадринская свита II(25)
Верхнепадроканская свита 239, II(24)
Верхнесуннагинская свита II(14)
Верховцевская серия 85, 113, I(18)
Вестана серия I(5)
Вестервик серия I(5)
Вестерн-Ривер 133, III(3)

Вестертана серия 274
Ветеранен подсерия 119, 179
Ветланд серия I(5)
Визингсо серия 173, 200, 202, I(5)
Виктор-Бей свита III(42)
Вилер комплекс III(35, 36)
Вилмес-Фоссар свита 181
Вильвенская свита 217
Вильчанская свита 216, I(24)
Виндермер серия 204, 227, 243, III(59)
Виндийская надсерия (Виндий) 128, 162, 199, 226
Виски-Лейк свита 206, III(37)
Витватерсранд серия 148
Витимская серия 55, II(24)
Вихди толща 85, I(6)
Вишну комплекс 102, 142, 154, 202, III(54)
Вог-Лейк 136, 164, III(8)
Волкушинская свита 196
Вологодская свита 216, I(23, 29)
Володарская свита 45, 76, I(16)
Волоковая серия 217, 284, I(13)
Волшпахская свита 43, 78, I(14)
Волынская серия 178, 235, 244, I(26)
Вороговская серия 221, II(8)
Воронежская свита (серия) 115, I(20)
Воронская свита 216, I(30, 31)
Воронья-Колмозеро серия 85, 113, I(14)
Второкаменская свита 185, 187, II(7)
Вуд-Каньон свита 241, III(67)
Вулстенхолм свита 227, III(45)
Вульф-Ривер 242, III(44)
Вучуск-Лейк свита 205, III(37)
Вятская толща 124, II(8)

Гавернемент-Риф свита 148
Галеевская свита I(44)
Галерос свита 202, III(54)
Ганург сланцы 199
Ганфлинт свита 13, 141, III(22)
Гаоюйчжуан свита 197
Гарганская свита 121
Гаргинская серия (толща) 91—93, II(28)
Гардар серия 201, III(51)
Гаревская свита 217, I(42)
Гарнет свита III(62)
Гастингс серия 138
Гдовская свита I(21—24)
Генри-Крик свита III(58)
Гетега свита III(58)
Гимольская серия 84, 107, I(9)
Глазгобреен свита 179
Гленармский комплекс 229
Глен-Фалз песчаники III(74)
Глуска порфиры I(24)
Гожанская свита 174—177, 207, I(34)
Голоустенская свита 182, 184, 188, II(22)
Голумбейская свита 54, 57, 78, II(18)
Гонамская свита 118, 161, II(14)
Горбылокская свита 89, 161, 184, II(8, 9, 26)
Гордон-Лейк свита 130, 147
Городокская свита (Белоруссия) 86, I(24)
Городокская свита (Украина) 86
Горхонская свита 222—224, 240, II(19)
Госхамна свита 180
Готия серия 179, 219, 237
Готхоб комплекс 68, 83, 102, III(49)
Гоуганда свита 130, 131, 135, 148, III(27)
Гоулбурн серия 133, 137, 143, 153, 200, III(3, 4)
Гохтачинская свита 183, 191, II(24)
Грамдаканская свита 183
Гранвиль тиллиты 218
Гранд-Каньон надсерия 202, III(54)
Грандфаза серия 228, III(76)
Грейсон свита III(61)
Грейт-Айленд серия 136, III(12)
Грейт-Слэйв надсерия 132, 137, 143, 144, 147, 153, 164, III(6)
Грейт-Смоки серия 229, 242, III(78)
Гремихинская свита II(8)
Гренвилл комплекс («надсерия») 70, 76, 138, III(38)
Гренвилл серия 69, 70, 77, III(38)
Гренсесё свита 141, 180, III(50)
Грикватаун свита 148
Грингхорн свита III(61)
Гриннел свита III(60)
Грин-Хед серия 138, 154
Грос-Кэп свита III(25)
Груздевбреен свита 179
Грустнинская свита II(15)
Гукитская свита 223, 239, II(24)
Гурон надсерия 100, 129, 130, 132, 135, 138, 142, 144, 146—148, 152, 155, 156, III(26)

Дабатская свита 189, 190, II(27)
Дабаунт верхний серия 163, 164, 200, 201, III(10, 11)
Дабаунт нижний серия 136, 163, 164, 200, 201, III(10, 11)
Давидсон комплекс III(19)
Дадыктинская свита 185, 186, 188, II(9)
Дайебег свита 180
Дала-песчаники I(4)
Дала-порфиры 157, I(4)
Далдарминская свита 92, II(21)
Далдынская подсерия 51, 52, 75, II(1)
Дальзаводская свита 196
Дальред серия (надсерия) 180, 181, 218, 237
Дальсланд серия I(5)
Данфи свита 140
Дарнли серия 201, III(39)
Дахунюй свита 197
Дашкинская свита 185, 186, II(9)
Дебенгдинская свита II(4)
Дейлегга серия 119, 120, 180
Дейли-Бей комплекс III(41)
Дейли-Лейк серия III(13)
Дели серия 127, 128, 162
Деминская свита I(41)
Демьяновская свита 46, I(19)
Денаулт свита 136, 139, 140, III(35)
Дербинская серия 92, 93, 124, 190, 195, II(18)
Деревнинская свита 185, 187
Джакболотский горизонт 225
Джебашская серия 195
Джежимская свита 173, I(38)
Джекобсвилл свита 241, III(22)
Джелдысуйская свита 194
Джелтулинская подсерия 50, 56, 57, 78, II(13)
Джемкуканская свита 182, 183, 191, 193
Джетымская серия 195
Джетымский горизонт 225
Джилмин-Лейк свита III(29)
Джони свита 228, 241, III(67)
Джордж свита III(58)

Джурская свита 185—188, 214, II(9)
Дзен-гольская свита II(19)
Дибинская свита 190, 223, II(19)
Дивидаль свита (толща) 236
Дикимдинская свита II(12)
Дикинсон серия 99, III(24)
Дип-Лейк серия 141, 154, III(52)
Дитурская серия 126
Дичунская свита 95
Днестровско-бугская свита 44—46, 76, I(15)
До-Ассейн серия 107, III(16)
«Доготские гнейсы» 44, I(5)
Дойеллоунайфский комплекс III(4, 5)
Докаролинский комплекс 139, 205, III(70)
Докетилидийский комплекс III(50)
Дольчиковская свита 188, II(10)
Доминопольская свита I(26)
Дорэ серия III(25)
Досикл серия III(14)
Доспилитовая серия (свита) 181
Доублет серия 140 III(34, 35)
Доуцунь свита 125, 126
Доушаньто свита 225
Драйшпин-Спринг свита 202, III(68)
Дракен свита 179
Дракоисен свита 219
Дулей свита III(36)
Дундас свита 227, III(45)
Дунье свита 125, 126
Дуольбасгайс кварциты 236, I(1)
Ду-Портейдж свита 140
Дурномысская свита 185, II(7)
Ду-Шамбон свита 140
Дханджори серия 163
Дхарвар верхний серия 126, 128
Дхарвар надсерия (серия, «система») 58—61, 95—98, 126, 128, 273
Дэнин свита 225
Дюамел свита 132, 133

Енганэпэйская свита 172, I(39)
Енисейская серия 52, 93, 125, II(8)
Ерминская свита 75, 76, II(21)
Ерминский комплекс 76, II(21)
Ермосохинская свита 183, II(21)
Ефимовская свита 94

Жайминская свита 93, 124, II(18)
Жалтаусская свита 224
Жбелия тиллит 231
Ждановская свита II(16)
Железорудная свита 113—115, II(17—19)
Жербинская свита 182, 233, 238, II(11, 23, 29)
Жидойская свита 53, II(21)
Жийдинская серия 94
Житковичская свита 119, I(24)
Жуинская свита 109, 182, 191, 193, II(23, 29)

Забра серия 165, 205, III(71)
Забриски свита 241, III(67)
Заминская подсерия 88, 89, 122, II(22, 24—26)
Зандсак песчаники III(77)
Збраньковская свита 157, 158, I(15)
Звенигородская серия 86, I(15)
Зверевская серия 56, 75, II(31)
Землепахтинская свита I(13)
Зеленореченская свита 45, I(17)
Зеленчукская серия 87, I(46)
Зерендинская серия 57, 78, 94
Зигазино-комаровская свита 171, 173, 174, I(43)
Зигальгинская свита 171, 174, I(43)
Зиганская свита 236, I(42)
Зигзагланд свита 141, III(50)
Зильмердакская свита 171, 178, I(43)
Златоустовская свита 126
Зогинская свита 53, 76, II(21)
Зубовополянская свита I(30)
Зубовская свита 236, I(13)
Зунмуринская свита 190, II(20)
Зунтейская серия 160, 183, 184, II(21)
Зыряновская толща 124, 125

Ивакская свита II(14)
Игарская свита II(6)
Игинчинская свита 126, 196
Игнатьевская свита I(28)
Иенгрская подсерия 50, 52, 56, 57, 74, 75, 247, II(13)
Излучинская свита 238, II(6)
Изъяхойская свита 218, I(39)
Изыкская серия 190, 222, 223, II(18)
Икабийская свита 120, II(29)
Икатская свита 189—191, 214, 222, II(28)
Иквалулик-Улуксак серия 201, 202, III(42)
Илеирская подсерия 55, 76, II(24, 25)
Или (Эли) серия 67, 105, III(23)
Илигирская свита 183, 191, 223, II(24)
Иликтинская свита 89, II(22)
Илимаусак свита III(51)
Иломанти толща 84, 85, I(8)
Ильменогорский комплекс 86, I(44)
Ильюшкинская свита 185, 187, II(7)
Ильявожская свита 231, 233, 236, I(41)
Ималыкская свита II(12)
Иманбурлукская свита 94
Имандра-Варзуга серия 113, I(13)
Иманская серия 57, 78, 95
Имняхская свита 183, 191, II(24)
Ингасунская свита 92, II(20)
Ингашинская свита 183, II(21)
Инглиш-Ривер серия 99
Ингулецкая серия 113
Ингульская серия 45, 75, 76, I(17)
Индостанский комплекс 59, 61
Инзерская свита 171, I(42)
Инырская свита 120, 123, II(29)
Иотний серия 157, I(2, 4, 6)
Ипситская свита 184, 186, II(21)
Иретская свита 92, 124, II(21)
Иркутная свита 92, 93, 124, 190, II(19, 20)
Иройская свита 190, II(20)
Исаевская свита II(8, 9)
Исбьёрнхамна серия 119
Исорток комплекс 68, III(49)
Итанчинская свита II(27)
Ичкелетауская серия 194
Ишунтинская свита II(19)

Йеллоунайф серия 63, 101, III(2—5)

Кабаргинская свита 196
Кавагама свита (толща) 100, III(28)
Каверинская свита I(30—32)

Кавыктинская свита 91, II(30)
Кадаликанская подсерия 182, 183, 189—191, 193, 206, 223, II(23, 24, 29)
Кадиллак свита (толща) 100, III(28)
Кадиозерская свита 84, I(9)
Кажимская свита I(22)
Казан свита 163, III(10)
Каиндинский комплекс 49, 87, I(45)
Каировская свита I(35—36)
Каймур серия 162, 199
Кайнарская свита 224
Кайнуу свита 156, I(8)
Кайраклинская свита 118, I(44)
Калантатская свита 52, 53, II(8, 9)
Калбазыкская серия 124, 160, 184, II(21)
Калевий серия 119, 155 I(8)
Калтасинская свита 117, 176—177, I(34)
Калыштинская свита I(43)
Каменская свита I(27)
Камерон-Бей серия 137, 200, III(1)
Каминак серия 63, 101, III(11)
Кампануладаль свита 227, III(47)
Кампануладаль известняки III(70)
Камчадальская свита 92, II(21)
Кандыкская свита 220, II(14)
Каниаписко надсерия 135, 136, 138, 139, 147, 154, III(33, 34)
Канинский комплекс 172, I(37)
Канская серия 52, 53, II(8)
Каньонная свита 188, 220, II(17)
Канюак свита 200, III(3)
Каписарко серия 141, 165
Кап-Линне свита 180
Каплоносская серия I(25)
Кап-Ханстен серия 159, 179
Карабуринская свита 194
Карагаинская серия 194, 225
Карагасская серия 184, 221, II(21)
Караджилгинская серия 194
Каракульджинская свита 77
Карамалинская свита 118, I(44)
Каратауская серия 171—174, I(43)
Каратышская подсерия (комплекс) 46, 78, I(19)
Карденас базальты 202
Карельский комплекс 110—112, 114, 115, 118, 142—144, 150, 155, I(3, 7—12)
Карлтон порфиры 241, III(55)
Карнул серия 199, 214
Карпентария «система» 166
Каррара свита 241, III(67)
Каррат серия 102, 141, III(48)
Карсакпайская серия 94, 162, 194
Карская свита II(16)
Карсуэл свита III(8)
Карточки (карточкинская) свита 184, 186—188, II(9)
Каруярвинская свита I(13)
Карьерная свита 221
Кассанская серия 195
Катавская свита 171, 178, I(43)
Катерская серия 189, 190, II(25)
Катковская свита II(27)
Катоктин серия 229, III(75)
Катсао свита III(36)
Каулз-Лейк свита 133, III(2)
Кахочелла свита 132, 133, III(6)
Качергатская свита 182, 184, 206, 222, II(22)
Кварцито-песчаниковая свита I(17)
Кварцито-песчаниковая толща I(23)
Кварцито-песчанико-сланцевая свита I(18)
Квирк-Лейк серия 130, 131, 135, 147, III(26)
Кебектинская свита 123, 155, II(11, 12)
Кедес песчаники III(77)
Кедровская серия 172, I(42)
Кейвская серия 85, 112, 113, 156, I(14)
Кейп-Вуд свита III(44)
Кейп-Ингенсолл доломиты 242, III(44)
Кейп-Кент свита III(42)
Кейп-Кови свита 229, 242, III(73)
Кейп-Лейпер доломиты 242, III(44)
Кейп-Смит надсерия 154
Кейп-Холбек свита 228, III(70, 47)
Кекабека свита III(22)
Кеменская подсерия 121, 123, II(29)
Кеминская свита 57
Кен-Безин филлит III(69)
Кенкольская серия 194, 195
Кеннеди-Ченнл серия (свита) 205, 228, III(69)
Керетьская свита 43, 75, I(12, 13)
Кернерток свита 141, III(50)
Керносская свита 217, I(42)
Кесюсинская свита 220, 238, 239, 243, II(4)
Кетилидийский комплекс 141, 154, 180, 201, III(51)
Киватин серия 20, 62—67, 99, 100, 129, III(12, 19—26)
Кивино верхнее серия 226, 242, III(24)
Кивино нижнее серия 64, 164, 201, 214, 226, III(22—24)
Кидашская серия 174, 176—177, I(35)
Кизылбельская свита 225
Килегирская свита (толща) 52, II(1, 2)
Кильдинская серия 173, 217, I(13)
Килянская подсерия 88, 89, 122, II(22—27)
Кинга свита 136
Кингбреен свита 179
Кингстон-Пик тиллиты 205, 228, 241, III(67)
Кинтла свита III(60)
Киписарко серия III(50)
Киргизская серия 94
Киргитейская свита 186, 188
Кирпичниковская свита 224
Кирсинская свита 234, I(34)
Кируна серия 273, I(3)
Кислоручейская свита I(38)
Кистна серия 199
Китойская свита 92, 93, 124, II(21)
Китойская серия 53, 190, II(19)
Киттиля-Кустала толща I(7)
Кичиталдысуйский горизонт 225
Клакберг свита 219
Климинская свита II(8, 9)
Клыктанская свита 172, I(42)
Клэр реки комплекс 102
Клюзиай свита 132, 133
Кобальт серия 130, 131, 135, 146, III(26, 27)
Коваленковская свита 196
Когандинская свита 183, II(24)
Кодарская подсерия 120, 123, II(29)
Койвинская свита 217, I(42)
Коксуйская серия 193, 194, 224
Кокчетавская серия 162, 193, 194
Колдбрук серия 139, III(74)
Коли-Пиелисъярви толща 85, I(8)
Колосовская свита 188, II(15, 16)
Кольская серия 43, 76, 108, I(14)
Кольско-беломорский комплекс 74

Конасауга известняки III(73)
Конгсфьорд свита 284
Конечнинская свита II(15)
Конкинская свита II(8)
Конкско-белозерская серия 46, 85
Конкско-верховцевская серия 46, 85
Конкулинская свита 122, 161, II(13, 14)
Коноши кварцито-песчаники I(22)
Консберг-Бамбле комплекс 44, I(2)
Консепшн серия 229, 241, III(43)
Кооктинская свита II(25)
Коппер-Клифф свита 130
Коппермайн-Ривер серия 200, 201, 214, 226, III(2)
Коппер-Харбор свита 226, III(24)
Кординская свита 161, 184, 185, II(8, 9)
Коркодонская свита 224
Коровинская свита *I(13)*
Корсак-шовкайская подсерия (свита) 46, 77, I(18)
Кортбреен свита 179
Коссовская толща 57, 77
Костамукшская свита 84, I(9)
Котлинская свита I(21—24)
Котуйканская свита 160, II(1)
Кочеровская свита I(15, 16)
Кошечорская свита 236, I(41)
Кранберри гнейсы 69, 229, III(76)
Красивская свита 188, II(16)
Красногорская свита 185, 186, 188, II(9)
Краснокамская свита 234, I(34)
Красноозерская свита 216, I(31)
Краснопорожская свита II(6)
Крестовская свита II(27)
Крестцовская свита 175, I(23)
Криволукская свита 218, I(43)
Криворожская серия 45, *113—115*, 150, 155, I(17)
Кристалл-Спринг свита 205, III(67)
Кристи-Бей свита 132—134
Крольская свита II(18)
Крото-Лейк серия 165, III(37)
Крутошиверская свита II(8)
Куагунт свита 202, III(54)
Кувайская серия 93, 124, 190, 223, II(18)
Кувашская серия 116
Куддапах надсерия 97, 198, 199
Кудуликанская свита 56, II(32)
Кузеевская свита 52, 53, 75, 76, II(8, 9)
Кукертарсуак свита III(48)
Култукская свита 53, II(20, 21)
Кумахулахская свита 183, 191—193, II(11)
Куонамский горизонт II(1—5)
Курайлинская свита 224
Куранахская свита II(1)
Курбакинская свита (серия) 115, I(20)
Курганская свита 225
Курганташская свита 194
Кургашлинская свита 218, I(43)
Куркараукская свита 236, I(43)
Курская серия 47, 86, 115, 150, 155, I(20)
Курташская свита I(44)
Курультинская серия 51, 56, 75, II(11, 12, 30)
Курумканская свита 50, 247, II(13)
Куулвик свита 133, III(3)
Кууспекская серия 94, 162
Кухён свита 198
Кучичинг серия 99, III(20)
Куяканская свита I(13)
Кырпинская серия 117, 150, I(34)
Кюриканская свита 50, 77, II(13)
Кююттингдинская свита 161, II(4)

Ладожская серия 110, 114, 119, 144, 155, I(9)
Ламот свита III(56)
Ланд-де-Вард свита 181
Лапичская свита 178, I(24)
Лаприйская свита 55, 56, II(30)
Лаптапайская свита 218, I(40)
Лаптевская свита II(16)
Ларсбо-Мелар серия 118, *1(4)*
Ларч свита 136, III(33)
Лахандинская свита 193, 214, II(14)
Ла-Худ свита (фация) 203, III(61)
Лебяжинская свита 113, II(9)
Лебяжинская серия 85, *I(14)*
Левитинская свита 89, II(26)
Лейс-Лейк свита 140
Лёкевик тиллит 274
Леонидовская свита 174, I(35)
Лешиканская свита 95
Лептитовая формация 85, I(4)
Летития-Лейк серия 138, 139, 164, 206, III(37)
Либби-Крик серия 141, 142, 154, III(52)
Либби свита III(62)
Ливингстон-Крик свита 130
Ликлог песчаники III(77)
Линок свита 185, 187
Линчбург серия 229, III(75)
Липовская свита 116, 117, I(43)
Логиновская свита I(28)
Лозоватская подсерия (свита) 46, 76, I(19)
Лонгерм кварциты III(78)
Лондоковская свита 246
Лонская свита 236, I(13)
Лонтоваская свита 235, I(21)
Лопатинская свита 221
Лоррайн свита *130*, 135, 146, III(27)
Лоухская свита 43, 78, I(12)
Лох-Ломонд известняки III(74)
Лох-Мари серия 119
Лудовская свита II(6)
Лукаут свита 141, III(52)
Лум-Фьорд свита 179
Луньская свита II(10)
Луриканская свита II(14)
Лысогорская свита 126
Льюисский комплекс 47, 48, 119, 180
Любельская серия 235, I(25)
Любимская свита 234, I(28, 29)
Люкатиская свита I(21)
Ляньто свита 225
Ляохе серия 9, 125, 155

Маастахская свита 94, 219, II(4)
Мазаринская свита 218, 237, *I(44)*
Мазовецкая серия I(25)
Майер-Кейв свита 138
Майская свита I(13)
Майская серия 161, 193, 196, 220, II(14)
Майтюбинская серия 94, 162, 194
Майют свита III(51)
Макбальская серия 94
Макерская свита I(46)
Маккензи-Лейк серия 63, III(11)
Мак-Ким свита 130, 131
Мак-Наммара свита 204, III(62)

Максютовский комплекс 118, I(44)
Малартик серия 100, III(28)
Малгинская свита 193, II(14)
Малена метавулканиты 102, III(49)
Малкинская свита I(46)
Малокамышская свита 174, 176, 177
Малокаройская серия 195, 225
Малокосинская свита II(23)
Мамаканская надсвита 237, 240
Маниготаган свита 99, III(18)
Манитунук серия 135, III(31)
Манская свита 186, 190, 214 II(18)
Манькайская свита 238, 239, II(2, 3)
Маньинская свита I(40)
Маньтоу свита 197
Маньхобеинская свита *118*, *I(40)*
Маринская свита 181—183, 191, II(23, 24)
Марки свита III(6)
Мармолик свита 102, III(48)
Маркская свита 161, 184, II(8, 9)
Марская свита 230, II(21)
Мартин (Мартин-Лейк) серия 164, 200, *III(8)*
Марш свита III(61)
Масгрейвтаун серия 242
Маслянская свита II(18)
Матвеевская свита 57, 78
Матиненда свита 130
Маунт-Роджерс серия 228, III(76)
Мачхолеп серия (комплекс) 58, 95
Машакская серия 116, 158, 172, I(43)
Маякская свита 45, I(17)
Медведковская свита 188, 222, II(10)
Медвежевская свита 183, II(24)
Медисин-Пик свита 141, III(52)
Межозерская свита 84, I(9)
Мезатцал кварциты 202, III(6, 8)
Мейджоква свита 205, III(37)
Мейерс-Лейк серия III(13)
Мелани серия 226
Менихек свита 140, *III*(34, 35)
Менуэлс свита III(73)
Мёркебьерг серия 205, 228, III(72)
Мёрчисон-Бей серия 159, 179
Мескал свита 203, III(68)
Метабазитовая серия 113
Меткелф филлиты III(77)
Мидсоммер песчаники 227, III(46)
Мизгиревская свита 174, 176, 177
Миндякская свита I(44)
Минерал-Форк тиллиты 205, 228, III(66)
Мининская свита II(15)
Миномини серия 134, 135, III(24)
Миньярская свита 171, I(43)
Мироедихинская свита 185, II(7)
Мисси серия 136, III(15)
Миссисаги свита 130, 131
Миссула серия 203, 204, III(62)
Мистассини серия III(29)
Митрофановская свита 126
Михайловская серия 47, 86, 115, I(20)
Могилевская свита I(27)
Моготская свита 55, 56, 76, II(30)
Модис серия 71
Мойн серия 48, 119, 180, 218
Молданубский комплекс 48, *49*
Молюдмусюрская свита I(39)
Монгошинская свита 121, 190, 223, II(19)
Монинская свита I(28)
Монк свита 228, III(59)
«Монотонная группа» 76
Монтгомери серия 132, 136, III(11)
Монтевидео (Мортон) комплекс 66, III(23)
Мортон гнейсы 66, III(23)
Моссель серия 120
Мотовская свита I(13)
Мотская свита 222, 233, 238, 246, II(21, 22)
Мохави комплекс (серия) 154, 205, III(67)
Мошаковская свита 221, II(9)
Мугурская свита 92
Муйская серия 88—92, 122, II(22, 26, 27)
Мукунская свита II(2)
Мукунская серия 52, 160, II(1)
Мунлайт-Велли тиллиты 231
Мурдах свита III(35)
Мурондавская свита 196, 214
Муссартут свита III(51)
Мутнинская свита II(8)
Мухтунская свита 189, 191, II(26)
Муштинская свита I(46)
Муэльв спарагмит (тиллиты) 236, I(2)
Мынская свита 126
Мэплуэлл свита (серия) 218
Мютюэл свита 228, 241, III(53, 66)

Навышская свита 116, 117, I(43)
Нагол известняки 199
Надеждинская свита 174, 176, 177, 244, I(34)
Найф-Лейк серия 99, III(23)
Намингская свита 121, II(29)
Намсалинская свита 121—123, II(12)
Нанкауин серия 202, III(54)
Нанорталик комплекс 141, III(51)
Наньто свита 225
Нарсарсук свита 242, III(45)
Нарынская свита 92, 93, II(20)
Настапока свита III(31)
Наулт свита III(36)
Науярсуит свита III(51)
Нахимовская свита 95
Наш-Форк свита 141, *III*(52)
Неваджое серия (свита) 227, III(55)
Нексе песчаники 236, I(5)
Немакит-далдинский горизонт 239, II(1—3)
Неманский гнейсовый комплекс 47, I(24)
Ненокская свита I(22)
Нерундинская свита 189, 191, II(26)
Нёккефоссен свита III(72)
Ниборг свита 217, 274
Нижнеангарская свита 185, 186, II(9)
Нижнепадринская свита II(25)
Нижнепадроканская свита 239, II(24)
Нижнесуннагинская свита II(14, 32)
Нижнеянгудская свита II(24)
Низьвенская свита 217, I(41)
Нимгерканская свита 50, 76
Нипигон свита 201, III(22)
Ничатская свита 183, 191—193, II(11)
Ноб-Лейк серия 140, 147, III(34)
Новопавлоградская свита 45, 76, I(18)
Новоярославская свита 196
Ногинская свита I(28)
Ноначо серия 136, III(7)
Нонесач свита 226, III(24)
Нопах свита III(67)
Норвик свита 179
Норланд комплекс 68, III(49)
Норсемандаль свита 227, III(47)
Норс-Шор свита 201, III(23)
Ноуят свита III(42)
Нукавсак свита III(48)
Нунасарнак свита III(51)

Нунатак свита III(48)
Нундей доломиты (свита) 228, 241, III(67)
Нурмес толща 86, I(8)
Ньюланд свита 203, III(61)
Ньютон-Лейк свита III(23)
Ньюхарт свита III(61)
Нэлэгерская свита 192, II(5)
Нюрундуканская свита 89, II(22)
Няндонинская свита 189—191, II(25)
Нянтай кварциты 126
Няртинская толща I(40)

Обоянская серия 47, 76, I(20)
Овручская серия 119, 157, I(15)
Овская свита 194
Огоньская свита 222, II(10)
Одайская свита 160
Оджик свита 133, III(2)
Озерянская свита 157, 158, I(15)
Окинская свита 190, II(19)
Окои надсерия 229, 242, III(77, 78)
Околовская железорудная серия 86, I(24)
Оксфорд серия III(17)
Оксфордбреен свита 179
Октябрьская свита II(16)
Олёкминская серия 51, 55, II(11, 12)
Олнинская свита 89, II(26)
Олондинская серия 51, 89, 90, 91, 121, *II(29)*
Олхинская свита 184, 186, 230
Омахтинская свита 161, II(14)
Омнинская свита 193, 214, II(14)
Омоль серия I(5)
Оналийская свита II(30)
Онапинг свита 130, III(26)
Онвервахт серия 71, 253
Ондотская свита 92
Онежская серия 110—119, 147, 156
Онотская свита II(21)
Онуотин свита 130, III(26)
Оолтби свита 180
Орехово-павлоградская серия 45, 46, 75, 76, I(18)
Ореховская свита 45, 77, I(18)
Ореховский ультраметаморфический комплекс 46
Орисса надсерия 97, 98, 126, 127, 163
Ориярви толща I(6)
Орликская серия 124, 190, 223, II(19)
Орловская свита II(8)
Ороекская свита 196
Оронто свита 226, III(24)
Ортотауская серия 194
Ортуряхская свита 120, II(29)
Оршанская свита 175, I(24)
Осадочно-вулканогенная толща I(21)
Осадочно-вулканогенный комплекс III(9)
Оселковая свита 173, I(38)
Оселочная серия 222, II(21)
Осиповичская свита 178
Оскольская серия 115, 156, I(20)
Ослер свита 201, III(22)
Ослянская свита 221, I(42)
Ослянская серия 184, 185, 214, II(9)
Осницкая серия 119, 150, I(15)
Островная свита 238
Офир свита III(53, 66)
Охемская свита 195
Ошизская свита 118, I(40)

Павлово-Посадская свита I(28)
Падринская свита 159, 189, II(25)
Падроканская свита 223
Пайлин серия 274
Пайнт-Ривер серия III(24)
Пайонир сланцы 202, III(68)
Пакваге свита 201, III(23)
Паккола толща I(7)
Пакхал серия 199
Палвинская свита I(13)
Папаскуасати свита III(29)
Парамская подсерия 83, 88, 89, II(24)
Парандовская серия 84, I(11)
Паренгская свита 189, II(28)
Партизанская свита 125, II(17)
Парцинская свита 216, I(30)
Патер свита 131
Патокская серия 172, I(40)
Патомская серия 160, 181—183, 193, 206, 222, *II(23, 24, 29)*
Пахрамп серия 205, 228, III(67)
Пачелмская серия 216, 217, I(30, 31)
Пебозерская серия 84, I(12)
Педерсен-Лейк комплекс III(13)
Педлей свита 135
Пезинская свита 124, II(18)
Пекорс свита 130
Пемская свита II(8)
Пенрин серия 138, 283, III(41)
Пентеврийский комплекс 87
Пенченгинская свита 125, 185, 188, II(9)
Первомайская свита 196
Первопорожская свита 185, II(7)
Перевальная свита 53, I(13), II(20, 21)
Переверзевская серия 113—115, I(18)
Переволокская свита I(42)
Пересыпкинская свита 178, I(31)
Перри-Бей свита 200, III(3)
Перриш-Глессие известняки III(69)
Перселл базальты 203, 204, III(60, 62)
Перселл надсерия 204, 227, III(58—60)
Першинская свита 217
«Пестрая группа» 77
Пестроцветная свита 238, II(11—14, 23, 29)
Песцово-тундровая свита 113, I(14)
Петрозаводско-шокшинская (вепская) серия 150
Петсамотунтуритт серия I(1)
Печенгская серия I(1, 13)
Пиган серия 203, 204, III(62)
Пиджин алевролиты III(78)
Пиквитони комплекс III(17)
Пикок свита 133, III(3)
Пилчер свита III(62)
Пинал серия 142, 222, III(68)
Пинкельяврская свита 43, 75, 76, I(14)
Пирсон базальты 134, III(6)
Пистолет свита 140, III(34, 35)
Пити свита (серия) 132, 133, 283, III(6)
Питц свита 163, III(10)
Платоновская свита 185, 238, 239, II(7)
Побужская свита 44—46, I(15)
Побужский комплекс 44, 76
Погорюйская свита 162, 184—186; 188, *216, II(9)*
Подъемная свита 221, II(9)
Покателло тиллиты 204, III(62)
Покегама свита III(23)
Полбанская свита 238, II(6)
Полесская серия 175, 178, I(25, 26)
«Полуострова гнейсы» 58—61
Полярисбреен серия 179, 219, 237

Пони (Пони-Крик) комплекс 69, 103, III(62)
Понтиак серия (толща) 63, 99, 100, III(27, 28)
Порожнинская свита II(8)
Поропелонская свита I(13)
Порохтахская свита II(12)
Порсангер доломиты 173, 217, I(1)
Порсангер песчаники I(1)
Портасгейг тиллиты 218
Портейдж-Лейк свита 134, 201, III(24)
Послеспилитовая толща (Чехословакия) 219
Пост-Эмето «комплекс» 136
Потоскуйская свита 188, II(9)
Пре-Равалли серия 203, 204, III(62)
Приазовская серия (комплекс) 46, 76, 78, I(19)
Прибайкальская серия 54, 55, II(27)
Прибл свита III(6)
Приднепровская серия 45, I(8)
Принца Альберта серия 106, 138, III(41)
Приозерская свита I(21)
Приольхонский комплекс 55, 77, II(22)
Причард серия 203
Прончищевская свита II(16)
Пувунгнитук серия 135, III(32)
Пугачевская свита 157, I(32)
Пугачевская серия 119, I(15)
Пуйвинская свита 118, I(40)
Пуманская свита I(13)
Пургоносская толща 57
Пурпольская свита 183, II(24, 29)
Пяряярвинская свита I(13)

Равалли *серия* 203, 204, 214, III(62)
Райало серия 127, 128
Райпас серия I(1)
Райпур серия 199
Райс-Лейк серия 63, 67, III(18)
Райтер-Бей филлит III(69)
Рамсей-Лейк свита 130, 131
Рандвилл свита 135
Рандом кварциты (свита) 229, 242, III(73)
Ранрим комплекс 58
Рассольнинская свита I(41)
Раудступ свита 179
Рева серия 199, 214
Редкинская свита 233—235, I(28, 29)
Редколесная свита 221, 238
Ред-Пайн свита 241, III(53)
Ред-Рок серия 142, 165, 202, 203, III(68)
Реевская толща 45, I(17)
Рейндж кварциты 243, III(59)
Рендестен свита 141, III(50)
Рене серия 217
Ренселер-Бей песчаники 242, III(44)
Ретклиф-Брук песчаники III(74)
Реулингс-Бей песчаники 243, III(69)
Речкинская свита 185, II(7)
Решетская свита 54, 77, II(18)
Решминская свита 234, I(29)
Ривьерадаль свита III(70)
Риган свита 241, III(55)
Риклюз свита 133, III(2)
Рингсак кварциты 236, I(2)
Ричмонд свита III(31)
Ровенская свита 235, I(26)
Рогачевская свита 175
Родионовская серия 133
Ройяль-Годж III(56)
Рокнест свита 133, III(2)
Романет свита 140, III(35)
Роми свита III(75—78)
Рорин-Форк песчаники III(78)
Росинско-тикичская серия 45, 46, 76, 86, *I(16)*
Роув свита III(22, 23)
Рудоносная свита Хингана 196
Ружинская свита 57, 77
Руновская свита I(28)
Рьюкан серия («группа») 85, I(2)
Рюссё свита 179

Саблегорская свита 218, I(40)
Саганарская свита 95
Сагарлоф свита 141, III(52)
Сагурская свита 126
Саданъу свита 198
Саками свита III(30)
Саколи серия 127
Сакуканская свита 121, 123, 147, II(29)
Салминская свита 178, I(9, 21)
Самокутская свита 88, 89, II(25)
Сан-Антонио свита 63, III(18)
Санвон серия 58, 95, 198, 237
Сант-Круа песчаники 242, III(23)
Сариолийская серия 110, 111, 114, 117, 118, 148, I(8, 10—12)
Сарминская серия 91, II(22)
Сархойская свита 222—224, II(19)
Сарыджонская свита 195
Сатанская свита 224
Саткинская свита 116—118, 121, 155, I(43)
Сахаборская серия 90
Свазиленд надсерия 71, 253
Сванбергфьеллет свита 179
Свеанор свита (тиллиты) 179, 219
Свекофеннский комплекс 157
Светлинская свита 173, I(38)
Свислочская свита 235, I(26)
Свомпи подсерия 140
Святоносская подсерия 54, 55, 77, II(27)
Северо-восточный комплекс III(8)
Североречeнская свита II(8)
Сегозерская серия 110—118, 147, 155, 156, I(10—12)
Сейех свита III(60)
Сеймская (иджекская) свита 50, 77, II(13)
Сейн серия III(20)
Селенгинская серия 189, 190, II(27)
Селмон-Лейк свита 206, III(37)
Селодд свита 179
Сельюр серия («группа») I(2)
Семеновская свита 188, II(10)
Семри серия 129, 162, 163, 199
Семятыцкая серия I(25)
Сенфли серия 101, III(13)
Сеньская свита 183, 191—193, II(11)
Серафимовская свита 174, 183, I(35)
Серебрянская серия 217, I(42)
Сермикавсак свита III(48)
Серого ключа свита 185, 186, 188, II(9)
Серпент свита 130, 131
Сёр-Варангер толща (серия) 85, I(1)
Сетон свита 133
Сиблей свита 201, III(22)
Сиваканская свита 56, II(32)
Сигачская свита 93, 124, II(18)
Сидельтинская свита 240, II(24)
Сикл серия 136, III(14)
Сиксти-Миль свита 202, III(54)

Сил серия 138, 164, 205, 206, 214, III(37)
Симс свита 164, III(34)
Синегорская свита I(42)
Синийский комплекс (синий) 125, 126, 197, 225, 237
Синская свита II(11, 14)
Синтинелл свита III(65)
Сирбу сланцы 199
Сиукс кварциты 164, III(23)
Сиэтачанская свита 192, II(5)
Сканлан конгломераты 202, III(68)
Скарбеевская свита I(13)
Скелеватская свита 113, 115, I(17)
Скорсби доломиты 243, III(69)
Славатыцкая серия I(25)
Сланцевая свита I(17)
Сланцево-карбонатная свита I(17)
Слюдянская серия 53, 54, 77, II(19, 21)
Слюнгфьеллет свита 180
Смит свита 242, II(73)
Смоланд-порфиры 157, I(5)
Сноуберд серия 229, 242, III(77, 78)
Сноуслип алевролиты 203, III(62)
Снэр серия 133, 137, III(5)
Соболинская свита 91, II(30)
Совинская свита 188, 220, II(16)
Соданкила толща 85, I(7)
Сокоман свита 138, 139, 140, III(34, 35)
Соловьевскинская серия 174, 176—177
Солоолийская серия 94, 161, 192, 219, II(4)
Сорокская свита I(27)
Сортавальская серия I(9)
Сортис серия 102, 141, III(50)
Сосайети-Клиффс свита III(42)
Сосновская свита 186, II(8)
Сосновый байц 92, II(21)
Сосэн свита 132, 133, 147, 274, III(6)
Соудан свита 105, 253, III(23)
Софиебоген серия 180
Союзненская свита 126, 155
Спарагмит верхний (красный) 217, 274, I(1, 2)
Спарагмит нижний 173
Спарагмитовая серия 173, 209, I(3, 4)
Спасская свита 126
Спилитовая серия Богемского массива 181
Спилитовая толща Таймыра II(16)
Спокейн свита 214, III(61)
Спрингс комплекс III(52)
Среднепадринская свита II(25)
Среднечурочинская свита 217, I(41)
Среднянская свита II(8, 9)
Станишовская свита 86, I(15, 16)
Становая серия 55, 125, II(30)
Становой комплекс 56, 76, II(31)
Становская свита 188, II(15, 16)
Стапугнеде сланцы 235, I(1)
Старк свита 133, 134, III(6)
Старооскольская серия 86, I(20)
Старопечная свита I(42)
Староречненская свита 191, 192, 220, 233, 239, II(1, 2)
Стенёркен свита III(70)
Стерлиговская свита II(15)
Стип-Рок серия 89, 100, 104, 105, 253
Стирлинг кварциты (свита) 228, 241, III(67)
Стоби свита 131
Стора-Ле-Марсранд серия I(5)
Стоходская свита 235, I(26)
Стреджент кварциты 135
Стрельногорская свита 181, II(7)
Стреткона-Саунд свита III(42)
Субганская толща 51, II(13)
Субиотний 157, 158, 273, I(4)
Сублукская свита II(21)
Субмойн серия (комплекс) 119, 181
Суванихинская свита 191, II(28)
Суванякская серия 235, I(44)
Суворовская свита 221, 233, II(9)
Суккозерская свита 84, I(9)
Суктальминская свита 221
Суллавай серия 199
Сумская серия I(10, 12)
Суонтитская свита 50, II(13)
Сутамская свита 50, 52, 78, II(13, 14)
Сухарихинская свита 238, II(6)
Сухопитская серия 125, 161, 168, 184, 185, 187, 188, 221, II(9)
Сухореченская свита 221, II(8)
Сухотунгусинская свита 185, II(7)
Сыгынахтахская свита 161, II(4)
Сыгыхтинская свита 120, II(29)
Сылвицкая серия 236, I(42)
Сысертский комплекс 86, I(44)
Сьюварт свита 140, III(34, 35)
Сэвент серия III(22, 23)
Сюдвейдаль мраморы III(70)
Сямалин свита 197

Таежная свита 221, II(9)
Тазин серия 101, III(8)
Тайгонос п-ва комплекс 57, 77
Тайшань серия 58
Такиюак свита 133, III(2)
Таланчанская подсерия 54, 76, II(27)
Талдыкская серия 87, 118, I(45)
Танинская свита 217, I(42)
Ташитс свита III(54)
Тараташский комплекс 49, 86, 116, I(43)
Таргазойская свита II(21)
Тарток серия 102, 141, III(50)
Тасеевская серия 221, 222, II(9)
Татауровская свита 240, II(20, 27)
Татьяновская свита 95
Таунер свита 141, III(52)
Тахталыкской гряды комплекс 57
Тевен свита III(33)
Тейская серия 124, 125, 184—186, 188, II(9)
Телин свита 197
Телон свита III(10)
Тельмановская свита 125, II(17)
Темникская свита 190, II(20)
Темрюкская свита 46, I(19)
Тепторгинская серия 121, 160, 170, 183, II(24, 29)
Терекская свита 194
Теректинская серия 195
Териновская свита 188, II(10)
Терскейская серия 194
Тесинская свита 183
Тессалон свита 130
Тесхемская свита 92
Тетерево-бугская свита 44—46, 77, I(15)
Тетеревская серия 44, 86, I(15)
Тетса свита III(58)
Течинская свита 184, II(21)
Течоди свита III(58)
Тикшеозерская серия 84, 104, 109, I(12)
Тилимская свита 190, 191, 214, II(28)
Тиллман серия (свита) 227, III(55)

Тимискаминг серия 20, 62, 99, 105, 129, III(27)
Тимптонская подсерия 50, 52, 53, 56, 57, 70, 76, II(13)
Тимская серия 115
Тимская свита 115, I(20)
Тинбер свита III(10)
Тинни-Коув 200, III(3)
Тинновская свита 238, II(11, 23, 29)
Тинтик свита 241, III(53, 66)
Тоби свита 227, III(59)
Тогефьельдене свита III(70)
Тогонская свита 222, II(10)
Токурская свита 196
Толбинская свита 191
Толкачевская свита 157, 170, I(15)
Томпсон-Лейк III(35)
Томстаун доломиты III(75—78)
Томторская свита 220, II(3)
Топориканская свита 124, II(14)
Териновская свита 188, II(10)
Торгинская свита 183, 191—193, II(11, 12)
Торридон серия 180, 218
Торская толща 51, II(11, 12, 29)
Точатви свита 133, 134, III(6)
Точерская свита 189, 221, 222, II(28)
Трансвааль серия 148
Тревожнинская серия 93, 125, II(15)
Трекант серия 165, 205, III(71)
Три-Систерс свита 227, 243, III(59)
Троицкая свита 174, 176—177
Трой-кварциты 203, III(68)
Трюсиль песчаники I(2)
Тукаломийская свита 240, II(25)
Тукмолинская серия 49, 86, I(43)
Тулдунская подсерия 55, 77, II(24, 25)
Туле серия 227, 242, III(45)
Туловчихинская свита 95
Туманшетская толща 124
Тумусская свита 224
Тунгудско-надвоицкая серия 110—112, 114, 117, I(10, 12)
Тунгусикская серия 184—188, II(8)
Тундерхед конгломераты III(78)
Тундровая серия 85, 108, I(13)
Тунса-Савукоски комплекс 44, I(7)
Тургеневская свита 95
Турикская свита 189
Туркутская свита 219, 220, 233, II(3, 4)
Туруханская свита 185
Тыйюрюяхская свита 196
Тыркандинская свита II(13)
Тырканская свита II(14)
Тыхтинская свита II(18)
Тюрюшевская свита 158, 175—177, I(34)
Тюсэрская свита 238, 239, 243, II(5)

Уайтуотер серия 129, 130, III(26)
Уакитская свита 189, II(26)
Убинская свита II(6)
Угловская свита 238, II(9)
Удерейская свита 162, 184, 185, 214, II(9)
Удинская свита II(21)
Удоканская серия 51, 89, 90, 91, 119, 122, 123, 143, 144, 147, 155, 160, II(29)
Уендекская свита 89, II(26)
Узунахматская свита 194
Узункайрактинская серия 118, I(45)
Уилсон серия 101, III(6)
Уилбоб свита III(35)
Уилсонбреен свита 219
Уилхите алевролиты III(77)
Уинта серия 241
Уишарт свита 140, III(34, 35)
Уйская серия 220
Уколкитская свита 189, 190, 191, II(25)
Укская свита 171, 172, I(43)
Уктинская свита 192, II(5)
Укшук-арвякская свита 236, I(44)
Улахан-курунгская свита 161, II(3)
Улзетинская свита II(19)
Улитинская свита I(28)
Улкачанская свита 124, II(14)
Улукасик свита III(51)
Улунтуйская свита 182, 184, 186, 214, II(22)
Улутауская серия 224
Ульваберг свита 228, III(70)
Уманак серия 102, 141, III(48)
Умишань свита 197
Унгава комплекс 136, III(30—34)
Унгринская свита 50, 75, 76, II(13, 30)
Унгуохтахская свита 190, II(3)
Унгутская свита II(18)
Уолден-Крик серия III(77)
Уотертон свита III(60)
Урикон серия 218
Урикская свита 92, 93, II(21)
Урильская свита 95
Урканская серия 55
Урлешская свита 237, I(46)
Урманская свита 190, II(18)
Уртагольская свита 93, 124, II(19)
Урюкская свита 236, I(42)
Усима-Турку-Раума комплекс 44, I(6)
Усольская свита II(21, 22)
Усть-кирбинская свита 233, II(14)
Усть-ильинская свита 160
Усть-сылвицкая свита I(42)
Усть-чурочинская свита 217, 231, I(41)
Усьвинская свита I(42)
Утай серия («система») 58, 95, 125
Уткальская свита I(44)
Утукская свита II(14)
Утуликская свита 124, II(20)
Уфалейский комплекс 86, I(44)
Учкошойская серия 194
Учурская серия 118, 161, 193, II(14)
Ушаковская свита 183, 221, 222, 230, II(22)
Ушицкая свита I(27)

Фабрициус свита III(42)
Фаддеевская свита 125, II(16)
Фанад тиллиты 218
Фарвель мыса комплекс III(51)
Федоровская свита 50, 77, II(13)
Федотовская свита I(42)
Фенимор свита III(33)
Ферн-Крик свита 135
Фернлей свита 138
Фиг-Три серия 71, 253
Финнефельд комплекс 68
Фиордовая свита 188, II(17)
Флеминг свита 140
Флинтон серия 102, 138, 154, III(36)
Флора свита 178
Флэтхед свита 204, III(60—64)
Фоминская свита 188, II(16)
Фон-ду-Лак свита 226, III(23)
Фосельв свита 141, III(50)
Фреда свита 226, III(24)
Френч свита 141, III(52)
Фрунзенская серия 113—115, I(17)

Фюн-Лейк доломиты III(70)
Фюн-Лейк свита 227, III(47)

Хаген-Фьорд серия 205, 228, *III(70)*
Хагуст-Уабуш свита III(36)
Хайвергинская свита 181, 183, III(23)
Хайдышорская свита 218
Хайканская свита II(14)
Хайпахская свита II(4)
Хангарульская толща (серия) 92, 93, 109, 190, II(20)
Ханинская свита 123, II(12)
Ханская свита 92, 124, II(18)
Хаптасыннахская свита (толща) 52, 77, II(1, 2)
Хапчанская подсерия 51, 52, 78, II(1)
Хапчанырская свита 192, II(3)
Харагольская свита 53, II(21)
Харальская свита 195
Хара-юеттехская свита 220, II(6)
Харбейский комплекс 86, I(39)
Харбур-Мейн серия 229, III(73)
Харгитуйская свита 89, *II(22)*
Харитоновская серия 93, 125, II(15)
Харрисон серия 204, 205, III(65)
Хартинг свита III(40)
Хасаутская серия 210, 237, I(46)
Хаттыспытская свита 219, 232, II(4)
Хаутоварская серия 84
Хедквартерс свита 141, III(52)
Хейс серия 63, III(17)
Хеланкурт свита III(33)
Хелена свита 203, III(61)
Хендфорд-Брук свита III(74)
Хермен серия 102, 137, 138, III(36)
Херт свита 141, III(52)
Хета комплекс 44, I(7)
Хеталамбинская свита 43, 76, 77, I(12)
Хёферпюнтен свита 180
Хибеленская свита II(23)
Хинклей песчаники 226, 242, III(23)
Хобеинская свита I(40)
Хоган свита III(56)
Хогландская серия 157, I(8, 9)
Ходжуотер серия 229, 242, III(73)
Хойдышорская свита I(39)
Холмия серия I(2)
Холоднинская свита 189, 239, 240, 245, *II(25)*
Хорбусуонская серия 219, II(4)
Хорлухтахская свита 181, 183, II(23)
Хорнби-Бей серия 200, 201, III(1, 2)
Хорнби-Ченнел свита 132, 133
Хорстиф-Крик свита 228
Хощевато-завальевская свита 44, I(15)
Хребта Каршинского свита 124, 185, *II(9)*
Христофер-Айленд свита 163, III(10)
Хуг-Лейк серия 130, 131, III(26)
Худурканская свита 56, II(14, 32)
Хулгарэ-жалгинская свита II(19)
Хуннберг свита 179
Хуншуйчжуан свита 197
Хулуртуйская свита II(22)
Хурвитц серия 132, 136, 154, 164, III(9—11)
Хуто серия 95, 125, 126
Хутудинская свита II(15)

Центральный метаморфический комплекс 165
Цзынэрюй свита 197
Ципандинская свита 193, II(14)
Ципнавалокская свита I(13)

Чабурская свита 238, 239, *II(1)*
Чадобецкая свита 188, II(10)
Чайнытская свита 75, II(30)
Чайская свита II(23)
Чаконипау свита 140
Чандарпур серия 199
Чанчэн свита 197
Чарний серий («система») 218
Чародоканская свита 122, 123, II(12)
Чарская толща 51, II(11, 12, 29)
Чартысская свита 93
Часкиас-Каревапре серия I(1)
Часовинская свита *91, II(30)*
Чаткарагайская свита 195
Чаттисгарх надсерия 199
Чебукулахская свита 196
Чегемская серия 210, I(46)
Челмзфорд свита 130, III(26)
Челюскинская серия 125, II(16)
Чемберлен свита III(61)
Чемпион гнейсы 61
Ченчинская свита 182, 183, 191, 193, II(23, 29)
Червуртская свита 85, 112, I(14)
Чергиленская свита 240
Чернокаменская свита I(42)
Чернореченская свита II(6)
Четкандинская свита 120, 123
Четласская свита 173, I(38)
Чикхён свита 198
Чилпи-Гат серия 127
Чилхови серия 242, III(75—78)
Чильчинская свита 56, II(32)
Чингасанская серия 221, 238, II(9)
Чинейская подсерия 120, 123, II(29)
Чиок свита III(33)
Чистяковская свита 221, II(9)
Чичканская свита 225
Чиша свита III(58)
Чоколай серия 135, III(24)
Чуанлингоу свита 197
Чуар серия 200, 202, III(54)
Чудзьяврская свита 43, 77, I(14)
Чуйская толща 91, 105, 123, 160, II(23)
Чукотат серия 164, III(32)
Чуктуконская свита 188, II(10)
Чукчинская серия 125, II(16)
Чулаксайская серия 210
Чульманская серия 123, II(31)
Чупинская свита 43, I(12)
Чурочинская свита 231, I(41)
Чурочная серия I(44)

Шагарская серия 172, I(44)
Шади доломиты III(75—78)
Шалер серия 227, III(3)
Шарыжалгайская серия 53, 54, 76, II(19,21)
Шатмагинская толща 87, I(40)
Шебектинская серия 237, I(45)
Шенгулежская свита 184, II(21)
Шеппард свита III(60)
Шеппард сланцы III(62)
Шерри-Крик серия 103, III(63)
Шибугамо серия III(29)
Шиверская свита II(8, 9)
Шиджатмазская свита I(46)
Шилдс песчаники III(77)

Шилдс свита III(62)
Шихаллион тиллиты 218
Шкаповская свита I(35, 36)
Шокшинская свита 112
Шокурьинская свита 118, I(40)
Шорихинская свита 185, 187, II(7)
Штандинская свита 174, 206, 244, I(34)
Шумихинская свита 53, II(21)
Шунтарская свита 185—188, II(9)
Шусманская свита 183, II(24)

Эгедесмине комплекс 102, III(49)
Эекитская серия 93, 94, II(4)
Эйда свита III(58)
Эйллик-Бей толща 139, 154, III(37)
Эймфьеллет серия 119
Эйновская серия 217, 236, 284, I(13)
Экейчо-Ривер свита 133
Экимчанская свита 196
Экре сланцы 236
Элвин свита III(42)
Элгашетская свита 54, 77, II(18)
Элгэтэйская свита 124, 161, II(14)
Элдер свита 140
Элен свита III(25)
Элеонора-Бей серия 205, 228
Элкмонт песчаники III(77, 78)
Элко свита III(60)
Элла-Бей доломиты 205, 228, 243, III(69)
Эллиот-Коув свита III(73)
Эллиот-Лейк серия 130, 131, 146, 147, III(26)
Элсмир серия 228, 243, III(69)
Элтин свита III(60)
Эльбобреен свита 179, 219
Эльвеберг серия 118, I(4)
Эльгянская свита II(23, 29)
Эмето свита 136
Эмпайр свита 204, III(61)
Эмяксинская свита II(2, 3)
Энгердаль порфиры 157, I(2)
Эннинская свита 193, II(14)
Эпплкросс свита 180
Эпуорт серия 133, 137, 143, 153, III(2)
Эрик-Фьорд серия 201, III(51)
Эркекетская свита 243, II(4)
Эркюи свита 181
Эстфолль комплекс 44, I(2)
Эспанола свита 130, 131, 135
Эсэлэхская свита 192, II(5)
Эт-Тен серия 164, III(6)
Эхо-Бей серия 137, 154, 200, III(1)
Эшн серия 228, III(76)
Эшрок свита 89, 100

Юве свита 140
Юдомская свита 220, 233, 239, 243, 245, II(13, 14)
Юедейская свита 238, II(11—14)
Южный Чаннел свита 163, III(16)
Юктоконская свита 189, II(26)
Юлово-Ишим толща I(31)
Юмагузинская свита I(44)
Юнион-Айленд серия 132, 133, III(6)
Юрматинская серия 145, 158, 171—174, I(43)
Юсмастахская свита 161, 192, II(1)

Яблоновский тиллит I(21)
Явапаи надсерия 142, 165, III(68)
Язовская свита II(24, 29)
Якдокарская свита 183
Яковлевская серия 115, I(20)
Ялонварская серия 84
Ямантауская серия (комплекс) 116, 158
Янгудская надсвита 240
Яндок свита 198
Янкано-джелтулакский комплекс 91, II(31)
Янчжуан свита 197
Янчуйская свита 189, 190, 191, II(25)
Ярогинская толща 74, 123, II(13)
Ярцевская свита 238, II(8)
Ятулий, ятулийский подкомплекс 110, 112, I(8)
Яуракка толща I(8)

Министерство геологии СССР
Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский
геологический институт

Лазарь Иосифович Салоп

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ДОКЕМБРИЯ

Редактор издательства *Т. М. Пономарева*
Переплет художника *Ю. И. Прошлецова*
Техн. редактор *А. Б. Ящуржинская*. Корректор *Л. И. Зайцева*

Сдано в набор 29/V 1973 г. Подписано в печать 2/X 1973 г. М-07620. Формат 70 × $108^1/_{16}$.
Бумага № 1. Печ. л. $19^1/_2$ + 5 вкл. Усл. л. 32,90. Уч.-изд. л. 33,0. Тираж 1700 экз.
Заказ 319/877. Цена 3 р. 16 к. с приложением.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение.
193171, г. Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский проспект, 91.
Приложения отпечатаны в Ленинградской картографической фабрике
объединения «Аэрогеология».

УВАЖАЕМЫЕ ЧИТАТЕЛИ!

В 1974 г. Ленинградское отделение издательства «Недра» выпускает следующие книги:

ГЕОЛОГИЯ

В. В. Бочаров, В. И. Фокин, Л. А. Рейхерт. Экономический анализ деятельности геологических организаций в новых условиях хозяйствования. (13 л., ц. 93 коп.).

В. П. Иванова. Термический анализ минералов и горных пород. (15 л., ц. 1 р. 04 к.).

Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Под ред. А. С. Кумпана (Том I — 40 л., ц. 2 р. 36 к.; том II — 22 л., ц. 1 р. 34 к.).

Е. О. Погребицкий, В. И. Терновой. Геолого-экономическая оценка месторождения полезных ископаемых. (25 л., ц. 1 р. 57 к.).

А. Г. Булах. *Методы термодинамики в минералогии.* Изд. 2, перераб. в доп. (12 л., ц. 1 р. 44 к.).

Геохронология СССР. В трех томах. Том II. Фанерозой. Под ред. Н. И. Полевой (30 л., ц. 3 р. 24 к.). Том III. Современные отложения. Под ред. В. А. Зубакова (30 л., ц. 3 р. 24 к.).

А. М. Карпунин. Стратиформные месторождения цветных металлов. Под ред. акад. В. И. Смирнова. (10 л., ц. 1 р. 24 к.).

В. С. Кормилицын. Рудные формации и процессы рудообразования (на примере Забайкалья). (25 л., ц. 2 р. 74 к.).

Основы анализа осадочных формаций. (10 л., ц. 1 р. 24 к.).

А. А. Смыслов. Уран и торий в земной коре. (20 л., ц. 2 р. 24 к.).

И. И. Шафрановский. Очерки по минералогической кристаллографии. (12 л., ц. 1 р. 44 к.).

Э. А. Новиков. Планета загадок. Научно-популярная. Изд. 2, перераб. и доп. (14 л., ц. 77 коп.).

ГЕОФИЗИКА

Г. П. Новицкий. Комплексирование геофизических методов разведки. Учебник. (18 л., ц. 87 коп.).

А. Э. Вишняков, К. А. Вишнякова. Возбуждение и измерение полей в электроразведке. (10 л., ц. 87 коп.).

А. С. Семенов. Электроразведка методом естественного электрического поля. Изд. 2, перераб. и доп. (25 л., ц. 1 р. 57 к.).

С аннотациями этих книг можно ознакомиться в «Плане выпуска литературы» издательства «Недра» на 1974 г. Своевременно оформляйте заказы в местных магазинах Книготорга или в магазинах № 17 «Недра» (199178, г. Ленинград, В-178, Средний пр., д. 61) и № 59 «Недра» (127412, г. Москва, И-412, Коровинское шоссе, д. 20). Тираж книг определяется собранными заказами.

Ленинградское отделение издательства «Недра»

Ы И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

ФОРМАТА

ПЛИТА

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ О

ПАЧЕЛМСКИЙ ПРОГИБ		ПУГАЧЁВСКИЙ ГРАБЕН (32)	КУЙБЫШЕВСКОЕ ПОВОЛЖЬЕ (33)	ПРИКАМЬЕ (34)	ЗАПАДНАЯ БАШКИРИЯ (35)	ПРЕДУРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ (ШИХАН, КУШ-КУЛЬ) (36)	П-ОВ КАНИН (37)	ТИМАН (38)	ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ (39)	ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ (40)	ПОЛЮДОВ КРЯЖ (41)	СРЕДНИЙ УРАЛ (ЧУСОВСКОЙ АНТИКЛИНОРИЙ) (42)	ЮЖНЫЙ УРАЛ (БАШКИРСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ) (43)
СЕВ.-ЗАПАД (КАВЕРИНО, МОРСОВО) (30)	ЮГО-ВОСТОК (СЕРДОБСК, ПАЧЕЛМА) (31)												
ЗУБОВОПОЛЯНСКАЯ СВ.				КРАСНОКАМСК. СВ. ВЕЛВИНСКАЯ СВИТА КИРСИНСКАЯ СВИТА	ВЕРХНЕБАВЛИНСКАЯ СЕРИЯ ШКАПОВСКАЯ СВИТА КАИРОВСКАЯ СВИТА						КОШЕЧОРСКАЯ СВ. 560-590 ИЛЬЯВОЖСКАЯ СВ. 620-640	СЫЛВИЦКАЯ СЕРИЯ УСТЬ-СЫЛВИЦКАЯ СВ. ЧЕРНОКАМЕНСК. СВ. ПЕРЕВОЛОКСКАЯ СВ. СТАРОПЕЧНАЯ СВ.	АШИНСКАЯ СЕРИЯ ЗИГАНСКАЯ СВИТА КУКАРАУКСКАЯ СВ. БАСИНСКАЯ СВ. 1570 УРЮКСКАЯ СВ. СУВАНЯКСКАЯ
ПАЧЕЛМСКАЯ СЕРИЯ ПАРЦИНСКАЯ СВИТА T ВОРОНСКАЯ СВИТА ВЕДЕНЯПИНСКАЯ СВИТА 741-1105?	ПАЧЕЛМСКАЯ СЕРИЯ КРАСНООЗЕРСКАЯ СВИТА ВОРОНСКАЯ СВИТА ВЕДЕНЯПИНСКАЯ СВИТА 765-807								ХОЙДЫШОРСКАЯ (МОЛЮДМУСЮРСКАЯ) СВИТА T ИЗЪЯХОЙСКАЯ (БЕДАМЕЛЬСКАЯ) СВИТА	ЛАПТАПАЙСКАЯ СВИТА T(?) САБЛЕГОРСКАЯ СВИТА	ЧУРОЧНАЯ СЕРИЯ ЧУРОЧИНСКАЯ (СРЕДНЕЧУРОЧИН.) СВИТА T 680 УСТЬ-ЧУРОЧИНСК. СВИТА	СЕРЕБРЯНСКАЯ СЕРИЯ ПЕРШИНСКАЯ СВИТА ВИЛЬВЕНСКАЯ СВИТА T КЕРНОССКАЯ СВ. 590 БУТОНСКАЯ СВИТА КОЙВИНСКАЯ СВ. T ГАРЕВСКАЯ СВ. ТАНИНСКАЯ СВ. T	КРИВОЛУКСКАЯ СВИТА КУРГАШЛИНСКАЯ (КАЛЫШТИНСКАЯ) СВ. 625 (4) T?
	ПЕРЕСЫПКИНСК. СВ. III, IV 740-996	ПУГАЧЁВСКАЯ СВ. IV 795-950		1140 1300-1420 ШТАНДИНСКАЯ СВ. IV ТЮРЮШЕВСКАЯ (ГОЖАНСКАЯ) СВИТА IV НАДЕЖДИНСКАЯ СВ.		ИЗВЕСТНЯКИ, ДОЛОМИТ., ПЕСЧАН. 880 IV	ИЗВЕСТН. ДОЛОМИТ. A III	1230 ОСЕЛКОВАЯ СВ. БЫСТРИНСКАЯ СВ. A III ДЖЕЖИМСКАЯ СВИТА	IV ЕНГАНЗПЭЙСКАЯ СВИТА	БУРОЧИМСКАЯ СЕРИЯ IV МАНЬИНСКАЯ СВ. III ХОБЕИНСКАЯ СВИТА	БЫССЕРСКАЯ СЕРИЯ НИЗЬВЕНСКАЯ СВ. 775 A III ДЕМИНСКАЯ СВ. 860 A III РАССОЛЬНИНСКАЯ СВ. 824-927	УСЬВИНСКАЯ СВ. ФЕДОТОВСК. СВ. A ЩЕГРОВИТСКАЯ СВ. ОЛЬИНСКАЯ СВИТА КЛЫКТАНСКАЯ СВИТА II, III, IV СИНЕГОРСКАЯ СВ.	КАРАТАУСКАЯ СЕРИЯ УКСКАЯ СВИТА 610-650 A IV МИНЬЯРСКАЯ СВ. 670-780 A III ИЗЕРСКАЯ СВИТА 870-930 ЖАТАВСКАЯ СВ. 965 A II ЗАЙЛЬМЕРДАКСКАЯ СВ.
КАВЕРИНСКАЯ СВИТА		БОРОВСКАЯ СВИТА			ЛЕОНИДОВСКАЯ СВ. СЕРАФИМОВ. СВ. 1290-1350 КИДАШСКАЯ СЕР. I	КАНИНСКИЙ КОМПЛЕКС ВЕРХНЯЯ СВИТА 480-620 НИЖНЯЯ СВИТА	ЧЕТЛАССК. СВИТА СВЕТЛИНСК. СВИТА КИСЛОРУЧЕЙСКАЯ СВИТА				ЮРМАТИНСКАЯ СЕР. АВЗЯНСК. СВ. Fe 1260 A II ЗИГАЗИНО-КОМАРОВСКАЯ СВ. Fe ЗИГАЛЬГИНСКАЯ СВИТА 1430 ШАГАРСКАЯ
				БАЗАЛЬТЫ 1650									1570 1600 R МАШАКСКАЯ СЕРИЯ
ПЕСЧАН.-СЛАНЦ. ТОЛЩА ЮЛОВО-ИШИМА				КЫРЛИНСКАЯ СЕР. КАЛТАСИНСК. СВ. III? АРЛАНСКАЯ СВИТА 1535 I ?						1370 ПУЙВИНСКАЯ СВ. ОШИЗСКАЯ СВИТА ШОКУРЬИНСКАЯ СВ. A МАНЬХОБЕИНСКАЯ СВИТА			БУРЗЯНСКАЯ СЕРИЯ БАКАЛЬСКАЯ СВИТА Fe Mg САТКИНСКАЯ СВИТА Fe Mg I БАЙСКАЯ ПОДСЕР. ВЕРХНЕАЙСКАЯ СВИТА ЛИПОВСКАЯ СВИТА НАВЫШСКАЯ СВ. МАКСЮТОВСКИЙ
									1670-2490 ХАРБЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС	ШАТМАГИНСКАЯ (НЯРТИНСКАЯ) ТОЛЩА			2700 ТАРАТАШСКИЙ КОМПЛЕКС ТУКМАЛИНСКАЯ СЕРИЯ Fe 3200-3330 (4) ТАРАТАШСКИЙ КОМПЛЕКС АРШИНСКАЯ СЕРИЯ Fe
ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС С ТЕНЕВЫМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ ПОРОД; ЧАРНОКИТЫ, ГРАНУЛИТЫ, ГИПЕРСТЕНОВЫЕ ГНЕЙСЫ													

ПЫ

многосинклинальных формаций (а-парастратотипы)

эвгеосинклинальных формаций

РАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ, МЛН. Л

ЖИРНЫМ ШРИФТОМ ПОКАЗАНЫ ЗНАЧЕНИЯ ВОЗРАСТА, ПРИНИМАЕМЫЕ ЗА ДЕЙСТВИТЕЛЬНЫЕ, ТОНК

ОСАДОЧНЫХ, ВУЛКАНОГЕННЫХ И СЛАБО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД (*время осадконакопления, излияния лав, эпигенеза или начального метаморфизма*)

- 1200 *осадочных пород по глаукониту, K-Ar метод*
- 1200 *вулканогенных пород, Rb-Sr метод*
- 1200 *вулканогенных пород, K-Ar метод*
- 1200 *глинистых сланцев (и филлитов), K-Ar метод*

ГРАНИТОИДОВ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД (*время плутонизма или метаморфизма*)

- 1200 *K-Ar метод*
- 1200 *Rb-Sr метод (по минералам)*
- 1200 *Rb-Sr метод (по валовым пробам, изохронный)*
- 1200 *Pb-изотопный (U-Th-Pb) метод*
- 1200 *Pb-изохронный метод*
- 1200 *L-Pb метод*

СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛ

- 1200 *Pb-изотопный (U-Th-*
- 1200 *Pb-модельный м*

ЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Таблица I

МАТА

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

ЫШЕВСКОЕ ОВОЛЖЬЕ (33)	ПРИКАМЬЕ (34)	ЗАПАДНАЯ БАШКИРИЯ (35)	ПРЕДУРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ (ШИХАН, КУШ-КУЛЬ) (36)	П-ОВ КАНИН (37)	ТИМАН (38)	ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ (39)	ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ (40)	ПОЛЮДОВ КРЯЖ (41)	СРЕДНИЙ УРАЛ (ЧУСОВСКОЙ АНТИКЛИНОРИЙ) (42)	ЮЖНЫЙ УРАЛ (БАШКИРСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ) (43)	УРАЛТАУ (44)	МУГОДЖАРЫ (45)	КАВКАЗСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (БОЛ. КАВКАЗ) (46)
	КРАСНОКАМСК. СВ. ВЕЛВИНСКАЯ СВИТА КИРСИНСКАЯ СВИТА	ВЕРХНЕБАЛТИНСКАЯ СЕРИЯ: ШКАПОВСКАЯ СВИТА КАИРОВСКАЯ СВИТА						КОШЕЧОРСКАЯ СВ. 560–590 ИЛЬЯВОЖСКАЯ СВ. 620–640	СЫЛВИЦКАЯ СЕРИЯ: УСЬ-СЫЛВИЦКАЯ СВ. ЧЕРНОКАМЕНСК. СВ. ПЕРЕВОЛОКСКАЯ СВ. СТАРОПЕЧНАЯ СВ.	АШИНСКАЯ СЕРИЯ: ЗИГАНСКАЯ СВИТА КУРКАРАУКСКАЯ СВ. БАСИНСКАЯ СВ. 1570 УРЮКСКАЯ СВ.	СУВАНДИКСКАЯ СЕРИЯ (S-D?): БЕЛЕКЕЙСКАЯ СВ. АКБИИКСКАЯ СВ. УКШУК-АРВЯКСК. СВ.	ШЕБЕКТИНСКАЯ СЕРИЯ	(?) УРЛЕШСКАЯ СВИТА
						ХОЙДЫШОРСКАЯ (МОЛЮДМУСЮРСКАЯ) СВИТА T ИЗЪЯХОЙСКАЯ (БЕДАМЕЛЬСКАЯ) СВИТА	ЛАПТАПАЙСКАЯ СВИТА T(?) САБЛЕГОРСКАЯ СВИТА	ЧУРОЧНАЯ СЕРИЯ: ЧУРОЧИНСКАЯ (СРЕДНЕЧУРОЧИН.) СВИТА T 680 УСТЬ-ЧУРОЧИНСК. СВИТА	СЕРЕБРЯНСКАЯ СЕРИЯ: ПЕРШИНСКАЯ СВИТА ВИЛЬВЕНСКАЯ СВИТА T КЕРНОССКАЯ СВ. 590 БУТОНСКАЯ СВИТА КОЙВИНСКАЯ СВ. T ГАРЕВСКАЯ СВ. ТАНИНСКАЯ СВ. T	КУРГАШЛИНСКАЯ (КАЛЫШТИНСКАЯ) СВ. 625 (4) T? КРИВОЛУКСКАЯ СВИТА	МАЗАРИНСКАЯ СВИТА T(?)	
1140			1230 ОСЕЛКОВАЯ СВ. ИЗВЕСТН., ДОЛОМИТ. A III БЫСТРИНСКАЯ СВ. A III ДЖЕЖИМСКАЯ СВИТА ИЗВЕСТНЯКИ, ДОЛОМИТ., ПЕСЧАН. 860 IV		ЕНГАНЭПЭЙСКАЯ СВИТА IV	ПАТОКСКАЯ СЕР.: МАНЬИНСКАЯ СВ. IV III ХОБЕИНСКАЯ СВИТА	БУРОКЧИМСК. СЕРИЯ: НИЗЬВЕНСКАЯ СВ. 775 A III ДЕМИНСКАЯ СВ. 860 A III РАССОЛЬНИНСКАЯ СВ. 824–927	КЕЛЬМЕССКАЯ СЕРИЯ: УСЬВИНСКАЯ СВ. ФЕДОТОВСК. СВ. A ЩЕГРОВИТСКАЯ СВ. ОСЛЯНСКАЯ СВИТА КЛЫКТАНСКАЯ СВИТА II, III, IV A СИНЕГОРСКАЯ СВ.	КАРАТАУСКАЯ СЕРИЯ: УКСКАЯ СВИТА 610–650 A IV МИНЬЯРСКАЯ СВ. 870–780 A III ИЗЕРСКАЯ СВИТА 870–830 КАТАВСКАЯ СВ. 865 A II ЗИЛЬМЕРДАКСКАЯ СВ.	ЧЕГЕМСКАЯ СЕРИЯ
1300–1420													
ОВСКАЯ СВИТА	ШТАНДИНСКАЯ СВ. IV ТЮРЮШЕВСКАЯ (ГОЖАНСКАЯ) СВИТА IV НАДЕЖДИНСКАЯ СВ.	ЛЕОНИДОВСКАЯ СВ. СЕРАФИМОВ. СВ. 1290–1330 КИДАШСКАЯ СЕР. I		КАНИНСКИЙ КОМПЛЕКС: ВЕРХНЯЯ СВИТА 480–620 НИЖНЯЯ СВИТА	ЧЕТЛАССК. СВИТА СВЕТЛИНСК. СВИТА КИСЛОРУЧЕЙСКАЯ СВИТА					КЮРМАТИНСКАЯ СЕР.: АВЗЯНСК. СВ. 1260 Fe A II ЗИГАЗИНО-КОМАРОВСКАЯ СВ. Fe ЗИГАЛГИНСКАЯ СВИТА 1430	ШАГАРСКАЯ СЕРИЯ: МИНДЯКСКАЯ СВ. КУРТАШСКАЯ СВ. УТКАЛЬСКАЯ СВ.	ХАСАУТСКАЯ СЕРИЯ: ШИДЖАТМАЗСК. СВИТА МАЛКИНСКАЯ СВИТА МУШТИНСКАЯ СВИТА
	БАЗАЛЬТЫ 1650						1370			1570 1600 A МАШАКСКАЯ СЕРИЯ	1100	
	КЫРЛИНСКАЯ СЕР.: КАЛТАСИНСК. СВ. III? АРЛАНСКАЯ СВИТА 1535 I ?						ПУЙВИНСКАЯ СВ. ОШИЗСКАЯ СВИТА ШОКУРЬИНСКАЯ СВ. A МАНЬХОБЕИНСКАЯ СВИТА		БУРЗЯНСКАЯ СЕРИЯ: БАКАЛЬСКАЯ СВИТА Fe Mg САТКИНСКАЯ СВИТА Fe Mg A I ВЕРХНЕАЙСКАЯ СВИТА ЛИПОВСКАЯ СВИТА НАВЫШСКАЯ СВ.	МАКСЮТОВСКИЙ КОМПЛЕКС: КАРАМАЛИНСКАЯ СВИТА ? ЮМАГУЗИНСКАЯ СВИТА КАЙРАКЛИНСКАЯ СВИТА ? ГАЛЕЕВСКАЯ СВИТА	(?) ВЕРХНЕКУМАКСКАЯ (УЗУНКАЙРАКТИНСКАЯ) СЕРИЯ Fe	
						1670–2490				2700	1470 – 2500	1700	
						ХАРБЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС	ШАТМАГИНСКАЯ (НЯРТИНСКАЯ) ТОЛЩА			ТАРАТАШСКИЙ КОМПЛЕКС ТУКМАЛИНСКАЯ СЕРИЯ Fe	УФАЛЕЙСКИЙ, СЫСЕРТСКИЙ И ИЛЬМЕНОГОРСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ Fe	ТАЛДЫКСКАЯ СЕРИЯ	ЗЕЛЕНЧУКСКАЯ СЕРИЯ: МАКЕРСКАЯ СВИТА БУУЛЬГЕНСКАЯ СВИТА
										3200–3320			
ЫЙ КОМПЛЕКС ЕРАКРУСТАЛЬНЫХ ПОРОД; ОРСТЕНОВЫЕ ГНЕЙСЫ										(?) ТАРАТАШСКИЙ КОМПЛЕКС АРШИНСКАЯ СЕРИЯ Fe		КАИНДИНСКИЙ ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС	

РАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ, МЛН. ЛЕТ

ЖИРНЫМ ШРИФТОМ ПОКАЗАНЫ ЗНАЧЕНИЯ ВОЗРАСТА, ПРИНИМАЕМЫЕ ЗА ДЕЙСТВИТЕЛЬНЫЕ, ТОНКИМ – „ОМОЛОЖЕННЫЕ"

АДОЧНЫХ, ВУЛКАНОГЕННЫХ И СЛАБО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД
ождконакопления, излияния лав, эпигенеза или начального метаморфизма)
бочных пород по глауконину, Ar метод
каногенных пород, K-Ar метод
1200 вулканогенных пород, Rb-Sr метод
1200 глинистых сланцев (и филлитов), K-Ar метод

ГРАНИТОИДОВ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД (*время плутонизма или метаморфизма*)
1200 *K-Ar метод*
1200 *Rb-Sr метод (по минералам)*
1200 *Rb-Sr метод (по валовым пробам, изохронный)*
1200 *Pb-изотопный (U-Th-Pb) метод*
1200 *Pb-изохронный метод*
1200 *I-Pb метод*

СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
1200 *Pb-изотопный (U-Th-Pb) метод*
1200 *Pb-модельный метод*

ДИАБАЗОВ И ГАББРО-ДИАБАЗОВ
1200 *K-Ar метод*

ГИПЕРБАЗИТОВ И МЕТАБАЗИТОВ
1200 *K-Ar метод*

Л.К.Ф. „Аэрогеология", Зак. 489

СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ГЛАВНЕЙШИХ РАЗ

ЗОН | ГРУППА | ПОДГРУППА, КОМПЛЕКС, ОТДЕЛ | ЯРУС

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ (ДЛЯ ПРОТОЗОЯ И КЕМБРИЯ)
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ (ДЛЯ АРХЕЯ)

С И Б И Р С К А Я П Л А Т Ф О

АНАБАРСКИЙ ЩИТ (АНАБАРСКОЕ ПОДНЯТИЕ)		УДЖИНСКОЕ ПОДНЯТИЕ	ОЛЕНЁКСКОЕ ПОДНЯТИЕ	ПРИВЕРХОЯНСКИЙ ПРОГИБ (СЕВ. ХАРАУЛАХ)	ХАНТАЙСКО-РЫБНИНСКОЕ ПОДНЯТИЕ (ТУРУХАНСКИЙ И ИГАРСКИЙ РАЙОНЫ)		ЕНИСЕЙСКАЯ АНТЕКЛИЗА		ЧАДОБЕЦКОЕ ПОДНЯТИЕ	АЛ
ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ①	ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ②	③	④	⑤	ЗАПАДНАЯ ЗОНА ⑥	ВОСТОЧНАЯ ЗОНА ⑦	ЗАПАДНЫЙ ПОЯС ⑧	ВОСТОЧНЫЙ ПОЯС ⑨	⑩	ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ⑪

ПАЛЕОЗОЙ — НИЖНИЙ, КЕМБРИЙ — ТОММОТ. И ЛЕНАТДАБАН. ЯРУС — IV

Древнейшие остатки скелетной фауны: хиолиты, брахиоподы, гастроподы, археоциаты, трилобиты.

570 млн. лет

палеонтологический комплекс (см. ниже); также сабеллидитиды, медузоидные, черви, рангенды, вверху хиолиты(?) Anabarites trisulcatus

КУОНАМСКИЙ ГОРИЗОНТ

КУРАНАХСКАЯ СВИТА | ЧАБУРСКАЯ СВИТА | ЭМЯКСИНСКАЯ СВИТА | МАНЫКАЙСКАЯ СВИТА | НЕМАКИТ-ДАЛДИНСКИЙ ГОРИЗОНТ (580)

ЭРКЕКЕТСКАЯ СВ. (556) | КЕСЮСИНСКАЯ СВ. (545)

ТЮЭЭРСКАЯ СВИТА (545) — IV

КРАСНОПОРОЖСКАЯ СВИТА | СУХАРИХИНСКАЯ СВ. — IV | ИЗЛУЧИНСКАЯ СВИТА | ПОЛБАНСКАЯ СВИТА

КОСТИНСКАЯ СВ. | ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА | НИЖНЯЯ ПОДСВИТА (АПОЛЛОНОВСКАЯ СВИТА) | ПЛАТОНОВСКАЯ СВИТА — A, IV

ЯРЦЕВСКАЯ СВИТА ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ | ЯРЦЕВСКАЯ СВИТА НИЖНЯЯ ЧАСТЬ

АГАЛЕЕВСКАЯ СВ. | КЛИМИНСКАЯ СВ. | ИРКИНЕЕВСКАЯ СВИТА | ОСТРОВНАЯ СВ. | РЕДКОЛЕСНАЯ СВ.

ЛЕБЯЖИНСКАЯ СВИТА | УГЛОВСКАЯ СВИТА

ЛУНЬСКАЯ СВИТА | ОГОНЬСКАЯ СВИТА

СИНСКАЯ СВИТА | ПЕСТР | ТИННОВСКАЯ СВ. — IV | ЖЕРБИНСКАЯ СВ.

~ 650-680 млн. лет

ЭПИПРОТОЗОЙ — IV ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Строматолиты: Boxonia, Linella и др.
Онколиты: Osagia minuta, O. recta
Катаграфии: Vesicularites bothrydioformis, V. concretus, V. lobatus, Vermiculites irregularis, V. tortuosus
Акритархи; медузоидные, редкие рангенды

623-673

СТАРОРЕЧЕНСКАЯ СВИТА — A, IV

ТУРКУТСКАЯ СВ. — A, IV | ТОМТОРСКАЯ СВИТА — IV

ХОРБУСУОНСКАЯ СЕРИЯ: 670? ТУРКУТСКАЯ СВ. — A, IV | ХАТТЫСПЫТСКАЯ СВИТА | МААСТАХСКАЯ СВИТА

ХАРА-ЮЭТТЕХСКАЯ СВИТА — A, IV

ЕНИСЕЙСКИЙ ПРОГИБ, ВОРОГОВСКАЯ СЕРИЯ: ПОРОЖНИНСКАЯ СВИТА | СУХОРЕЧЕНСКАЯ СВИТА — IV | МУТНИНСКАЯ СВИТА | СЕВЕРОРЕЧЕНСКАЯ СВИТА

630?

АНГАРО-КАНСКИЙ ПРОГИБ, ТАСЕЕВСКАЯ СЕРИЯ: МОШАКОВСКАЯ СВ. | ЧИСТЯКОВСКАЯ СВИТА | АЛЕШКИНСКАЯ СВИТА

ТЕЙСКИЙ ПРОГИБ, ЧИНГАСАНСКАЯ СЕРИЯ: ТАЕЖНАЯ СВ. | ПОДЪЕМНАЯ СВ. (700) — III, IV | СУВОРОВСК. СВИТА | СУКТАЛЬМИН. СВ. (765) Т

ТОГОНСКАЯ СВИТА: ЧЕТВЕРТАЯ ПОДСВИТА | ТРЕТЬЯ ПОДСВИТА | ВТОРАЯ ПОДСВИТА | ПЕРВАЯ ПОДСВИТА (572)

880-1100 | 950

~ 1000-1100 млн. лет

НЕОПРОТОЗОЙ — ВЕРХНИЙ — III ПАЛЕОНТОЛ. КОМПЛЕКС

Строматолиты: Inseria, Minjaria, Gymnosolen, Katonia, Tungussia nodosa и др.
Онколиты: Osagia grandis, Asterosphaeroides serratus, Radiosus limbatus и др.
Катаграфии: Nubecularites uniformis, Vermiculites anfractus

912

ЮСМАСТАХСКАЯ СВИТА ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА — III; A, III, IV

1100

1100

ДУРНОМЫССКАЯ СВ. | РЕЧКИНСКАЯ СВ. | ПЕРВОПОРОЖСКАЯ СВ. | МИРОЕДИХИНСКАЯ СВ. — A, III

ВЕРХНЕВОРОГОВСКИЙ КОМПЛ. (ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ)

ЮЭЛЬСКАЯ СЕРИЯ: ДАШКИНСК. СВ. — A, III, IV | Н.-АНГАРСК. СВ. — A, III, Fe

ТОРГИНСКАЯ СВИТА — III

СРЕДНИЙ — II ПАЛЕОНТОЛ. КОМПЛ.

Строматолиты: Baicalia, Conophyton cylindricus, C. gargani-cus, C. ireuus, C. metula, C. tire-guens, Tungussia nodosa, Compa-ctocollenia и др.
Онколиты: Osagia columnata, O. uralica, O. composita.
Катаграфии: Vesicularites flexuosus, Vermiculites angularis, Glebosites glebosites

1650 млн. лет

ЮСМАСТАХСКАЯ СВИТА НИЖНЯЯ ПОДСВИТА — A, II (1200)

БИЛЛЯХСКАЯ СВИТА ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА — A II, III

ХАПЧАНЫРСКАЯ СВИТА — A II

УНГУОХТАХСКАЯ СВИТА

БИЛЛЯХСКАЯ СЕРИЯ

СИЭТЧАНСКАЯ СВ. — A, III | ЧЕРНОРЕЧЕНСКАЯ СВ. — III | НЭЛЭГЕРСКАЯ СВ. — A, II | ЭСЭЛЭХСКАЯ СВ. — A II | УКТИНСКАЯ СВИТА — A II

ШОРИХИНСКАЯ СВ. — A II, III

ВЕРХНЕВОРОГОВСКИЙ КОМПЛ. (НИЖНЯЯ ЧАСТЬ)

ТУНГУСИКСКАЯ СЕРИЯ: ОРЛОВСКАЯ СВ. — A III | БАРОЧНАЯ СВИТА | ГРЕМИХИНСКАЯ СВ. — A II | БУРМАКИНСКАЯ СВ. | КРУТОШИВЕРСКАЯ СВ.

ТУНГУСИКСКАЯ СЕРИЯ: ДАДЫКТИНСКАЯ СВ. | СВ. СЕРОГО КЛЮЧА — A II, III | ШУНТАРСКАЯ СВ. — A II | ПОТОРОЙСКАЯ СВ. | ДЖУРСК. СВ. — A II (Mg) | КРАСНОГОРСК. СВ. (Fe)

БЕЗЫМЯННАЯ СВ. — III | МЕДВЕДКОВСКАЯ СВ. | БРУССКАЯ СВИТА (654) | ТЕРИНОВСКАЯ СВ. — A II | ЧУКТУКОНСКАЯ СВ. | ДОЛЬЧИКОВСКАЯ СВ. | СЕМЕНОВСК. СВ. (835-1290)

СЕНЬСКАЯ СВИТА — II | КУМАХУЛАХСКАЯ СВ. | НИЧАТСКАЯ СВИТА

ЧАДОБЕЦКАЯ СВ.

СОЛОЛИЙСКАЯ СЕРИЯ: 1100 | 920 — A III | ХАЙПАХСКАЯ СВИТА (1035) | ДЕБЕНГДИНСКАЯ СВИТА (1170) — A II | АРЫМАССКАЯ СВИТА (1260) — A II | КЮЮТИНГДИНСК. СВ. (1380) — A, I | СЫГЫНАХТАХСКАЯ СВИТА

675

ГУБИНСКАЯ СВ. | ЛУДОВСКАЯ СВ. | ИГАРСК. СВИТА

ВТОРОКАМЕНСК. СВ. — A II (Mn)

СУХОТУНГУСИНСКАЯ СВИТА — A II

ИЛЬЮШКИНСКАЯ СВ.

СТРЕЛЬНОГОРСКАЯ СВ. (815-883)

СУХОПИТСКАЯ СЕРИЯ: СОСНОВСКАЯ СВ. — A II | КОНКИНСКАЯ СВИТА | ПЕМСКАЯ СВ. | ГОРБЫЛОКСКАЯ СВ. | КОРДИНСКАЯ (МАРОКСКАЯ) СВИТА

СУХОПИТСКАЯ СЕРИЯ: АЛАДЬИНСК. СВ. (Mg) | СВИТА КАРТОЧКИ | ПОГОРЮЙСКАЯ СВ. (750-1630) (P) | УДЕРЕЙСКАЯ СВИТА (P) | ГОРБЫЛОКСКАЯ СВ. | КОРДИНСКАЯ (МАРОКСКАЯ) СВИТА

1900

~ 1900-2000 млн. лет

МЕЗОПРОТОЗОЙ — ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС — I

Строматолиты: Kussiella kussiensis, Omachtenia, Collenia frequens, Conophyton gargunicus, C. cylindricus и др.
Онколиты: Osagia libidinosa, O. pulla, Radiosus tenebricus.
Катаграфии: Vesicularites rotundus

ВЯТСКАЯ (АБАЛАКОВСКАЯ) ТОЛЩА

ТЕЙСКАЯ СЕРИЯ: ПЕНЧЕНГИНСКАЯ СВИТА | ХРЕБТА КАРПИНСКОГО СВИТА

КЕБЕКТИНСКАЯ СВ.

~ 2600-2800 млн. лет

Редкие строматолиты и онколиты плохо изученные

1950-2100

ЭКИТСКАЯ СЕРИЯ (A) Fe

2100

ЕНИСЕЙСКАЯ СЕР.: ШИВЕРСКАЯ СВИТА | СРЕДНЯНСКАЯ СВИТА | ИСАЕВСКАЯ СВИТА

~ 3500 млн. лет

2500-2980

1380 | 2500 | 4200 ±500

3100

АРХЕЙ — АРХЕЙ — A^{IV} Гранато-гнейсовый комплекс

АНАБАРСКАЯ СЕРИЯ: ХАПЧАНСКАЯ ПОДСЕРИЯ: БИЛЛЭЭХ-ТАМАХСКАЯ СВИТА

A^{III} Метабазито-карбонатный комплекс

ХАПТАСЫННАХСКАЯ СВИТА

A^{II} Метабазитовый комплекс

ВЕРХНЕАНАБАРСКАЯ ПОДСЕРИЯ

КАНСКАЯ СЕРИЯ: КАЛАНТАТСКАЯ СВИТА (?) | АТАМАНОВСКАЯ СВИТА | КУЗЕЕВСКАЯ СВИТА

ЧАРСКАЯ И ТО... | ОЛЁКМИНСК... | КУРУЛЬТИНСКА...

A^{I} Амфиболито-ферралито-кварцитовый комплекс

ДАЛДЫНСКАЯ ПОДСЕРИЯ: КИЛЕГИРСКАЯ СВИТА — A, I, Fe | БЕКЕЛЯХСКАЯ СВИТА — A, I

· Основание неизвестно

Глобальные диастрофические циклы (складчатость, интрузии гранитов, метаморфизм)

Плутонический субплатформенный цикл

Границы формационных комплексов архея

Границы палеонтологических комплексов (а-промежуточные комплексы)

Красноцветные отложения

Перерывы

Тектонические контакты

Нижняя граница не вскрыта

Размывы (стратиграфическое несогласие)

T Тиллиты, R Валунники

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ

A Строматолиты
◎ Микрофитолиты
I, II, III, IV Комплексы строматолитов и микрофитолитов
Отпечатки медуз
Погонофоры (Sabellidites, Paleolina)
Следы червей
Отпечатки Rangea
Археоциаты
Хиолиты
Хиолиты (черви?) Anabarites trisulcatus
Брахиоподы
Гастроподы
Трилобиты

НЕКОТОР

Fe Джеспилиты
Fe Силикатно-магне...
Fe Гематитовые и ск... пластовые и ок...
Mg Магнезиты

ВРЕЗОВ ДОКЕМБРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛ

Р М А

Д А Н С К И Й Щ И Т

БАССЕЙН Р. ОЛЁКМЫ (12)	ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКИЙ РАЙОН (13)	ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ (14)
		СИНСКАЯ СВИТА
РОЦВЕТНАЯ (ЮЕДЕЙСКАЯ) СВИТА	540-575	
ПОРОХТАХСКАЯ СВ. A ◎ IV	ЮДОМСКАЯ СВИТА 650 A ◎ IV	A ◎ IV
		610-680 650
		УЙСКАЯ СЕРИЯ: УСТЬ-КИРБИИНСК. СВИТА 610-680
		КАНДЫКСКАЯ СВИТА
ТОРГИНСКАЯ СВИТА ◎ III		
ДИКИМДИНСКАЯ СВ.		
ИМАЛЫКСКАЯ СВ.		
		A III
		МАЙСКАЯ СЕРИЯ: ЛАХАНДИНСК. СВ. 890-1000 Fe A1
		◎ A II
		ЦИПАНДИНСК. СВ. A II
		МАЛГИНСКАЯ СВ.
		ОМНИНСКАЯ СВ. Fe
		ЭННИНСКАЯ СВ. 1190 A I,II
		УЧУРСКАЯ СЕР.: ОМАХТИНСК. СВ. ◎ A II; ГОНАМСКАЯ СВ. ◎ A II
КОНКУЛИНСКАЯ СВ.		КОНКУЛИНСКАЯ СВ.
1900		БИРИНДИНСКАЯ СВ. 1900
		ЭЛГЭТЭЙСКАЯ СВ. 1840
		УЛКАЧАНСКАЯ СВ.
		ТОПОРИКАНСКАЯ СВ.
ЕКЕБЕКТИНСКАЯ СВ. Cu		
ЕХАНИНСКАЯ СВ.		
НАМСАЛИНСК. СВ. ◎ A I		
ЧАРОДОКАНСКАЯ СВ.	ЯРОГИНСКАЯ ТОЛЩА	

ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Таблица II

Институт Геологических Наук
Библиотека

ТИ ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

БАЙКАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

СТАНОВАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

СТЬ	ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ (22)	ПАТОМСК.(СЕВ.ЧАСТЬ) И СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОЕ НАГОРЬЯ (23)	ПАТОМСК.(ЮЖ. ЧАСТЬ) НАГОР. И СРЕДНЕ-ВИТИМ. ГОРНАЯ (24) СТРАНА	ВЕРХНЕ-АНГАРСКИЙ И СЕВ.-МУЙСКИЙ ХРЕБТЫ (25)	ЮЖНО-МУЙСКИЙ ХРЕБЕТ (26)	ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ (27)	ВИТИМСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ (28)	ХРЕБТЫ КОДАР И УДОКАН (29)	ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ (30)	ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ (31)	ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ (32)
ЯНЬЕ											
ОЛЬСКАЯ СВИТА		ЭЛЬГЯНСКАЯ СВИТА	НИЖНЕЯНГУДСКАЯ СВИТА	КООКТИНСКАЯ СВ.	ЮКТОКОНСКАЯ СВ.			ЭЛЬГЯНСКАЯ СВИТА			
ОТСКАЯ СВИТА ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА		ПЕСТРОЦВЕТНАЯ СВИТА	СИДЕЛЬТИНСКАЯ СВИТА	ТУКАЛОМИЙСКАЯ СВИТА			БУРУНДИНСКАЯ СВИТА	ПЕСТРОЦВЕТНАЯ СВИТА			
ОТСКАЯ СВИТА СРЕДНЯЯ ПОДСВИТА		ТИННОВСКАЯ СВИТА ◎IV	ВЕРХНЕПАДРОКАНСКАЯ СВИТА	ХОЛОДНИНСКАЯ СВИТА		ТАТАУРОВСКАЯ СВИТА		ТИННОВСКАЯ СВИТА ◎IV			
ОТСКАЯ СВИТА НИЖНЯЯ ПОДСВИТА 609		ЖЕРБИНСКАЯ СВ. 600,610	НИЖНЕПАДРОКАНСК. СВ. ГУКИТСКАЯ СВИТА					ЖЕРБИНСКАЯ СВ. 600,610			
		750-1040?		780			600,680				
ИСКАЯ СВ.											
СКАЯ СВ. ◎IV	УШАКОВСКАЯ СВИТА						ТОЧЕРСКАЯ СВИТА				
СВ. 737											
200											
ИНСКАЯ СВИТА A III		ЧЕНЧИНСКАЯ СВ. ◎A III	ИМНЯХСКАЯ СВИТА	ЯНЧУЙСКАЯ СВИТА	НЕРУНДИНСКАЯ СВИТА ◎II	ДАБАТСКАЯ СВИТА	ИКАТСКАЯ (ПАРЕНГСКАЯ) СВИТА (Mg) A II, ◎II-III	ЧЕНЧИНСКАЯ СВ. ◎A III			
ТСКАЯ СВ. (P)	КАЧЕРГАТСКАЯ СВИТА	ЖУИНСКАЯ СВ. ◎A III		БАРГУЗИНСКАЯ СВИТА A, ◎II		БУРЛИНСКАЯ СВИТА A	ТИЛИМСКАЯ СВИТА (S.Str.)	ЖУИНСКАЯ СВ. ◎A III			
ЫРСКАЯ СВ. ◎II		ВАЛЮХТИНСКАЯ СВ. ◎A II	ГОХТАЧИНСК. СВИТА ◎II		МУХТУНСКАЯ СВИТА ◎II			ВАЛЮХТИНСКАЯ СВ. ◎A II			
УЛЕЖСК.СВ(Mg)	УЛУНТУЙСК.(P) ◎III ГОЛОУСТЕНСКАЯ СВ.	БАРАКУНСК.СВ. ◎A II						БАРАКУНСКАЯ СВИТА ◎A II			
		ДЖЕМКУКАНСК. СВ. ◎II						ДЖЕМКУКАНСКАЯ (НИЧАТСКАЯ) СВ.			
		МАРИИНСКАЯ СВИТА ◎II	МАРИИНСК. ◎II ШУСМАНСК. СВ.								
ИНСКАЯ СВ. ОДХИНСК. СВ. 1635		БУГАРЫХТИН.СВ. ХАЙВЕРГИНСК.СВ. ХОРДУХТАХСК.СВ.	БАЛЛАГАНАХСКАЯ СВИТА (sensu str.)	УКОЛКИТСКАЯ СВИТА			СУВАНИХИНСКАЯ СВИТА				
		1620									
КАЯ СЕРИЯ	АНАЙСКАЯ СЕРИЯ A1	ЧАЙСКАЯ СВИТА ХИБЕЛЕНСКАЯ СВ. 1710 МАЛОКОСИНСКАЯ СВ.	ЯЗОВСКАЯ (МЕДВЕЖЕВСКАЯ СВ.) ПУРПОЛЬСК.СВ. (Fe) A1 A1 КОГАНДИНСК.СВ.	ВЕРХНЕПАДРИНСК.СВ. СРЕДНЕПАДРИНСК.СВ. НИЖНЕПАДРИНСК.СВ.				ЯЗОВСКАЯ СВ. ПУРПОЛЬСКАЯ СВ. A1 A1			
680								1900 1900		1900	
		A						НАМИНГСК.СВ. САКУКАН.СВ.(Cu) БУТУНСК. ◎A I АЛЕКСАНДР.СВ. ЧЕТКАНДИН.СВ. ИНЫРСКАЯ СВ. АЯНСКАЯ СВ. ИКАБИЙСК.СВ. БОРУРЯХСК.СВ. ОРТУРЯХСК.СВ. СЫГЫХТИН.СВ.			
ОНОТСКИЙ ГРАБЕН	ИРЕТСКАЯ СВИТА	ЧУЙСКАЯ ТОЛЩА	ЗАМИНСКАЯ ПОДСЕРИЯ (РАСЧЛЕНЕНИЕ НА СВИТЫ МЕСТНОЕ ДЛЯ КАЖДОЙ ПОДЗОНЫ)	ЛЕВИТИНСКАЯ СВИТА					ЧУЛЬМАНСКАЯ СЕРИЯ		
	СУБЛУКСКАЯ СВИТА			ОЛНИНСКАЯ СВИТА							
	СОСНОВЫЙ БАЙ. (Fe)		КИЛЯНСКАЯ ПОДСЕРИЯ (РАСЧЛЕНЕНИЕ НА СВИТЫ МЕСТНОЕ ДЛЯ КАЖДОЙ ПОДЗОНЫ)	УЕНДЕКСКАЯ СВИТА		КИЛЯНСКАЯ ПОДСЕРИЯ	ГАРГИНСКАЯ СЕРИЯ (ТОЛЩА)	ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННАЯ ТОЛЩА (ОЛОНДИНСКАЯ СЕРИЯ)		2100
	КАМЧАДАЛ. (Mg)	ПАРАМСКАЯ ПОДСЕРИЯ	БУЛУНДИНСКАЯ СВ. САМОКУТСКАЯ СВ.	ГОРБЫЛОКСК. СВИТА		МУЙСКАЯ СЕРИЯ	КИЛЯНСКАЯ ПОДСЕРИЯ			ЯНКАНО-ДЖЕЛТУЛАКСКИЙ КОМПЛЕКС	
	ИКТИКТИНСКАЯ СВИТА	ХАРГИТУЙСКАЯ (ХУЛУРТУЙСК.) СВИТА	НЮРУНДУКАНСКАЯ СВИТА (Fe)						ЮДОМСКАЯ СЕРИЯ	СОБОЛИНСКАЯ СВИТА	
	МУЙСКАЯ (САРМИНСКАЯ) СЕРИЯ	ЗАМИНСКАЯ ПОДСЕРИЯ	КИЛЯНСКАЯ ПОДСЕРИЯ							ЧАСОВИНСКАЯ СВИТА	
2960			2900-3200					3100		3500	3200-3500
	ХАРАГОЛ. ПЕРЕВАЛ. КУЛТУКСК.	ПРИОЛЬХОНСКИЙ КОМПЛЕКС	ТУЛДУНСКАЯ ПОДСЕРИЯ	КАТКОВСКАЯ СВИТА	АМАЛАТСКИЙ КОМПЛЕКС					КАВЫКТИНСКАЯ СВИТА	КУДУЛИКАНСКАЯ СВ.
	КИТОЙСКАЯ СВ.			КРЕСТОВСК.СВ.							ЧИЛЬЧИНСКАЯ СВ.
	ЗОГИНСК СВ. (Fe)		ИЛЕИРСКАЯ ПОДСЕРИЯ	ТАЛАНЧАНСКАЯ ПОДСЕРИЯ				ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС (ЧАРСКАЯ И ТОРСКАЯ ТОЛЩИ)			СИВАКАНСКАЯ СВ.
	ЖИДОЙСК.										АЛЬВАНАРСКАЯ СВИТА
	ШУМИХИН.									ЛАПРИЙСКАЯ СВ.	ХУДУРКАНСКАЯ СВИТА
										МОГОТСКАЯ СВИТА (Fe)	
										ОНАЛИЙСКАЯ СВ.	
										ЧАЙНЫТСКАЯ СВИТА A1	
										УНГРИНСКАЯ СВ. (Fe)	

РАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ, МЛН. ЛЕТ

ЖИРНЫМ ШРИФТОМ УКАЗАНЫ ЗНАЧЕНИЯ ВОЗРАСТА, ПРИНИМАЕМЫЕ ЗА ДЕЙСТВИТЕЛЬНЫЕ, ТОНКИМ – „ОМОЛОЖЕННЫЕ"

1200 ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПО ГЛАУКОНИТУ *K-Ar метод*

ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

1200 *K-Ar метод*

1200 *Pb-изотопный метод*

1200 *Rb-Sr метод*; 1200 *Rb-Sr изохронный*

ПЛУТОНИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД (ВРЕМЯ ПЛУТОНИЗМА ИЛИ МЕТАМОРФИЗМА)

1200 *K-Ar метод*

1200 *Rb-Sr метод*; 1200 *Rb-Sr изохронный*

1200 *Pb-изотопный метод*

1200 *Pb-модельный метод*

1200 *U-Pb метод*

1200 *Pb-изохронный метод*

1200 *K-Ar метод, диабазы и габбро*

СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ

НАДГРУППА (ЗОН) | **ГРУППА** | **ПОДГРУППА, КОМПЛЕКС, ОТДЕЛ**

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ (для протозоя, зокембрия и кембрия)
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ (для архея)

БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

НОРВЕГИЯ		ШВЕЦИЯ			ФИНЛЯНДИЯ			СОВЕТСКАЯ	
Северная часть (1)	Южная часть (2)	Сев. часть (Норботтен) (3)	Центр. часть (+ Ю.-В. Норланд и Вестерботтен) (4)	Южная часть (5)	Ю.-З. и Зап. части (6)	Северная часть (7)	Восточная часть (8)	Юго-Западная часть (9)	Юго-Восточная часть (10)

ПАЛЕОЗОЙ — НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Органические остатки атдабанского яруса: трилобиты, гастроподы и др.

Органические остатки томмотского яруса: хиолиты, брахиоподы, гастроподы и др.

Четвертый („вендский") комплекс строматолитов и микрофитолитов; сабеллеditиды, медузоидные, черви, рангеды, вверху хиолиты (?)

ЗОКЕМБРИЙ

Северная часть (1)	Южная часть (2)	Сев. часть (Норботтен) (3)	Центр. часть (+ Ю.-В. Норланд и Вестерботтен) (4)	Южная часть (5)	Ю.-З. и Зап. части (6)	Северная часть (7)	Восточная часть (8)	Юго-Западная часть (9)	Юго-Восточная часть (10)
КВАРЦИТЫ ДУОЛЬБАССГАЙС ▽	СЕРИЯ ХОЛМИЯ ▽								
АЛЕВРОЛИТЫ БРЕЙВИК ⸸				АЛЕВРОЛИТЫ ▽ ⊙ ⸸	ПЕСЧАНИКИ (КЛАСТИЧЕСКИЕ ДАЙКИ)				
СЛАНЦЫ И ПЕСЧАНИКИ СТАПУГИЕДЕ	КВАРЦИТЫ РИНГСАК ‡			КВАРЦИТЫ БАЛКА ‡					
	ПЕСЧАНИКИ ВАРДАЛЬ			ПЕСЧАНИКИ НЕКСЕ					

~ 650–680 млн. лет

ПРОТОЗОЙ — ЭПИПРОТОЗОЙ

Четвертый („вендский") комплекс строматолитов и микрофитолитов

Северная часть (1)	Южная часть (2)	Сев. часть (Норботтен) (3)	Центр. часть (+ Ю.-В. Норланд и Вестерботтен) (4)	Южная часть (5)	Ю.-З. и Зап. части (6)	Северная часть (7)	Восточная часть (8)	Юго-Западная часть (9)	Юго-Восточная часть (10)
Верхний (красный) спарагмит Финмаркена: ВЕРХНИЕ ТИЛЛИТЫ Т	Верхний (красный) спарагмит: ТИЛЛИТЫ МУЗЛЬВ Т	ВАРЯЖСКАЯ СЕРИЯ Т							
КРАСНЫЕ ПЕСЧАНИКИ	СПАРАГМИТ МУЗЛЬВ								
НИЖНИЕ ТИЛЛИТЫ Т									

1000–1100 млн. лет

ПРОТОЗОЙ — ОЗО — ВЕРХНИЙ

Третий („верхнерифейский") комплекс строматолитов и микрофитолитов

Северная часть (1)	Южная часть (2)	Сев. часть (Норботтен) (3)	Центр. часть (+ Ю.-В. Норланд и Вестерботтен) (4)	Южная часть (5)	Ю.-З. и Зап. части (6)	Северная часть (7)	Восточная часть (8)	Юго-Западная часть (9)	Юго-Восточная часть (10)
Нижний спарагмит: ДОЛОМИТЫ A III, ◎ III, IV	Нижний спарагмит: ИЗВЕСТНЯКИ БИРИ A III	СПАРАГМИТОВАЯ СЕРИЯ		ВИЗИНГСО СЕРИЯ 985					
ПЕСЧАНИКИ ПОРСАНГЕР	КОНГЛОМЕРАТЫ БИРИ								

ПРОТОЗОЙ — ОЗО — СРЕДНИЙ

Второй („среднерифейский") комплекс строматолитов и микрофитолитов

Северная часть (1)	Южная часть (2)	Сев. часть (Норботтен) (3)	Центр. часть (+ Ю.-В. Норланд и Вестерботтен) (4)	Южная часть (5)	Ю.-З. и Зап. части (6)	Северная часть (7)	Восточная часть (8)	Юго-Западная часть (9)	Юго-Восточная часть (10)
	Нижний спарагмит: СЛАНЦЫ И ИЗВЕСТНЯКИ							САЛМИНСКАЯ СВИТА 1300, 1500	
	СПАРАГМИТ БРЕТТУМ								
	ЙОТНИЙ (ТРЮСИЛЬ-ПЕСЧАНИКИ)		ЙОТНИЙ (ДАЛА-ПЕСЧАНИКИ) 1300	АЛЬМЕСОКРА СЕРИЯ	ЙОТНИЙ (САТАКУНТА, МУХОС) 1300				

1600–1700 млн. лет

Северная часть (1)	Южная часть (2)	Сев. часть (Норботтен) (3)	Центр. часть (+ Ю.-В. Норланд и Вестерботтен) (4)	Южная часть (5)	Ю.-З. и Зап. части (6)	Северная часть (7)	Восточная часть (8)	Юго-Западная часть (9)	Юго-Восточная часть (10)
	ПОРФИРЫ ЭНГЕРДАЛЬ	КИРУНА, ВАККО И ДР. СЕРИИ 1600–1720	СУБЙОТНИЙ (ПОРФИРЫ ДАЛА) 1670, 1690	ПОРФИРЫ СМОЛАНД	1665 R, 1700 R, 1620 R	1620 R,A, 1650 R		ХОГЛАНДСКАЯ СЕРИЯ	

1900–2000 млн. лет

ПРОТОЗОЙ — МЕЗОПРОТОЗОЙ

Первый („нижнерифейский") комплекс строматолитов и микрофитолитов

Северная часть (1)	Южная часть (2)	Сев. часть (Норботтен) (3)	Центр. часть (+ Ю.-В. Норланд и Вестерботтен) (4)	Южная часть (5)	Ю.-З. и Зап. части (6)	Северная часть (7)	Восточная часть (8)	Юго-Западная часть (9)	Юго-Восточная часть (10)
СЕРИЯ ПЕТСАМОТУНТУРИТТ (ПЕЧЕНГСКАЯ) ТАКЖЕ СЕРИИ РАЙПАС(А)К ЧАСКИАС–КАРЕВАРРЕ ФИНМАРКЕНА	БАНДАК „ГРУППА" ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ; БАНДАК „ГРУППА" НИЖНЯЯ ЧАСТЬ ◎	КАРЕЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС A	ЭЛЬВЕБЕРГ, ВАРГФОРС И ЛАРСБОМЕЛАР СЕРИИ	ВЕСТЕРВИК, ВЕТЛАНДА, ВЕСТАНА, ОМОЛЬ(+), ДАЛЬСЛАНД(+) СЕРИИ Fe	БОТНИЙ	ТОЛЩИ ПАККОЛА И ДР.	КОНГЛ.-КВАРЦИТ. ТОЛЩИ КОЛИ И ЯУРАККА	ЛАДОЖСКАЯ СЕР.	ВЕПСКАЯ СЕРИЯ ◎
	СЕЛЬЮР „ГРУППА"					КАРЕЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС ЗОН: ТАНА–КАЙНУУ, КЕМИ–РОВАНИЭМИ И СРЕДНЕЙ ЛАПЛАНДИИ	КАЛЕВИЙ	СОРТАВАЛЬСК. СЕР. A	БЕССОВЕЦКАЯ СВ.
							МОРСКОЙ ЯТУЛИЙ A		ОНЕЖСКАЯ СЕР. Fe ◎ A
							КАЙНУУ Ан-U		СЕГОЗЕРСКАЯ СЕР. A
							САРИОЛИЙ		САРИОЛИЙСКАЯ СЕРИЯ
									ТУНГУД.–НАДВОИЦ. (СУМСКАЯ) СЕРИЯ

2600–2800 млн. лет

ПРОТОЗОЙ — ПАЛЕОПРОТОЗОЙ

Редкие строматолиты и онколиты плохо изученные

Северная часть (1)	Южная часть (2)	Сев. часть (Норботтен) (3)	Центр. часть (+ Ю.-В. Норланд и Вестерботтен) (4)	Южная часть (5)	Ю.-З. и Зап. части (6)	Северная часть (7)	Восточная часть (8)	Юго-Западная часть (9)	Юго-Восточная часть (10)
ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ ТОЛЩА СЁР–ВАРАНГЕР (БЬЁРНЕВАНН) Fe	РЬЮКАН „ГРУППА"	ЛЕПТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ Fe		СТОРА–ЛЕ–МАРС–РАНД СЕРИЯ	СЛАНЦЕВЫЕ ТОЛЩИ ВИХДИ, ОРИЯРВИ И ДР. Ю. ФИНЛЯНДИИ Fe	ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ И СЛАНЦЕВЫЕ ТОЛЩИ СОДАНКЮЛА, КИТТИЛЯ–КУСТАЛА (СРЕДНЯЯ ЛАПЛАНДИЯ) Fe Fe	СЛАНЦЕВЫЕ И АМФИБОЛИТОВЫЕ ТОЛЩИ КОЛИ–ПИЗЛИСЬЯРВИ, НУРМЕС, ВАЛТИМО, ИЛОМАНТИ И ДР.	ГИМОЛЬСКАЯ СЕР.	СУККОЗЕРСКАЯ СВИТА; КАДИОЗЕРСКАЯ СВИТА Fe; МЕЖОЗЕРСКАЯ СВ. 2500; КОСТАМУКШСК. СВИТА Fe

~ 3500 млн. лет

АРХЕЙ — АРХЕЙ

Северная часть (1)	Южная часть (2)	Сев. часть (Норботтен) (3)	Центр. часть (+ Ю.-В. Норланд и Вестерботтен) (4)	Южная часть (5)	Ю.-З. и Зап. части (6)	Северная часть (7)	Восточная часть (8)	Юго-Западная часть (9)	Юго-Восточная часть (10)
A^{IV} *Гранато-гнейсовый комплекс*		„ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС"						„ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС" С ТЕНЕВЫМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ	
A^{III} *Метабазито-карбонатный комплекс*	ГНЕЙСОВО-ГРАНУЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЭСТФОЛЬЛЬ И КОНСБЕРГ–БАМБЛЕ			ГНЕЙСОВО-ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС „ДОГОТСКИЕ ГНЕЙСЫ" Ю.-З. ШВЕЦИИ	ГНЕЙСОВО-ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС УСИМА – ТУРКУ РАУМО („СВИОНИЙ")	ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС	ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС ХЕТА И ТУНСА–САВУКОСКИ		
A^{II} *Метабазитовый комплекс*									
A^{I} *Амфиболито-ферралито-кварцитовый комплекс*									

Основание неизвестно

Глобальные диастрофические циклы (складчатость, интрузии гранитов, метаморфизм)

Плутонический субплатформенный цикл

Границы палеонтологических комплексов

Границы формационных комплексов архея

Перерывы

Размывы

Тектонические контакты

Нижняя граница не вскрыта

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ

A *Строматолиты*

◎ *Микрофитолиты*

⊙ *Отпечатки медузоидных*

⸸ *Погонофоры (Sabelleditides и др.)*

‡ *Следы червей (скалиты и др.)*

▽ *Хиолиты*

I, II, III, IV *Номера комплексов строматолитов и микрофитолитов*

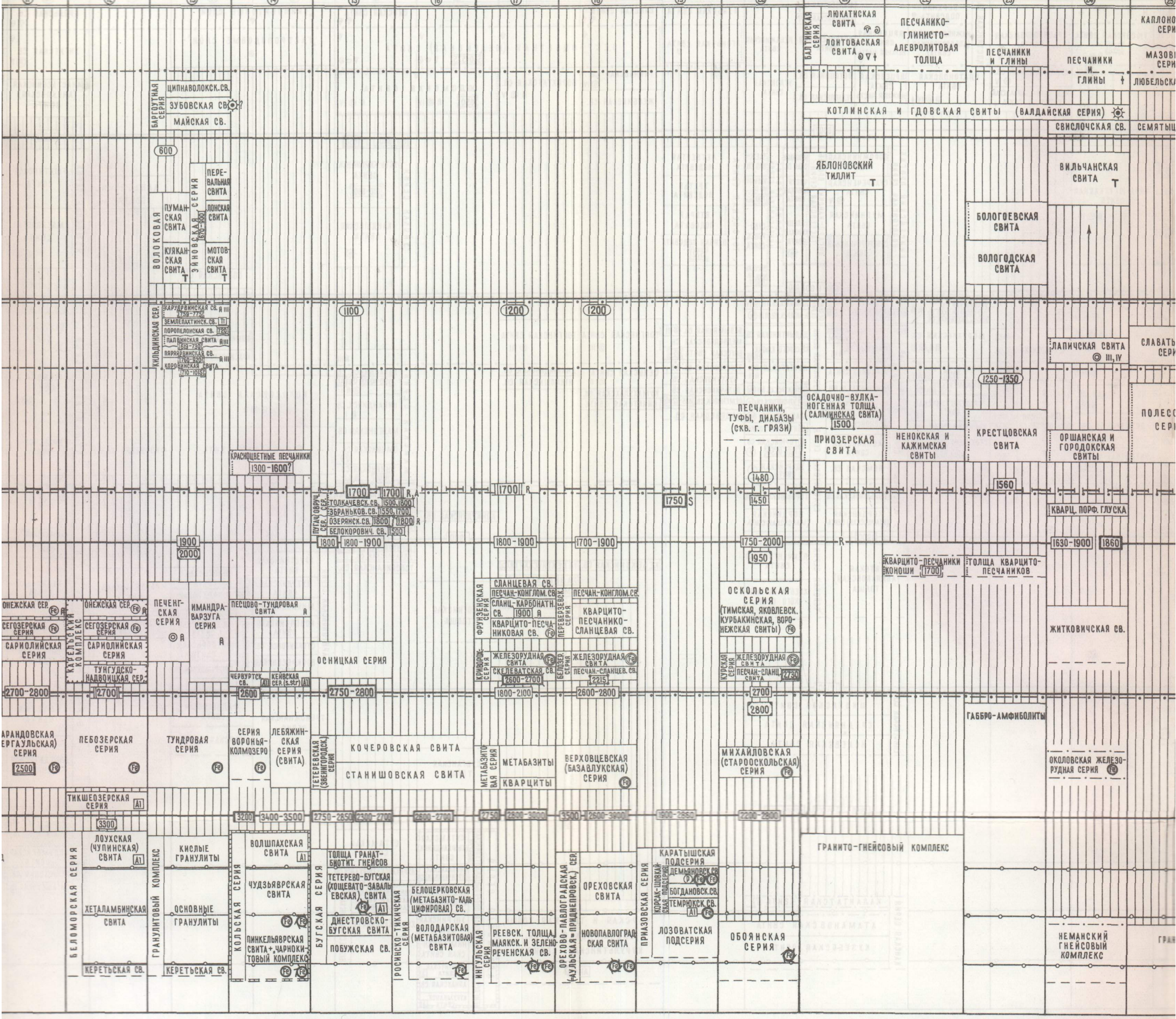
Л.К.Ф. „Аэрогеология", Зак. 489

ГЛАВНЕЙШИХ РАЗРЕЗОВ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕ

Н О - Е В Р О П Е Й С К А Я Р У С С

Щ И Т — У К Р А И Н С К И Й Щ И Т — П Л И Т А

КАРЕЛИЯ		КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ		ЗАПАДНЫЙ РАЙОН	ЦЕНТРАЛЬНЫЙ РАЙОН	КИРОВОГРАД-КРИВОРОЖСКИЙ РАЙОН	ПРИДНЕПРОВСКИЙ РАЙОН	ПРИАЗОВСКИЙ РАЙОН	ВОРОНЕЖСКИЙ МАССИВ, КМА	СЕВ.-ЗАПАД. РАЙОН (ЛЕНИНГРАД, ЭСТОНИЯ)	СЕВ. РАЙОНЫ (НЕНОКСА, КОНОША, КАЖИМ)	ПОС. КРЕСТЦЫ (КРЕСТЦОВСКИЙ ГРАБЕН)	ВОСТ. БЕЛОРУССИЯ (ОРШАНСКИЙ ПРОГИБ)	ВОСТ. ПО
ТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ (11)	СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ (12)	ЗАП. И ЮЖ. ЧАСТИ (13)	ВОСТ. И ЦЕНТР. ЧАСТИ (14)	(15)	(16)	(17)	(18)	(19)	(20)	(21)	(22)	(23)	(24)	(25)


БАРГУТНАЯ СЕРИЯ
ЦИПНАВОЛОКСК.СВ.
ЗУБОВСКАЯ СВ.
МАЙСКАЯ СВ.
ВОЛОКОВАЯ
ПУМАНСКАЯ СВИТА
КУЯКАНСКАЯ СВИТА
ЭЙНОВСКАЯ СЕРИЯ
ПЕРЕВАЛЬНАЯ СВИТА
ЛОНСКАЯ СВИТА
МОТОВСКАЯ СВИТА
КИЛЬДИНСКАЯ СЕР.
ЖАРУДЯВИНСКАЯ СВ.
ЗЕМЛЕПАХТИНСК.СВ.
ПОРОПЕЛОНСКАЯ СВ.
ПАЛЯВИНСКАЯ СВИТА
ПЯРЯЯВИНСКАЯ СВ.
КОРВЕНИНСКАЯ СВИТА
КРАСНОЦВЕТНЫЕ ПЕСЧАНИКИ
ПУТАЧ ОВРУЧ. СЕР.
ТОЛКАЧЕВСК.СВ.
ЗБРАНЬКОВ.СВ.
ОЗЕРЯНСК.СВ.
БЕЛОКОРОВИЧ. СВ.
ОНЕЖСКАЯ СЕР.
СЕГОЗЕРСКАЯ СЕРИЯ
САРИОЛИЙСКАЯ СЕРИЯ
КАРЕЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС
ТУНГУДСКО-НАДВОИЦКАЯ СЕР.
ПЕЧЕНГСКАЯ СЕРИЯ
ИМАНДРА-ВАРЗУГА СЕРИЯ
ПЕСЦОВО-ТУНДРОВАЯ СВИТА
ЧЕРВУРТСК. СВ.
КЕЙВСКАЯ СЕР. (S.STR)
ОСНИЦКАЯ СЕРИЯ
ФРУНЗЕНСКАЯ СЕРИЯ
СЛАНЦЕВАЯ СВ.
ПЕСЧАН.-КОНГЛОМ. СВ.
СЛАНЦ.-КАРБОНАТН. СВ.
КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКОВАЯ СВ.
ПЕРЕВЕРЗЕВСК. СЕРИЯ
ПЕСЧАН.-КОНГЛОМ.СВ.
КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКО-СЛАНЦЕВАЯ СВ.
КРИВОРОЖ. СЕРИЯ
ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ СВИТА
СКЕЛЕВАТСКАЯ СВ.
БЕЛОЗЕР. СЕРИЯ
ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ СВИТА
ПЕСЧАН.-СЛАНЦЕВ. СВ.
ОСКОЛЬСКАЯ СЕРИЯ (ТИМСКАЯ, ЯКОВЛЕВСК. КУРБАКИНСКАЯ, ВОРОНЕЖСКАЯ СВИТЫ)
КУРСКАЯ СЕРИЯ
ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ СВИТА
ПЕСЧАН.-СЛАНЦ. СВИТА
МИХАЙЛОВСКАЯ (СТАРООСКОЛЬСКАЯ) СЕРИЯ
ОБОЯНСКАЯ СЕРИЯ
ЛЕБЯЖИНСКАЯ СЕРИЯ (СВИТА)
СЕРИЯ ВОРОНЬЯ-КОЛМОЗЕРО
ТЕТЕРЕВСКАЯ (ЗВЕНИГОРОДСК.) СЕРИЯ
КОЧЕРОВСКАЯ СВИТА
СТАНИШОВСКАЯ СВИТА
МЕТАБАЗИТОВАЯ СЕРИЯ
МЕТАБАЗИТЫ
КВАРЦИТЫ
ВЕРХОВЦЕВСКАЯ (БАЗАВЛУКСКАЯ) СЕРИЯ
ОРЕХОВО-ПАВЛОГРАДСКАЯ (ПАУЛЬСКАЯ=ПРИДНЕПРОВСК.) СЕР.
ОРЕХОВСКАЯ СВИТА
НОВОПАВЛОГРАДСКАЯ СВИТА
ПРИАЗОВСКАЯ СЕРИЯ
КОРСАК-ШОВСКАЯ ПОДСЕРИЯ
КАРАТЫШСКАЯ ПОДСЕРИЯ
ДЕМЬЯНОВСК.СВ.
БОГДАНОВСК.СВ.
ТЕМРЮКСК.СВ.
ЛОЗОВАТСКАЯ ПОДСЕРИЯ
ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС
ЛЮКАТИСКАЯ СВИТА
ЛОНТОВАСКАЯ СВИТА
БАЛТИЙСКАЯ СЕРИЯ
ПЕСЧАНИКО-ГЛИНИСТО-АЛЕВРОЛИТОВАЯ ТОЛЩА
ЯБЛОНОВСКИЙ ТИЛЛИТ
ПЕСЧАНИКИ, ТУФЫ, ДИАБАЗЫ (СКВ. Г. ГРЯЗИ)
ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННАЯ ТОЛЩА (САЛМИНСКАЯ СВИТА)
ПРИОЗЕРСКАЯ СВИТА
ПЕСЧАНИКИ И ГЛИНЫ
БОЛОГОЕВСКАЯ СВИТА
ВОЛОГОДСКАЯ СВИТА
НЕНОКСКАЯ И КАЖИМСКАЯ СВИТЫ
КРЕСТЦОВСКАЯ СВИТА
КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКИ КОНОШИ
ТОЛЩА КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКОВ
ПЕСЧАНИКИ И ГЛИНЫ
КОТЛИНСКАЯ И ГДОВСКАЯ СВИТЫ (ВАЛДАЙСКАЯ СЕРИЯ)
СВИСЛОЧСКАЯ СВ.
ВИЛЬЧАНСКАЯ СВИТА
ЛАПИЧСКАЯ СВИТА
ОРШАНСКАЯ И ГОРОДОКСКАЯ СВИТЫ
КВАРЦ. ПОРФ. ГЛУСКА
ЖИТКОВИЧСКАЯ СВ.
ОКОЛОВСКАЯ ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ СЕРИЯ
НЕМАНСКИЙ ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС
ГАББРО-АМФИБОЛИТЫ
КАПЛОНО СЕРИ
МАЗОВ СЕРИ
ЛЮБЕЛЬСКА
СЕМЯТЫЦ
СЛАВАТЬ СЕРИ
ПОЛЕСС СЕРИ
1100
1200
1200
1700
1700
1700
1800
1800-1900
1800-1900
1700-1900
1900
2000
1750
S
1480
1450
1560
1750-2000
1950
1630-1900
1860
1250-1350
2700-2800
2700
2600
2750-2800
2600-2700
1800-2100
2600-2800
2700
2800
3200
3400-3500
2750-2850
2300-2700
2800-2700
2750
2800-3000
3500
2600-3900
1900-2850
2200-2800
3300
2500
2730
2215
1500
1700
1500,1800
1550,1700
1800
11800
1500
R
A
1700
1480
1450
1560
1630-1900
1860
1750-2000
1950
2730
2700
2800
1700
1500
1300-1600?
1500
1800
1800-1900
1900
2000
2700-2800
2700
2600
2750-2800
2600-2700
1800-2100
2600-2800
3200
3400-3500
2750-2850
2300-2700
2800-2700
2750
2800-3000
3500
2600-3900
1900-2850
2200-2800
3300
2500
2730
2215
1500
1700
1500,1800
1550,1700
1800
11800
1500
R
A
1700
1480
1450
1560
1630-1900
1860
1750-2000
1950
1250-1350

МБРИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМ

Е Й С К А Я П Л А Т Ф О Р М У С С К А Я

ПРИАЗОВСКИЙ РАЙОН (19)	ВОРОНЕЖСКИЙ МАССИВ, КМА (20)	СЕВ.-ЗАПАД. РАЙОН (ЛЕНИНГРАД, ЭСТОНИЯ) (21)	СЕВ. РАЙОНЫ (НЕНОКСА, КОНОША, КАЖИМ) (22)	ПОС. КРЕСТЦЫ (КРЕСТЦОВСКИЙ ГРАБЕН) (23)	ВОСТ. БЕЛОРУССИЯ (ОРШАНСКИЙ ПРОГИБ) (24)	ВОСТ. ПОЛЬША (25)	ВОЛЫНЬ (26)	ПОДОЛИЯ (ПРИДНЕСТРОВЬЕ) (27)	ПОДМОСКОВЬЕ (МОСКОВСКИЙ ГРАБЕН-ПАВЛОВСК (28) ПОСАД)	ЦЕНТР. РАЙОНЫ (СОЛИГАЛИЧ, ЛЮБИМ) (29)
		БАЛТИЙСКАЯ СЕРИЯ: ЛЮКАТИНСКАЯ СВИТА; ЛОНТОВАСКАЯ СВИТА	ПЕСЧАНИКО-ГЛИНИСТО-АЛЕВРОЛИТОВАЯ ТОЛЩА	ПЕСЧАНИКИ И ГЛИНЫ	ПЕСЧАНИКИ И ГЛИНЫ	КАПЛОНОССКАЯ СЕРИЯ; МАЗОВЕЦКАЯ СЕРИЯ	ДОМИНОПОЛЬСКАЯ СВИТА; СТОХОДСКАЯ СВИТА			ПЕСЧАНИКО-ГЛИНИСТАЯ ТОЛЩА
		КОТЛИНСКАЯ И ГДОВСКАЯ СВИТЫ (ВАЛДАЙСКАЯ СЕРИЯ)				ЛЮБЕЛЬСКАЯ СЕРИЯ	РОВЕНСКАЯ СВИТА	ВАЛДАЙСКАЯ СЕРИЯ: УЩИЦКАЯ СВИТА 509, 538, 590; МОГИЛЕВСКАЯ СВ. 810? (ф)	ЛЮБИМСКАЯ СВИТА; РЕДКИНСКАЯ СВИТА 596, 607	РЕШМИНСКАЯ СВ.
					СВИСЛОЧСКАЯ СВ.	СЕМЯТЫЦКАЯ СЕР.	СВИСЛОЧСКАЯ СВ.			
		ЯБЛОНОВСКИЙ ТИЛЛИТ T		БОЛОГОЕВСКАЯ СВИТА; ВОЛОГОДСКАЯ СВИТА	ВИЛЬЧАНСКАЯ СВИТА T				НОГИНСКАЯ СВИТА; ПАВЛОВО-ПОСАДСКАЯ СВИТА	БОЛОГОЕВСКАЯ СВИТА; ВОЛОГОДСКАЯ СВИТА
				1250-1350	ЛАПИЧСКАЯ СВИТА III, IV	СЛАВАТЫЦКАЯ СЕРИЯ	БЕРЕСТОВЕЦКАЯ СВ. (ВОЛЫНСКАЯ СЕРИЯ) БАЗАЛЬТЫ И ТУФЫ 1180T	КАМЕНСКАЯ СВИТА БАЗАЛЬТЫ И ТУФЫ 1000	ЛОГИНОВСКАЯ СВИТА	
ПЕСЧАНИКИ, ТУФЫ, ДИАБАЗЫ (СКВ. Г. ГРЯЗИ)		ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННАЯ ТОЛЩА (САЛМИНСКАЯ СВИТА) 1500				ПОЛЕССКАЯ СЕРИЯ	ПОЛЕССКАЯ СЕРИЯ	СОРОКСКАЯ СВИТА	ИГНАТЬЕВСКАЯ СВ.; УЛИТИНСКАЯ СВ.; МОНИНСКАЯ СВ.; РУНОВСКАЯ СВ.	
		ПРИОЗЕРСКАЯ СВИТА	НЕНОКСКАЯ И КАЖИМСКАЯ СВИТЫ	КРЕСТЦОВСКАЯ СВИТА	ОРШАНСКАЯ И ГОРОДОКСКАЯ СВИТЫ					
1480				1560						
1750 S	1450				КВАРЦ. ПОРФ. ГЛУСКА					
1750-2000 R	1950		КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКИ ВКОНОШИ 1700	ТОЛЩА КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКОВ	1630-1900 1860		1180-1593			
	ОСКОЛЬСКАЯ СЕРИЯ (ТИМСКАЯ, ЯКОВЛЕВСК., КУРБАКИНСКАЯ, ВОРОНЕЖСКАЯ СВИТЫ) Fe				ЖИТКОВИЧСКАЯ СВ.		МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ПЕСЧАНИКИ И ВУЛКАНИТЫ (АНАЛОГ ОСНИЦКОЙ СЕРИИ ЗАПАДА УКРАИНСКОГО ЩИТА)			
	КУРСКАЯ СЕРИЯ: ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ СВИТА Fe; ПЕСЧАН.-СЛАНЦ. СВИТА 2730									
2700										
2800				ГАББРО-АМФИБОЛИТЫ						
	МИХАЙЛОВСКАЯ (СТАРООСКОЛЬСКАЯ) СЕРИЯ Fe				ОКОЛОВСКАЯ ЖЕЛЕЗО-РУДНАЯ СЕРИЯ Fe		МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС (АНАЛОГ ТЕТЕРЕВСКОЙ СЕРИИ ЗАПАДА УКРАИНСКОГО ЩИТА)			
1900-2860	2200-2800									
ПРИАЗОВСКАЯ СЕРИЯ: КАРАТЫШСКАЯ ПОДСЕРИЯ: ДЕМЬЯНОВСК.СВ. (P) Fe Fe; БОГДАНОВСК.СВ.; КОРСАК-ШОВКАНСКАЯ ПОДСЕРИЯ: ТЕМРЮКСК.СВ. Al Fe; ЛОЗОВАТСКАЯ ПОДСЕРИЯ	ОБОЯНСКАЯ СЕРИЯ Fe	ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС			НЕМАНСКИЙ ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС	ГРАНУЛИТЫ, ГИПЕРСТЕНОВЫЕ ПЛАГИОГНЕЙСЫ И ЧАРНОКИТЫ				

ИСКОПАЕМЫЕ

Высокоглиноземистые породы

Сидеритистые породы

Уранито-урановые конгломераты

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

A *Анортозиты*

R *Граниты рапакиви*

S *Щелочные сиениты*

T *Тиллиты*

⋮ *Красноцветы*

СТРАТОТИПЫ

платформенных и субплатформенных формаций

орогенных формаций

a

Стратотип архея

СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКИХ КОРДИЛЬЕР

БРИТ. КОЛУМБИЯ, КАНАДА, Р-Н (59) САЛМО	БРИТ. КОЛУМБИЯ, КАНАДА, Р-Н (60) ФЛАТХЕД	ЦЕНТР. МОНТАНА, США, БИГ И (61) ЛИТЛ-БЕЛТ	ЗАП. МОНТАНА И АЙДАХО, (62) США	ЮЗ. МОНТАНА, США (63)	Ю. МОНТАНА–С. ВАЙОМИНГ, США, Г. БЕРТУТ (64)	НЕВАДА–ЮТА–АЙДАХО, США, Г. АЛЬБИОН, РУБИ (65)	ЮТА, США, БОЛ. СОЛЕН. ОЗ., ХР. УОСАТЧ (66)	Ю.-В. НЕВАДА–ЮЖ. КАЛИФОРНИЯ (67) США	ЦЕНТР. АРИЗОНА, США, ГОРЫ (68) МЕЗАТЦАЛ	О. ЭЛСМИР, КАНАДСКАЯ (69) АРКТИКА	ЗЕМЛЯ КРОНПРИНЦА ХРИСТИАНА (70)	ЗЕМЛЯ КОРОЛЕВЫ ЛУИЗЫ (71)	КОНГ-ОСКАР-ФЬОРД, ЗАП. (72) СКОРСБИ	А. ЛИНКОЛЬНА, ЗАП. (73) ЧАСТЬ
Ст Рейндж *кварциты*	Cm_3 Элко *сл., долом.* Cm_2 Флатхед *кварциты, конглом.*	O, *кварциты* Cm_3 *доломиты и сланцы* Cm_2 Флатхед *кварциты, конгломераты*			Cm_2 Флатхед *песчаники, кварциты*	Cm_1? Снитинеда *мрамор, кварцит*	Cm_{1-2} Офир *сланцы* Cm_1? Тинтик *кварцит*	Ордовик Cm_3 Нопах *известняки* Cm_{2-3} Бонанца-Кинг *долом.* Cm_{1-2} Каррара *сл. алев., известн.* Cm_1 Забриски *кварцит* Вуд-Каньон *кварц., алевр., известн.*	Cm_{2-3} Абриго *песчан., известн., алевр.* Болса *кварциты*	Ордовик Cm_2 Перриш-Глесснс *изв.* Cm_1 Скорсби *долом.*	Средний ордовик Cm_1? Кейп-Холбек *кварц., песчаники*		Ордовик Cm_2 *известняки* Cm_1? Бастион *песч.? доломиты*	
Три-Систерс *гравелиты, кварциты, сланцы*							Мютюэл *кварциты, аркозы*	Стирлинг *кварциты*		ЭЛСМИР СЕР. Кен-Безин *филлит* Реулингс-Бей *песчаники* Райтер-Бей *филлит* Арчер-Фьорд *конгломерат*			МЕРКЕБЬЕРГ СЕРИЯ Свита с отпечатками сосн. Песчан, долом., брекчии	КОНСЕПШН СЕРИЯ Кейп-Кови *граувакки, алевролиты, аргиллиты*
ВИНДЕРМЕР СЕРИЯ Монк *аргиллиты, конгломераты* T? Айрин *вулканиты, аргиллиты (известняки)* Тобн *тиллиты* T			Покателло *тиллиты* T				Минерел-Форк *тиллиты* T	Джоки *сланцы, алевролиты* A IV Нундей *доломиты* Кингстон-Пик *тиллиты* T		Элла-Бей *доломиты*	ХАГЕН-ФЬОРД СЕР. верхняя части Фюн-Лейк *доломиты* Кампануладаль *известняки* Ульваберг *песчаники и тиллиты* T		Известняки A Глинистые сланцы Доломиты, глинистые сланцы, аргиллиты Тиллитовая свита Верх. тилл. T Гл. сланцы, песчаники Нижн. тилл. T	Граувакки, алевролиты, аргиллиты, кремнистые сланцы, андезиты, конгломераты, тиллиты T
1250		1100–1200 U БЕЛТ НАДСЕРИЯ МИССУЛА СЕРИЯ Пилчер *кварцит* Гарнет-рейнж (амбон) *сланцы* Мак-Наммара *сланцы* (1150) Cu Боннер *кварцит* Шилдс *алевролит* Парселл *базальты* Шеппард *сланцы* Cu Сноуслип A II *алевролиты* Cu ПИГАН СЕР. *мергели, доломиты* A РАВАЛЛИ СЕР. *сланцы, аргиллиты, алевролиты, песчан.* Cu ПРЕ-РАВАЛЛИ СЕР. *алевролит, аргиллит-песчан. (изв.)* A						1250 Трой *кварциты, конгломераты, аркозы*		КЕННЕДИ-ЧЕННЕЛ СЕРИЯ *филлиты, песчаники, известняки*	ХАГЕН-ФЬОРД СЕР. нижн. часть Ривьерадаль *песчаники, аргиллиты* Тогефьельдене *граувакки, гл. сл.* Сюдвейдаль *мраморы* Стенёркен *филлиты (+песчаники)*		ЭЛЕОНОРА-БЕЙ СЕРИЯ Неккефоссен *известняки, доломиты, аргиллиты, конгломераты* O A Брогетдаль A *аргиллиты, доломиты, известняки* Агардсбьерг *песчаники, кварциты, глинистые сланцы* Алпе-Фьорд *песчаники, аргиллиты, (+карб. породы)*	597 — 900?
ПЕРСЕЛЛ НАДСЕРИЯ *нерасчлененная*	ПЕРСЕЛЛ НАДСЕРИЯ Кинтла *кварцит* Шеппард *дол., кварцит, алевр.* Перселл *базальты* Сейех *дол., аргил.* A II Гринкел *аргиллиты* Аппекуни *кварц., дол.* Элтин *дол., извест.* Уотертон *изв., дол.*	БЕЛТ НАДСЕРИЯ Грингхорн *кварцит* Марш *сланцы* Хелена *доломиты* Эмпайр *сланцы* (1150) Спокейн *сланцы* Грейсон *сланцы* Ньюланд *известняки, чемберлен сланцы* Ньюхарт *кварциты* Ла-Худ *песчан., гравел.*	Белт серия *песчаники, конглом.*		ХАРРИСОН СЕРИЯ *кварциты, биотитовые сланцы, мраморы (+амфиболиты)*	БИГ-КОТТОНВУД СЕРИЯ *кварциты, песчаники, доломиты (+метадиабазы)*	ПАХРАМП СЕРИЯ Бек-Спринг *доломиты* Кристал-Спринг *Аргиллиты, алевролиты* *Доломиты* A II *Песчаники, гравелиты*	АПАЧЕ СЕРИЯ *Базальты* Мескал *известн. (+базальты)* A II Драйппин-Спринг *кварциты, аркозы* Барнес *конгломераты* Пайонир *сланцы* Сканлан *конглом.*	ЗАБРА СЕРИЯ *кварцито-песчаники, аргиллиты*		ХАРБУР-МЕЙННСКАЯ СЕРИЯ *андезиты, базальты, порфиры, туфы, песчаники, алевролиты*
									Мезатчал *кварциты*					
								1630–1700 ?R	1640 — 1690	РЕД-РОК СЕРИЯ *красные порфиры, базальты* 1715		ТРЕКАНТ СЕРИЯ *кварцито-песчаники, песчаники, конгл.*		
1660 — 1920			1887–1965 — 1850		1660			1880	1760 — 1775				1965 — 1800	
								МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС МОХАВИ	АШ-КРИК СЕРИЯ (ЯВАПАЙ НАДСЕР.) *основные и кислые вулканиты, туфы* ПИНАЛ СЕРИЯ *метаосадочные породы (сланцы, метааркозы) и метавулканиты*		ДОКАРОЛИНСКИЙ КОМПЛЕКС *метапесчаники, кварциты, метааркозы, сланцы*	ЦЕНТРАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС *метаморфические сланцы, кварциты, мраморы, гнейсы*	?	
>2585			2510 — 2730		2800 — 2700								1965–2805	
МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС *филлиты, гнейсы (мигматиты)*			ШЕРРИ-КРИК СЕРИЯ *метаосадочные породы (мраморы, кварциты, слюд. и силлим. сланцы) и метавулканиты (амфиболиты)* Fe		2750 G МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС Fe								КОМПЛЕКС ФУНДАМЕНТА *гнейсы, метаморфические сланцы, амфиболиты (мигматиты, граниты)*	
			3300		2890 — 3500		3700							
			ПОНИ КОМПЛЕКС *гнейсы, амфиболиты, гранулиты (мигматиты, гранито-гнейсы)* A1		ГНЕЙСО-ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС *гнейсы, амфиболиты, гранулиты (мигматиты, гнейсо-граниты)* Fe	ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС		ГНЕЙСО-ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛ. *гнейсы (гиперст, кард, силлим, амфибол. и др.), амфиболиты (карбонатиты, мигматиты)*	*Гнейсы, гранодиориты*	ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС			

ГРАНИТОИДОВ И МЕТАМОФИЧЕСКИХ ПОРОД (ВРЕМЯ ПЛУТОНИЗМА ИЛИ МЕТАМОРФИЗМА)

1200 K-Ar метод
1200 Rb-Sr метод (по минералам)
1200 Rb-Sr изохронный метод
1200 Pb-изотопный (U-Th-Pb) метод
1200 Pb-модельный метод
1200 L-Pb метод

ПРЕТЕКТОНИЧЕСКИХ ИНТРУЗИЙ ГАББРО
1200 K-Ar метод
1200 Pb-изотопный метод

ДАЕК ДИАБАЗОВ И ГАББРО-ДИАБАЗОВ
1200 K-Ar метод
1200 Rb-Sr изохронный метод

ГИДРОТЕРМ ВОЙ МИН

Таблица III

Ю.-З. НЕВАДА–ЮЖ. КАЛИФОРНИЯ (67) США	ЦЕНТР. АРИЗОНА, США. ГОРЫ (68) МЕЗАТЦАЛ	ИННУИТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛ. О. ЭЛСМИР, КАНАДСКАЯ (69) АРКТИКА	ВОСТОЧНО-ГРЕНЛАНДСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛ. ЗЕМЛЯ КРОНПРИНЦА ХРИСТИАНА (70)	ЗЕМЛЯ КОРОЛЕВЫ ЛУИЗЫ (71)	КОНГ-ОСКАРС-ФЬОРД, ВОСТ. ЗАЛ. (72) СКОРСБИ	АППАЛАЧСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ О. НЬЮФАУНДЛЕНД ВОСТ. (73) ЧАСТЬ	НЬЮ-БРАНСУИК, Р-Н ГОРОДА (74) СЕНТ-ДЖОН	ВИРГИНИЯ, США, СЕВ. Ч. ХР. БЛУ (75)–РИДЖ	СЕВ. КАРОЛИНА, США (76)	ВОСТ. ЧАСТЬ ТЕННЕСИ, США ЗАП. (77) РАЙОН	ВОСТ. (78) РАЙОН	ГРУППА (ЭРА)	ПОДГРУППА, КОМПЛЕКС, СИСТЕМА	НАДГРУППА (ЭОН)
Ордовик Cm_3 Нопах *известняки* Cm_{2-3} Боннанца-Кинг *доло* Cm_{1-2} Каррара *сл. алев.* *известн.* Cm_1 Забрински *кварцит* Вуд-Каньон *кварц., алевр., извест.* **Стирлинг** *кварциты*	Cm_{2-3} Абриго *песчан., извест., алевр.* Болса *кварциты*	Ордовик Cm_2 Перриш-Глесснс *изв.* Cm_1 Скорсби *долом.* ЭЛСМИР СЕР. Кен-Безин *филлит* Реулингс-Бей *песчаники* Райтер-Бей *филлит* Арчер-Фьорд *конгломерат*	Средний ордовик Cm_1? Кейп-Холбек *кварц., песчаники*		Ордовик Cm_2 *известняки* Cm_1^2 Бастион *песч., доломиты* Свита с отпечатками сол. Песчан., долом., брекчии	O_1 *песчаники* Cm_3 Эллиот-Коув *сл., извест.* Cm_2 Менуэлс *и др. сл., извест.* Cm_1 Бриггс *сл.*, Смит *изв.-др.*, Бонависта *сл. изв.* Рандом *кварциты* ХОДЖУОТЕР СЕР. *аркозы, алевролит (вулк.)* Кейп-Кови *граувакки, алевров., аргил.*	O_1 *известняки* Cm_3 *сл., известняки* Cm_2 Лог-Ломонд *изв.* Cm_1 Хенфорд-Брук *песч.*, Глен-Фолз *песчаник*, Ретклиф-Брук *песч.*	Cm_1			Cm_{2-3} Конасауга *известняки*			
									Шади (Томстаун) *доломиты и* Роми *песчаники, алевролиты* ЧИЛХОВИ СЕРИЯ *песчаники, конгломераты, сланцы, алевролиты*		ОКОИ НАДСЕРИЯ УОДДЕН-КИНГ СНОУБЕРД С. Занбсак *песчан.* Уилхите *алевр.* Шилдс *песчан.* Ликлог *песчан.* Кебес *песч. конгл.* Элкмонт *песчан.*	ОКОИ НАДСЕРИЯ ГРЕЙТ-СМОКИ С. Анакиста *алевролиты* Тундерхед *конгломераты, песчаники* Элкмонт *песчан.*	ЭОКЕМБРИЙ		
		Элла-Бей *доломиты*	ХАГЕН-ФЬОРД СЕР. верхняя часть Фюн-Лейк *доломиты* Кампануладаль *известняки* Ульваберг *песчаники и тиллиты* Т		МЁРКЕБЕРГ СЕРИЯ Известняки А Глинистые сланцы Доломиты, глинистые сланцы, аргиллиты Тиллитовая свита: Верх. тилл. Т; Гл. сланцы, песчаники; Нижн. тилл. Т	КОНСЕПШН СЕРИЯ Граувакки, алевролиты, аргиллиты, кремнистые сланцы, андезиты, конгломераты, тиллиты Т	КОЛБРУК СЕРИЯ *кислые и основные вулканиты*	КАТОКТИН СЕРИЯ *основные метавулканиты* ЛИНЧБУРГ СЕР. *метаосадочные породы (метапесчаники, метааркозы, графит. и глинизем. сл., метаконгл.)*	МАУНТ-РОДЖЕРС (=ГРАНДФАЗА=ЭШН) СЕРИЯ *метаморфизован. осадочн. породы и вулканиты основн. и кислого состава; внизу-конгл. аркозы, тиллиты* Т	Меткалф *филлиты*	ОКОИ НАДСЕРИЯ СНОУБЕРД СЕРИЯ Пиджин *алевролиты* Рорин-Форк *песчаники, сл.* Лонгерм *кварциты* Вейдин-Бранч *сланцы, граув., кварц., конгл.*	ЭПИПРОТОЗОЙ		
	1250 Трой *кварциты, конгломераты, аркозы*	КЕННЕДИ-ЧЕННЛ СЕРИЯ *филлиты, песчаники, известняки*	ХАГЕН-ФЬОРД СЕР. нижн. часть Ривьерадаль *песчаники, аргиллиты* Тогефьельдене *граувакки, гл. сл.* Сюдвейдаль *мраморы* Стенёркен *филлиты (+песчаники)*	ЗАБРА СЕРИЯ *кварцито-песчаники, аргиллиты*	ЭЛЕОНОРА-БЕЙ СЕРИЯ Нёккефоссен *известняки, доломиты, аргиллиты, конгломераты* О А Брогетдаль А *аргиллиты, доломиты, известняки* Агардсбсрг *песчаники, кварциты, глинистые сланцы* Алпе-Фьорд *песчаники, аргиллиты, (+карб. породы)*	597 – 900? ХАРБУР-МЕЙН СЕРИЯ *андезиты, базальты, порфиры, туфы, песчаники, алевролиты*						ВЕРХНИЙ	НЕОПРОТОЗОЙ	ФАНЕРОЗОЙ
ПАХРАМП СЕРИЯ Бек-Спринг *доломиты* Кристалл-Спринг *Аргиллиты, алевролиты* *Доломиты* А II *Песчаники, гравелиты*	АПАЧЕ СЕРИЯ *Базальты* Мескал *известн.* (+*базальты*) А II Драйппин-Спринг *кварциты, аркозы* Барнес *конгломераты* Пайонир *сланцы* Сканлан *конгл.*														
	Мезатцал *кварциты*			? ?											
1630–1700 ?R	1640 1690														
	РЕД-РОК СЕРИЯ *красные порфиры, базальты* 1715			ТРЕКАНТ СЕРИЯ *кварцито-песчаники, песчаники, конгл.*											
1880	1760 1775				1965 1800										
МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС МОХАВИ	АШ-КРИК СЕРИЯ (ЯВАПАИ НАДСЕР.) *основные и кислые вулканиты, туфы* ПИНАЛ СЕРИЯ *метаосадочные породы (сланцы, метааркозы) и метавулканиты*		ДОКАРОЛИНСКИЙ КОМПЛЕКС *метапесчаники, кварциты, метааркозы, сланцы*	ЦЕНТРАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС *метаморфические сланцы, кварциты, мраморы, гнейсы*	?		ГРИН-ХЕД СЕРИЯ *крист. известняки и доломиты, кварциты (+слюд. и граф. сланцы)* А						МЕЗОПРОТОЗОЙ	ПРОТОЗОЙ
					1965–2805									ПАЛЕОПРОТОЗОЙ	
					КОМПЛЕКС ФУНДАМЕНТА *гнейсы, метаморфические сланцы, амфиболиты (мигматиты, гранитоиды)*					1100 1140–1300	365–840 720–890			АРХЕЙ	
ГНЕЙСО-ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛ. *гнейсы (гиперст., кord, силлим., амфибол. и др.), амфиболиты (чарнокиты, мигматиты)*	*Гнейсы, гранодиориты*	ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС								БАЛТИМОРА КОМПЛЕКС *гнейсы (мигматиты, анортозиты, чарнокиты)*	ГНЕЙСЫ КРАНБЕРРИ *гнейсы (мигматиты, гранитогнейсы, гранодиориты)*	ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС			

1200 *K-Ar метод*

1200 *Pb-изотопный метод*

ДАЕК ДИАБАЗОВ И ГАББРО-ДИАБАЗОВ

(1200) *K-Ar метод*

(1200) *Rb-Sr изохронный метод*

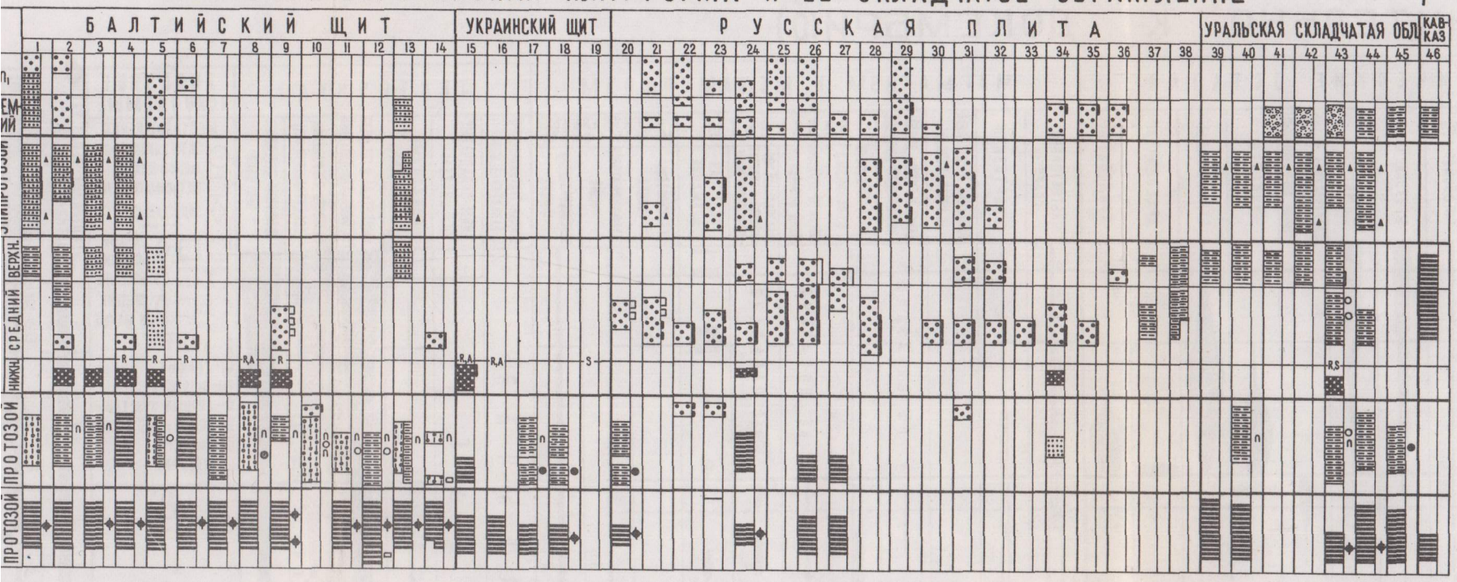
ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ УРАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

1200 U *Pb-изотопный метод ($U_{1,2}$ этапы минерализации)*

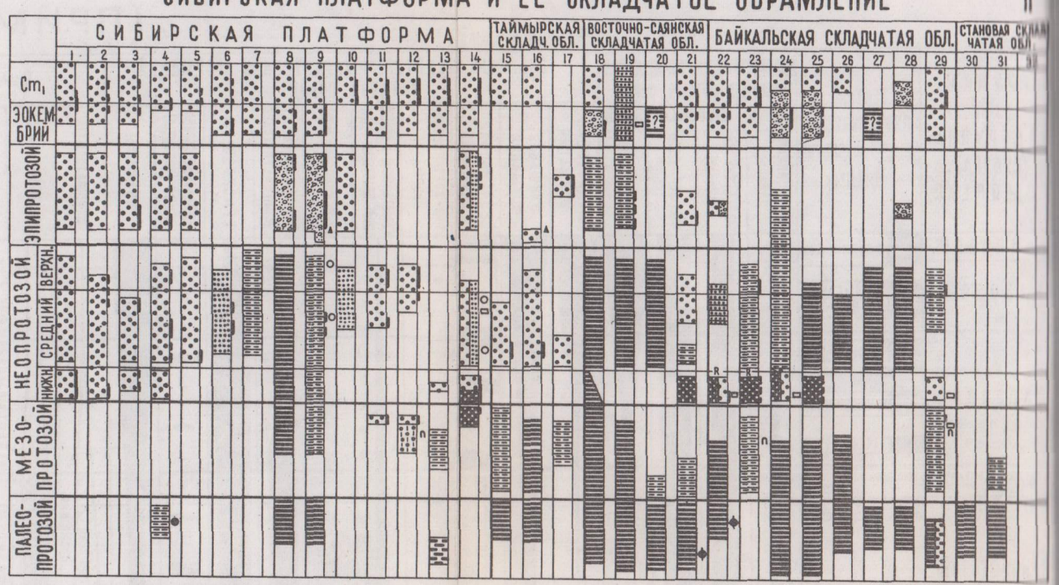
РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ В ГЛАВНЕЙШИХ РАЗРЕЗАХ ДОКЕМБРИЯ МАТЕРИКОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Таблица IV

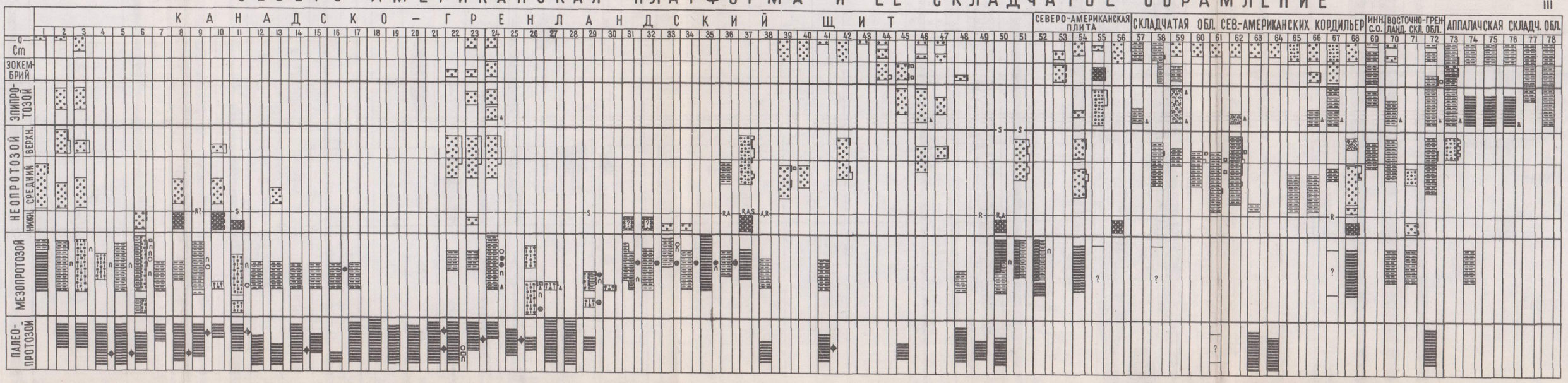
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА И ЕЕ СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ I



СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА И ЕЕ СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ II



СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА И ЕЕ СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ III



ТИПЫ ФОРМАЦИЙ

- эвгеосинклинальные
- многогеосинклинальные
- протоплатформенные
- платформенные, переходные к многогеосинклинальным
- тафрогенные, субаэральные, осадочно-вулканогенные
- прототафрогенные
- многогеосинклинальные, переходные к платформенным
- платформенные
- авлакогенные
- орогенные

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРНЫЕ ПОРОДЫ

- Джеспилиты типа Алгома
- Джеспилиты типа Верхнего озера
- Гематитовые или сидеритовые руды уральского типа
- Золото-урановые конгломераты
- Высокоглиноземистые породы
- Красноцветные или пестроцветные породы
- Траппы
- Эвапориты
- Тиллиты
- Древнейшие (докембрийские) фитолиты
- Рапакиви
- Анортозиты (только мезопротозойские)
- Щелочные сиениты

Примечание. Номера на столбцах соответствуют номерам колонок на соответствующих схемах корреляции разрезов докембрия (табл. I, II и III, вкладки)

Л.К.Ф. „Аэрогеология", Зак. 489

СИНОПТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ (ПРИМЕНИТЕЛЬНО К

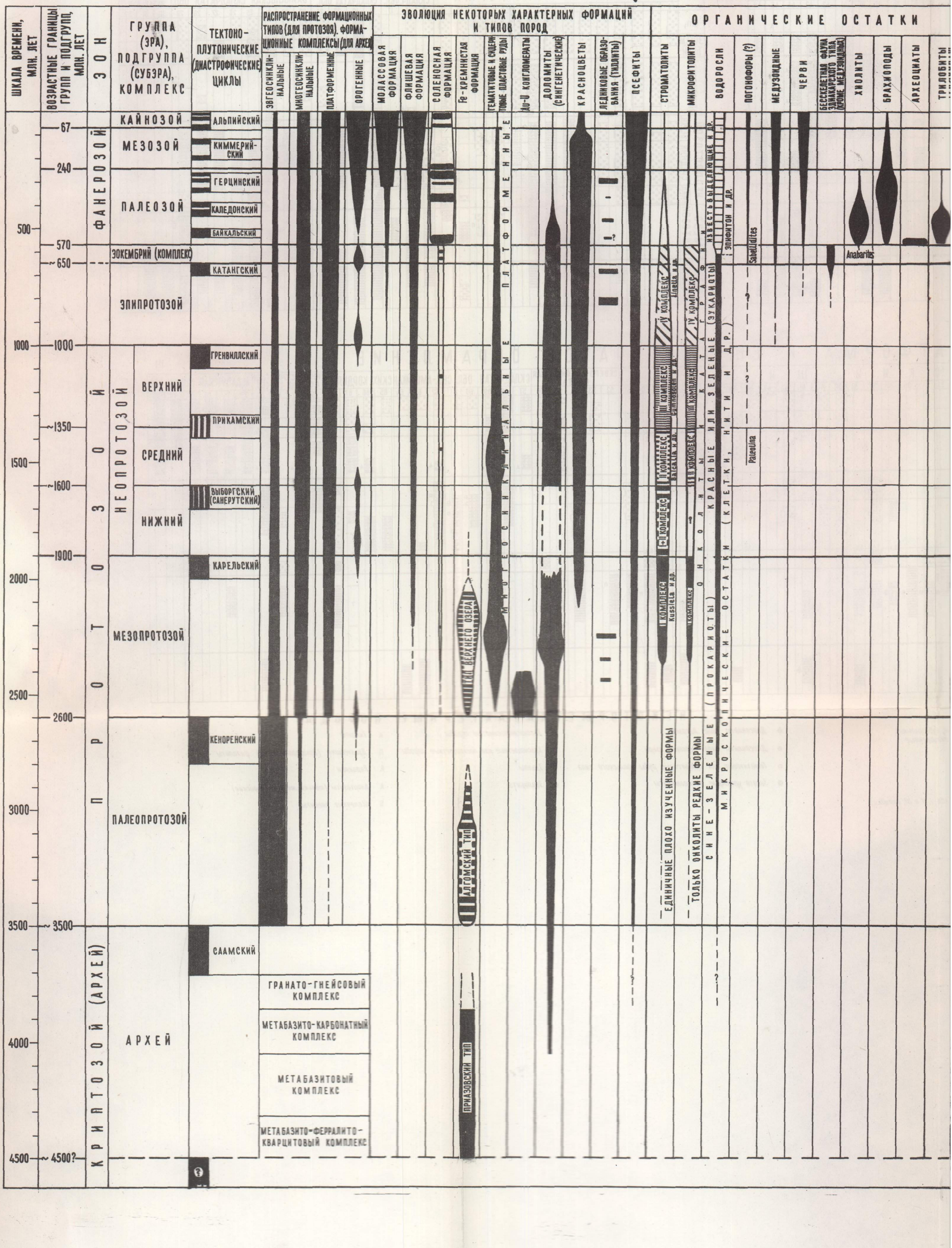


ТАБЛИЦА ЭВОЛЮЦИИ

(ДОКЕМБРИЮ)

Таблица V

| | | |

К А Н А Д С К А Я П Р О В И Н Ц И Я Ч Е Е

НАДГРУППА (ЗОН)	ГРУППА (ЭРА)	ПОДГРУППА, КОМПЛЕКС, СИСТЕМА	ВОЗРАСТНЫЕ ГРАНИЦЫ ЭР И ПОДЭР (ВОЗРАСТ ДИАСТРОФИЗМА), МЛН. ЛЕТ
ФАНЕРОЗОЙ	ПАЛЕОЗОЙ	ЭОКЕМБРИЙ	(570)
ПРОТЕРОЗОЙ	ЭПИПРОТЕРОЗОЙ	ВЕРХНИЙ	650-680
			1000-1100
	МЕЗОПРОТЕРОЗОЙ	СРЕДНИЙ	1300-1400
		НИЖНИЙ	1600-1700
			1900-2000
	ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙ		2600-2800
АРХЕЙ	АРХЕЙ		~3500

ПРОВИНЦИЯ МЕДВЕЖЬЕГО ОЗЕРА

(1) Бол. Медвежье оз.

Ордовик

(570)

1970

Камерон-Бей серия: песчаник, конгл., аргил.

Эхо-Бей серия: вулканиты, туфы, кварциты, конгломераты, известняки

1970 — 2470

(Граниты)

Дойделлоунайфский комплекс (гранито-мигматито-гнейсовый комплекс)

(2) Р. Коплермайн

Ордовик

635

Сланцы; Доломиты; Песчаники

1200

Коплермайн серия: Красные песчаники; Базальты 1250 | 1210 (СЦ)

Хорнби-Бей серия: Песчаники, алевролиты; Алевролиты, песчаники; Доломиты (А); Песчаники, конгломераты

Доломиты; Песчаники

1925

Такиюак песчаники; Кауль-Лейк извест., аргил.; Риклюз аргил., кварциты, граув.; Рокнест доломиты (А); Аргиллиты, кварциты; Кварциты; Аргиллиты, андезиты

Эпуорт серия; Оджик

Браун-Саунд алевролиты, песчан.; Кувик доломиты, известн. (А); Пикок аргиллит, известн., доломиты; Барнсайд кварциты; Вестерн-Ривер аргиллиты и карбонатные породы, кварциты

Гоулбурн серия

1925 — 2650

Йеллоунайф серия: метаморфизованные осадочные и вулканические породы; гнейсы

Метоосадочные породы: грауваккы, конгломераты, аркозовые кварциты, туфы

Основные, подчиненно кислые метавулканиты; туфы, агломераты (Fe)

(3) Зал. Батерст

Ордовик

Кембрий

640-730

Шалер серия: Сланцы; Доломиты; Песчаники

Базальты

Канюак красные доломиты, песчаники

Перри-Бей доломиты (А)

Тинни-Коув песчаники, конгломераты

Шайдер серия: Кварцит, граув., аргил., конгл., карбонат.; Аргиллиты, карбонатные породы; Аргиллиты, кварциты, конгломераты

Снэр серия: песчаники, сланцы, алевролиты, карбонатные породы, вулканиты (А)

1920 — 1970-2175

Уилсон серия: Сланцы, основные метавулканиты; Кислые метавулканиты; Кварциты, субаркозы

(4) Итчен-Лейк

1250

1610

(5) Йеллоунайф

1150-1250

630-735

1915

Грейт-Слэйв надсерия: Пирсон базальты; Очатви песчан. (А); Старк известн., аргиллиты (А); Пити известняки, доломиты (А); Кахочелла песчан., вулканиты (Fe); Глинист. сланцы; Алевр., долом.; Сосэн: Субаркозы, кварциты, доломиты

Юнион-Айленд серия: аргиллиты, конгл., ср., долом., основн. вулкан.

(6) Б. Невольничье оз. (восточн. рукав)

1350

?

Эт-тен серия: Прибл. аркозы, гравелиты; Марки конгломераты

1915 — 2580

ПРОВИНЦИЯ СЛЭЙВ (БОЛ. НЕВОЛЬНИЧЬЕГО ОЗЕРА)

(7) Оз. Текультили, Ноначо

1870?

Ноначо серия: Аркозы, полимиктовые конгломераты, гравелиты, глинистые сланцы; Аркозы, осадочные брекчии

Метоосадочные породы, амфиболиты, гнейсы

(8) Оз. Атабаска

1100 U_2

1250

Атабаска сер.: Карсуэл доломиты (А); Кварцито-песчаники с линзами конгломератов

1560

Мартин сер.: Алевролиты, аркозы; Основн. вулканиты; 1630; Конглом., аркозы

1970 | 1900 U_1

Вог-Лейк сер.: кварциты, граувакки, сланцы, вулканиты

Тазин серия: метоосадочные породы (кварциты, аркозы, сланцы, доломиты, конгломер.) и метавулканиты (шаровые лавы, амфиболиты) (Fe)

2530 | 2370

Северо-восточный комплекс: гнейсы, амфиболиты, мигматиты (граниты, пегматиты)

(9) Оз. Эннадей, Р. Коньяк

1700 R?

Аркозы; Конгломераты

1870

Хурвитц серия: Кварциты, сланцы; Граувакки; Доломиты, аргиллиты, алевролиты (Fe) (А); Сланцы, алевролиты; Кварциты, конгломераты; Песчаники, конгломераты

2585

Осад.-вулканоген. комплекс: Метапороды, туфы, доломиты, метавулканиты (Fe); Основные и кислые метавулканиты

(10) Озера Бейкер, Шульц

Верхний ордовик

1150

Базальты

1415

1560

Нижн. Дабаунт сер.: Доломиты (А); Верх. Дабаунт сер.: Телон песчаники, конгломераты, алевролиты

Питц и Христофер андезиты, порфириты; 1830 | 1730; Хазан песчаники - Юж. Ченнел конгломер.

Хурвитц сер. Тинбер кварциты

Метапороды, сланцы, туфы (метавулканиты)

(11) Оз. Каминак, Зап. берег Гудзонова зал.

S

Дабаунт сер. песчаники

Хурвитц серия: Вулканиты, туфы; Аргиллиты, алевролиты, доломиты (А); Кварциты, конгломераты (Fe); Песчаники, конгломераты

Монтгомери сер. песчаники, гравелиты, конгломераты

Каминак серия: основные метавулканиты и метаграувакки (Fe); Маккензи-Лейк сер. метаконгломераты и сланцы

Гранито-мигматито-гнейсовый комплекс

(12) Р. Карибон, Зал. Берег Гудзонова зал.

Грейт-Айленд сер.: сланцы, песчаники, алевролиты, кварциты, доломиты

Кативтин серия: Основные метавулканиты (+кварциты); Метоосадочные породы (с вкрапленниками гранулитов)

Гнейсо-гранулитовый комплекс

Оз. В...

Дейли-...

Мейер...

Ата...

Сев...

1875

Педер... комп... гнейсы, ... амфибо... матиты

Глобальные диастрофические циклы (складчатость, интрузии гранитов, метаморфизм)

Плутонический субплатформенный цикл

Границы палеонтологических комплексов

Перерывы

Размывы

Тектонические контакты

Нижняя граница не вскрыта

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ

А Строматолиты

◎ Микрофитолиты

I, II, III Номера комплексов строматолитов и микрофитолитов

♀ Микроскопические остатки водо...

☼ Отпечатки медузоидных

Отпечатки других мягкотелых (эдиакарского типа)

Л.К.Ф. „Аэрогеология„ Зак. 489

СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ГЛАВНЕ

К О Н Г Р Е Й Л Л

ВУЛДАСТОН (13)	ОЗ. ЛИНН И УОТТ (14)	Р-Н ФЛИН-ФЛОН (15)	Р-Н ТОМПСОН, ОЗ. МИСТЕРИ (16)	Р. НЕЛЬСОН, Р-Н ОКСФОРД-ХАУС (17)	Ю.-В. МАНИТОБА (РАЙС-ЛЕЙК И ДР.) (18)
ТАБАСКА СЕР. кварцито-песчаники, конгломераты					
1890	1805				
ЙЛИ-ЛЕЙК СЕР. метааркозы, гнейсы, известк.-силикатные породы	СИКЛ СЕРИЯ аркозы, кварциты, конгломераты, сланцы	МИССИ СЕРИЯ граувакки, аркозы, гравелиты	АССЕЙН СЕРИЯ кварциты, аркозы, алевролиты, гравелиты, осн. вулканиты (Fe)	ОКСФОРД СЕРИЯ граувакки, аркозы, гравелиты, конгломераты	
ЕЙРС-ЛЕЙК СЕР. кварциты, слюдисто-кварцевые сланцы, парагнейсы, парагнейсо-конгломераты					
2770	2520			2590	2550, 2720
	ДОСИКЛ СЕРИЯ метаосадочные породы			ХЕЙС СЕРИЯ Метаграувакки, сланцы; Метавулканиты (Fe); Метаконгломераты	РАЙС-ЛЕЙК СЕРИЯ Сан-Антонио кварциты; Ванипигоу метаконгломер.; Бересфорд метавулканиты (метаосадочные породы); Манитаган метаосадочн. породы, гнейсы
	ВАСЕКВАН СЕР. Основные метавулканиты, сланцы, гнейсы, кварциты (Fe); Метаграувакки, метааркозы	АМИСК СЕРИЯ основные и кислые метавулканиты	ДО-АССЕЙН СЕРИЯ сланцы, метаконгл.		
~2500					>2700
ЕЙСОН-ЛЕЙК КОМПЛЕКС гнейсы, гранулиты, амфиболиты, мигматиты, чарнокиты	ГНЕЙСО-ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС	ГНЕЙСО-ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (частично гнейсы Киссейнью)	ГНЕЙСО-ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС	ПИКВИТОНИ КОМПЛЕКС гнейсы, гранулиты (анортозиты, тоналиты)	ГРАНИТО-МИГМАТИТО-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС (частично гнейсы Маниготеган)

‡ Следы червей (склолиты)
▽ Археоциаты
▽ Хиолиты
▽ Брахиоподы
◉ Гастроподы
Трилобиты

Е Н Л А Н Д С К

ПРОВИНЦИЯ СЬЮПИРИОР (ОЗЕРА ВЕРХНЕГО), ВКЛЮЧАЯ ПЕНОКЕНСКИЙ ПОЯС

ЛЕСНОЕ ОЗ., Р. ИНГЛИШ-РИВЕР (19)	ОЗ. РЕЙНИ-ЛЕЙК (20)	Р-Н СУ-ЛУКАУТ, Р. ОТОСКУИН (21)	ОЗ. НИПИГОН, ПОРТ-АРТУР, ОЗ. СТИП-РОК (22)	ШТАТ МИННЕСОТА, США (23)	ШТАТ МИЧИГАН, США (24)	СЕВ. ПОБ. ОЗ. ВЕРХНЕГО, ОКР. МИШИПИКОТЕН (25)	ЭЛЛИОТ-ЛЕЙК (26)	ОЗ. ТИМИСКАМИНГ (27)	Р-Н Н ТИК-К
				Ордовик				Ордовик	
				Верхний кембрий	Санта-Круа песчаники				
			Джекобсвилл песчаники	Хинклей песчаники	БЭЙФИЛД СЕРИЯ кварцевые песчаники, сланцы				
				Фонд-ду-Лак песчаники	ВЕРХНЕЕ КИВИНО СЕР. Фреда=Оронто песчаники, сланцы, конгломераты; Нонесач сланцы 1075; Коппер-Харбор конгломераты T				
	1200		1150 – 1270	1150 – 1270	1150 / 1180 – 1250		1250	1200	
			НИЖНЕЕ КИВИНО СЕРИЯ (нижнее + среднее Кивино) Ослер основные вулканиты, конгломераты, песчаники; Сиблей-Нипигон конгломераты, песчан., сланцы (+доломиты) A	НИЖНЕЕ КИВИНО СЕРИЯ (нижнее + среднее Кивино) Норс-Шор основные вулканиты (+осадочные породы) Cu; Пакваге песчаники, конгломераты	НИЖНЕЕ КИВИНО СЕРИЯ (нижнее + среднее Кивино) Портейдж-Лейк основные и кислые вулканиты (+осадочные породы) 1100 Cu; Конгломераты, песчаники		1415		
							1600		
				Сиукс кварциты					
	1890	1770-1900 / 1750	1850 / 2000	1890	1860-1890		2150 / 2100 G		
		АНИМИКИ НАДСЕР. Роув аргиллиты, граувакки; Танфлинт кварциты кр. сланцы (Fe) A; Кекабека кварциты, конгломераты	АНИМИКИ НАДСЕР. Роув аргиллиты, граувакки; Бивабик кварциты кремн. сланц. (Fe); Покегама кварциты, конгломераты	АНИМИКИ НАДСЕРИЯ Райт-Лейк; Чоколай; Минонимин; Баррага	Сланцы, граувакки; Осн. вулканиты; Сл. кварцит (Fe); Кварцит, конгл.; Кварциты (Fe); Сл. кварцит (Fe); Кварциты; Доломиты, сланцы A; Кварциты; Конгломерат T		УАЙТУОТЕР С Челмзфорд песчаники; Онуотин сланцы; Онапинг вулканиты, туфы		
							ГУРОН НАДСЕРИЯ КОБАЛЬТ СЕРИЯ кварциты, конгл. T; КВИРК-ЛЕЙК СЕР. конгл., аркозы, доломиты; ХУГ-ЛЕЙК СЕР. конгл., субаркозы, алевролиты; ЭЛЛИОТ-ЛЕЙК С. конгл., гравелиты, вулканиты Au-U	КОБАЛЬТ СЕРИЯ Лоррэйн кварцит; Гоуганда конгл. T	
2790	2750 / 2700	2730	2790	2745 / 2700		2720	2700	2830	
КИВАТИН СЕРИЯ Метаграувакки, сланцы, метаконгломераты; Метавулканиты, гл. обр. основного состава (+метаосадочные породы); Инглиш-Ривер метаосадочные породы, гнейсы	СЕЙН СЕРИЯ метаосадочные породы; КИВАТИН СЕРИЯ основные метавулканиты; КУЧИЧИНГ СЕР. метаосадочные породы	СЭНТ СЕР. Кисл. метавулк.; КИВАТИН СЕРИЯ основные и кислые метавулканиты (Fe)	СЭВЕНТ СЕРИЯ метаосадочные породы; КИВАТИН СЕРИЯ основные метавулканиты; СТИП-РОК СЕР. Туфы, Ауд. тал. (Fe), Al, Mg; Доломиты A; Метаконгл.	ИОЛА СЕР. / ТАНФЛИНТ СЕР. Ньютон-Лейк основн. и кислые метавулканиты; Сланцы, кварциты; Соудан кремн. сл. (Fe); Основные метавулканиты	ДИКИНСОН СЕРИЯ метаосадки, сланцы, амфиболиты	КИВАТИН С. ДОРЭ СЕРИЯ метаконгл. и метавулкан.; Осн. метавулкан.; Элен кремн. ск. (Fe); Известняки; Вава туфы; Трос осн. метавулк.; Кэп кисл. метавулк.	КИВАТИН СЕРИЯ основные метавулканиты	ТИМИСКАМИНГ СЕР. метаконгломераты, метавулканиты; АБИТИБИ СЕРИЯ основные и кисл. метавулканиты; ПОНТИАК СЕР. метаосадочные породы	МАЛАРТИК СЕР.
ДАВИДСОН КОМПЛЕКС гнейсы, мигматиты (частично гнейсы Инглиш-Ривер)	Гнейсы ?	Гнейсы р. Отоскуин ?	(Граниты, р-н оз. Стип-Рок)	2890 / 3550 / 3600 МОНТЕВИДЕО (МОРТОН) КОМПЛЕКС (р. Миннесота) биотитовые и амфибол-гиперстеновые гнейсы, гранулиты	Гранито-гнейсы			Гнейсы ?	

НЕКОТОРЫЕ СИНГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

(Fe) Джеспилиты, ассоциирующие с осадочными породами
(Fe) Джеспилиты, ассоциирующие с вулканитами
(Fe) Силикатно-магнетитовые руды
(Fe) Гематитовые и сидеритовые пластовые и оолитовые руды
(Cu) Медные руды (в связи с вулканитами)
(Mn) Марганцевые руды
Al Высокоглиноземистые породы
Al Бокситы (и метабокситы)
Au-U Золото-урановосные конгломераты

Л.К.Ф. „Археология", Зак. 489

НЕЙШИХ РАЗРЕЗОВ ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРО – АМЕРИКАНС

К И Й (К А Н А Д С К И Й)

ПРОВИНЦИЯ УНГАВА И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЕ | ПРОВИНЦИЯ ГРЕНВИЛЛ | АРКТИЧЕСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ И ОСТРОВА

Р-Н НОРАНДА-МАЛАРТИК-ВАЛЬ Д'ОР (28) | ОЗЕРА ШИБУГАМО И МИСТАССИНИ (29) | ВОСТ. Ч. П-ОВА ЛАБРАДОР (ПРОТОПЛАТФОРМА УНГАВА) (30) | О-ВА БЕЛЧЕР И ВОСТ. Б. ГУДЗОНОВА (31) ЗАЛ. | ПОЯС КЕЙП-СМИТ (32) | ЛАБРАДОРСКИЙ „ТРОГ": СЕВЕРНАЯ (33) ЧАСТЬ | ЦЕНТР. Ч., (34) ЗАПАД | ЦЕНТР. Ч. (35) ВОСТОК | ЮЖ. Ч. (36) И ПРИЛЕГ. Р-НЫ | П-ОВ ЛАБРАДОР, ЗАЛ. ГАМИЛЬТОН (37) ЮЗ. СИЛ | Ю.-В. ПРОВ. ОНТАРИО (38) | ЗАЛ. ДАРНЛИ, Р. ХОРНАДЕЙ (39) | П-ОВ БУТИЯ, О. СОМЕРСЕТ (40) | П-ОВ МЕЛВИЛЛ, ЗАЛ. УЭЙДЖЕР (41) | О. БАФФИН С.-З. (42) ЧАСТЬ

Нижний ордовик

Ордовик | Мак-Логал | Ордовик | Ордовик | Ордовик

Кембрий | кварциты (+алевролиты) | Кембрий | доломиты | кварциты | Кембрий | Доломит | Кварцит

670

735–805

950

1045 | 1045

1250 | 1150 | 1190

Верхние красные кварциты (+базальт)
Аделине сланцы, кварциты
Селмон сл., базальт, кварцит 1250 Cu
Виски сл. филлиты, кварциты
СИЛ СЕРИЯ
Вучуск сланцы, филлиты, кварцит, известняки A C
Бесси (=Меджок ва) сл. тальты, кварциты, аркозы
Красные аркозы

ВАКЕХЕМ СЕРИЯ
кварциты, аркозы и др.

ДАРНЛИ СЕРИЯ
Доломиты, алевролиты, кварц. □
Доломиты, известняки A
Кварциты
Доломиты
Сланцы, алевролиты, аргиллиты

Хантинг доломиты (+сланцы, кварциты) A
Астон кварциты

ИКВАЛУЛИК-УЛУКСАН СЕР.
Элвин песчаник алевроли
Стреткона-Саунд
Атол-Пойнт изв
Виктор-Бей дол
Сосайети-Клиффо
Фабрициус квар сланцы, конгло
Арктик-Бей изве сланцы, доломи
Адамс-Саунд кв щиты (сл. конгл
Коуят андезит базальты 900

1522 | 1522

1750 S

Конгломераты, аркозы, туфы, осн. лавы (базальты, порфириты)

ЧУКОТАТ СЕРИЯ
базальты, шаров. лавы, конглом. аркозы, кварц.

Конгломераты | Симс кварциты

1540 A,R | 1540 A,R–1685 | 1540 A,C

1765–1815 S

ЛЕТИТИЯ-ЛЕЙК СЕР.
порфиры, порфириты, кварц. сланцы, конгл.

1770 | 1660 | 1660 | 1900 | 1815 | 1710 | 1826? | 1700–1900? | 1755

2080

КАНАНИСКО СЕРИЯ
Тевен сланцы
Хеланкурт базальты
Ларч сланцы Fe
Абнер доломит A
Чиок сланцы, конгломераты, грауваки
Фенимор кр.сл. Fe
Аллисон кварциты

НОБ-ЛЕЙК СЕР. | КАНАНИСКО НАДСЕРИЯ | ДОУБЛЕТ С.
Менихек сланцы
Сокоман кремн. сл., долом. Fe
Уишарт кварциты
Аттикамаген сланцы
Пистолет
Сьюварт песчан. аркозы

ДОУБЛЕТ С.
Уилбоб базальты
Томпсон-Лейк слан.
Мурдах базальты, туфы
Менихек сланцы
Денаулт доломит A
Базальты
Романет конгл., сланцы
доломиты, песчаники, доломиты сланцы
Сьюварт доломиты, аркозы

Наулт филлиты, слюд. и граф. сланцы
Хагуст-Ябуш железистые породы Fe
Запуссакату кварцит
Дулей мрамор, амфиб.
Катсао слюдяные сланцы, гнейсы

ЭЙЛЛИК-БЕЙ ТОЛЩА
метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы

ФЛИНТОН СЕРИЯ
кварциты, кварц. конгломераты, доломиты, известняки, сланцы

ПЕНРИН СЕРИЯ
кварциты, кристал. известняки и доломиты, метагравакки, сланцы

Кварцит, песчан. сланцы, кремн. п. долом. Fe
Известк. вулканиты, туфы A
БЕЛЧЕР СЕРИЯ

Настапока кварцит Fe
песчаник, кремн. сл., доломит, известк. вулкан. A
Ричмонд аркозы
МАНИТУНУК СЕРИЯ

1720
ПУВУНГНИТУК Fe СЕРИЯ
сланцы, доломиты, кварциты, туфы, основные лавы

МИСТАССИНИ СЕР.
доломиты, кварциты, сланцы Fe A

ШИБУГАМО С. конгломераты, аркозы

Саками кварциты, аркозы, конгломераты

Папаскуасати конгломер. субаркозы Au–U

2790

1310

Кэдиллак метаосадочные породы
Кэзак-Ривер метаосад. и метавул. породы
Кэзагама. метаосад. пор.
Инск. метавулкан.
Основные метавулканиты
МАЛАРТИК СЕР.
ПОНТИАК СЕР. метаосадочные породы

Блондо-Лейк туфы
Джилмин-Лейк осн. метавулканиты
Ваконичи-Лейк туфы

ХЕРМЕН СЕРИЯ
метавулканиты и метаосадочные породы (комплекс р. Клэр)

ПРИНЦА АЛЬБЕРТА СЕРИЯ
метавулканиты (зел. сл., амфиболиты) и метаосадочные породы (кварциты, филлиты, слюд. сл. и др.) Fe

2620 | 2620 | 2760 | 2760 | 1970 | 2450 | 1045 | 1045 | 2300? | 1734 | 2045

Гнейсы (граниты)

(Граниты)

УНГАВА КОМПЛЕКС
гнейсы, амфиболиты, гранулиты, мигматиты (граниты)

АШУАНИПИ (=УНГАВА) КОМПЛЕКС
гнейсы, амфиболиты, гранулиты, мигматиты (чарнокиты, граниты)

ВИЛЕР КОМПЛЕКС
гнейсы, гранулиты; диафториты

Гнейсы (граниты)

ГРЕНВИЛЛ КОМПЛЕКС
ГРЕНВИЛЛ СЕР.
Мраморы
Кварциты
Мраморы
Гнейсы
Мраморы
Гнейсы, гранул.
Гранулиты, пироксен. гнейсы, амфиболиты (чарнокиты) Fe

БУТИЯ ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС
гнейсы (пирокс, силлим., биотит.), амфиболиты, кварциты, мраморы, гранулиты (мигматиты, граниты)

ДЕЙЛИ-БЕЙ КОМПЛЕКС
гнейсы (пироксенов., амфибол., гранат., силлим. и др.), амфиболиты, кварциты, гранулиты (граниты, мигматиты, чарнокиты)

ГНЕЙСО-ГР КОМ
гнейсы (пирок тит., силлим., гранулиты, ам ты, мраморы ты, мигматит

породы
ты)
гломераты

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

A Анортозиты
R Граниты рапакиви
G Расслоенные интрузии основных пород
S Щелочные сиениты

Красноцветы
□ Следы каменной соли, гипса, ангидрита
т Тиллиты (и тиллоиды)

СТРАТОТИПЫ И ПАРАСТРАТОТИПЫ:

платформенных и субплатформенных формаций
миогеосинклинальных формаций

ЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРА

Й) Щ И Т — СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛ

ЮБЕРЕЖЬЕ И ОСТРОВА КАНАДЫ | Г Р Е Н Л А Н Д И Я | ВОСТОЧНЫЕ СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ | МИДКОН

ЮБЕРЕЖЬЕ И ОСТРОВА КАНАДЫ: о. БАФФИНОВА ЗЕМЛЯ (С.-З. (42) ЧАСТЬ; Ю.-В. (43) ЧАСТЬ)

Г Р Е Н Л А Н Д И Я: СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ (ЗЕМ. (44) ИНГ. ФЬЮЛЛАР-Н ТУЛЕ (45) М. ЙОРК); СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ (ЮГ ЗЕМЛИ (46) ПИРИ; ДАНМАРКС (47) ФЬОРД); ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ (УМАНАК – ФЬОРД (48); ГОТХОБ (49) НАГСУГТОК); ЮЖНАЯ ЧАСТЬ (Р-Н ИВИТУТ (50); Р-Н НАНОРТАЛИК (51))

ВОСТОЧНЫЕ СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ: ВАЙОМИНГ-С. КОЛОРАДО (США). МЕДИСИН-БОУ, ПЕРЕДОВОЙ, БИГ-ХОРН (52); ВОСТ. ЮТА, США Г. ЮИНТА (53); СЕВ. АРИЗОНА, США БОЛЬШОЙ (54) КАНЬОН

МИДКОН: ЮЖ. ОКЛАХОМА, США Г. АРБУКЛЬ И ВИЧИТ (55)

ПЕНРИН СЕРИЯ
кварциты, кристал. известняки и доломиты, метагравакки, сланцы

ПРИНЦА АЛЬБЕРТА СЕРИЯ
метавулканиты (эпидотовые сл., амфиболиты) и метаосадочные породы (кварциты, филлиты, слюд. сл. и др.)

ДЕЙЛИ-БЕЙ КОМПЛЕКС
гнейсы (пироксенов., амфибол., гранат., силлим. и др.), амфиболиты, кварциты, гранулиты (граниты, мигматиты, чарнокиты)

ГНЕЙСО-ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС
гнейсы (пироксен., амфибол., биотит., силлим., гранат., графит.), гранулиты, амфиболиты, кварциты, мраморы (чарнокиты, граниты, мигматиты)

ГНЕЙСО-ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ФУНДАМЕНТА
гранулиты, силлим. и кордиер. гнейсы, амфиболиты (чарнокиты, мигматиты)

ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС М. ФАРВЕЛЬ
гиперстеновые гнейсы, гранулиты (мигматиты, чарнокиты)

ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС АЙДАХО, СПРИНГС И ДР.
силлим., биотит. и др. гнейсы, амфиболиты, кварциты, мраморы (мигматиты, граниты)

ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС
2380

ДОКЕТИЛИДИЙСКИЙ КОМПЛЕКС
гнейсы (биотит., амфибол.), амфиболиты (мигматиты)

ГНЕЙСО-ГРАНУЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ НОРЛАНД, ГОТХОБ, ИСОРТОК И ДР.
гиперстен и др. гнейсы, амфиболиты, гранулиты, мраморы и др. (граниты, чарнокиты, анортозиты)
3670 | 3980 | 3305

ЭГЕДЕСМИНЕ КОМПЛЕКС
амфиболиты, кварциты, слюд. сланцы, мраморы = Малена метавулканиты

ТАРТОК СЕРИЯ
метавулканиты с прослоями метаосадочных пород (глав. обр. вверху)
1815

УМАНАК СЕРИЯ
Сермикавсак амфиболиты, сланцы
Марморлик доломиты, мраморы, кварц., изв.-силик. п.
Нунатак амфиболиты (кварциты, доломиты, грауваккн)

КАРРАТ СЕР.
Нукавсак метагравакки, сланцы
Кукертарсуак амфибол. сланцы, кварциты, сланцы

ВАЛЛЕН СЕРИЯ
Сортис сер.: Кернерток шаровые лавы; Рендестен алевр., граув., пирокласты; Фоселъв шаров. лавы (силлы габбро)
Гренсесе изв. сл., доломиты, кремнист. сланцы
Блоис грауваккн, пелиты, алевролиты
Зигзагланд доломиты, кварциты, сланцы, конгломер.

КЕТИЛИДИЙСКИЙ КОМПЛЕКС НАНОРТАЛИК
Шаровые лавы (силлы габбро)
Кварциты
Слюдистые и графит. сланцы
Слюдистые сл. и кварциты
Гранат. сланцы

ЛИББИ-КРИК СЕРИЯ
Френч слюд. сл., филлиты, кварц.
Таунер амфиболиты
Наш-Форк амфибол. сл., мраморы, филлит
Сагарлоф кварциты
Лукаут сл. кварциты, амфиболиты
Медисин-Пик кварциты
Херт кварц.-филлиты, амфиб. сл.
Хедквартерс сла., метаконгломераты

ДИП-ЛЕЙК СЕРИЯ
кварциты, основн. метавулканиты

ГРАНД-КАНЬОН НАДСЕРИЯ
ЧУАР СЕРИЯ: Куагунт песчаники + доломиты; Галерос доломиты
НАНКАУИП СЕР. песчаники
Карбенас базальты 845
Песчаники
Доломиты

ВИШНУ КОМПЛЕКС
метаосадочные и метавулканические породы (кварциты, слюд. сланцы, амфиболиты, шаровые метавулканиты)

[Граниты]

ГАРДАР-ЭРИК-ФЬОРД СЕР.
Илимаусак базальты, песч. (трахиты)
Нунасарнак эолов. песч. (+базальты)
Улукасик базальты (+песчаники)
Науярсуит песчаники, конгломер., кварц.
Муссартут базальты + песчаники
Майют песчаники, баз. аркозы

КИПИСАРКО СЕРИЯ
осадочн. и вулканоген. породы, базальные конгл.

Мидсоммер песчаники

Корсеманваль песчаники

Песчаники, кварциты глин. сл.: (+известн.)

Доломиты

Песчаники (+глинистые сланцы)

Тиллиты

Фюн-Лейк доломиты

Кампануладаль Известн. / Песчаники (+глин. слан.)

ТУЛЕ СЕРИЯ
нижняя часть: Дундас глин. сланцы (+доломиты, песчаники); Вулстенхолм кварцито-песчан., базальн. аркозы и конгломераты
верх. часть: Нарсарсук песчаники, доломиты; красноц. долом., алевролиты

ЮИНТА СЕР.
Рэд-Пайн сланцы, алевролиты
Мютюэл (?) кварциты, аркозы, алевролиты

Ормр песчаники

Тинтик кварциты

Тапитс песчаники

Карлтон субаэральные порфиры и туфы
550

НЕВАДЖОЕ СЕРИЯ
базальты, спилиты, андезиты

ТИЛЛМАН СЕРИЯ
метаосадочные породы (метаграувакки, метааргиллиты, кварциты)
1050

Сиксти-Миль брекчии

Кембрий: Доломиты; Кварциты

Ордовик: Кейп-Вуд долом.; Кейп-Кент известняки, вулькано-кластич. песч. доп.; Кейп-Нигерсоал долом.; Кейп-Лекпер доломиты; Ренсселер-Бей песчаники, базальты, конгломер.

Средний ордовик

Элвин песчаники, алевролиты; Стреткона-Саунд; Атол-Пойнт известн.; Виктор-Бей долом.; Сосайети-Клиффс дол.; Фабрициус кварц. сланцы, конгломер.; Арктик-Бей известн. сланцы, доломиты; Адамс-Саунд кварциты (с/л., конгломер.); Ноуят андезиты, базальты 900

ИКВАДУЛИК-УЛУКСАН СЕР.

Красные песчаники

Амфиболиты, сланцы, филлиты, гнейсы (гранито-гнейсы)

Кембрий — Ордовик — Средний ордовик — Ордовик — Средний ордовик — Средний ордовик — Средний ордовик — Средний ордовик — Ордовик — Ордовик —

РМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Т

СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛИТА

Н Л А Н Д И Я

ВОСТОЧНЫЕ СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ

МИД-КОНТИНЕНТ

СТОЧНАЯ ЧАСТЬ	ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ	ЮЖНАЯ ЧАСТЬ	ВАЙОМИНГ-С.КОЛОРАДО (США). МЕДИСИН-БОУ, ПЕРЕДОВОЙ, БИГ-ХОРН	ВОСТ. ЮТА, США	СЕВ. АРИЗОНА, США	ЮЖ. ОКЛАХОМА, США	ЮЗ. МИССУРИ, США	ЮКОН ТЕРР. КАНАДА	СЕВ. БРИТ. КОЛУМБИЯ
ДАНМАРК (47) ФЬОРД	УМАНАК – ФЬОРД	Р-Н ИВИТУТ (50)		Г. ЮИНТА (53)	БОЛЬШОЙ (54) КАНЬОН	Г. АРБУКЛЬ И ВИЧИТО	ПЛАТО (56) ОЗАРК	Р. БОННЕТ – (57) ПЛУМ	КАНАДА (58) ЮЗ. ТЕЧОДИ
Средний ордовик	(48)					(55)			
$Cm_1^?$ Кейп-Холбек кварцевые песчан.				Cm_{1-2} Офир сланцы Cm_1 Тинтик кварциты	Cm_2 Тапитс песчаники	Cm_3 Риган л-ки изв.	Боннетерри Cm_1 известняки Ламот песчаники	Cm_1 алевролиты, изв.	Cm_1 конглом. л-ки, изв. долом.
	Красные песчаники			ЮИНТА СЕР. Ред-Пайн сланцы, алевролиты; Мютюэл (?) кварциты, аркозы, алевролиты		Карлтон субаэральные порфиры и туфы 550			Филлиты, песчаники
Фюн-Лейк доломиты А Кампанула-даль Известн. А; Песчаники (+глин. слан.)						НЕВАДЖОЕ СЕРИЯ базальты, спилиты, андезиты			
		1150 S.	1040		Сикстн-Миль брекчии	ТИЛЛМАН СЕРИЯ метаосадочные породы (метаграувакки, метааргиллиты, кварциты) 1050	Боннет-Плум-Ривер тиллиты Т		
? Норсемандаль песчаники	?	1150–1250			ГРАНД-КАНЬОН НАДСЕРИЯ: ЧУАР СЕРИЯ: Куагунт песчаники + (доломиты) А IV; Галерос доломиты А III				? ПЕРСЕЛ НАДСЕРИЯ: Гетега аргиллиты; Эйда аргил. дол. сланцы; Течоди кварц. дол. алевролит; Генри-Крик извест. аргиллиты; Джордж долом. известняки А; Тетса алевролиты, кварциты, песчан.; Чиша доломиты, кварциты, (+алевролиты) А
		ГАРДАР-ЭРИК-ФЬОРД СЕР.: Илимаусак базальты, песч. (трахиты); Нунасарнак эолов. песч. (+базальты); Улукасик базальты (+песчаники); Кауярсуит песчаники, конглом. кварц.; Муссартут базальты +песчаники; Майют песчаники, баз. аркозы	1420			НАНКАУИП СЕР. песчаники; Карденас базальты 1845; Песчаники; Доломиты А			
R	1715 R, A, G.	1715 R, G				C, A.	Хоган и Ройаль-Годж порфиры 1420		
1826		КИПИСАРКО СЕРИЯ осадочн. и вулканоген. породы, базальные конгл. 1815	1715, 1840		1725	1600–1800	1400		1870
КАРРАТ СЕР.: Нукавсак метаграувакки, сланцы; Кукертарсуак амфибол. сланцы, кварциты, сланцы		ВАЛЛЕН СЕРИЯ: Кернерток шаровые лавы; Рендестен алевр. граув., пирокласты; Фосельв шаров. лавы (силлы габбро); Гренсесе изв. сл., доломиты, крем. кист. сланцы А; Блоис граувакки, пелиты, алевролиты; Зигзагланд доломиты, кварциты, сланцы, конгл.	КЕТИЛИДИЙСКИЙ КОМПЛЕКС НАНОРТАЛИК: Шаровые лавы (силлы габбро); Кварциты; Слюдистые и графит. сланцы; Слюдистые сл. и кварциты; Гранат. сланцы	ЛИББИ-КРИК СЕРИЯ: Френч слюд. сл., филлиты, кварц.; Таунер амфиболиты, амфибол. сл.; Наш-Форк мраморы, филлиты; Сагарлоф кварциты; Лукаут сл. кварциты, амфиболиты; Медисин-Пик кварциты; Херт кварц., филлиты, амфиб.; Хедквартерс сла., метаконгломераты ?; ДИП-ЛЕЙК СЕРИЯ кварциты, б.ч. метавулканиты		ВИШНУ КОМПЛЕКС метаосадочные и метавулканические породы (кварциты, слюд. сланцы, амфиболиты, шаровые метавулканиты)	[Граниты]		МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС (?)
	2750					?			
УМАНАК СЕРИЯ: Сермикавсак амфиболиты, сланцы; Марморлик доломиты, мраморы, кварц., изв.-силик. п.; Нунатак амфиболиты (кварциты, доломиты, граувакки)	ЭГЕДЕСМИНЕ КОМПЛЕКС амфиболиты, кварциты, слюд. сланцы, мраморы = Малена метавулканиты	ТАРТОК СЕРИЯ метавулканиты с прослоями метаосадочных пород (глав. обр. вверху)							
	3670 3980 3305	1815	2410 3200	2380					
	ГНЕЙСО-ГРАНУЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ НОРЛАНД, ГОТХОБ, ИСОРТОК И ДР. гиперстен- и др. гнейсы, амфибол. гранулиты, мраморы и др. (граниты, чарнокиты, анортозиты)	ДОКЕТИЛИДИЙСКИЙ КОМПЛЕКС гнейсы (биотит., амфибол.), амфиболиты (мигматиты)	ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС М. ФАРВЕЛЬ гиперстеновые гнейсы, гранулиты (мигматиты, чарнокиты)	ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС АЙДАХО, СПРИНГС И ДР. силлим., биотит. и др. гнейсы, амфиболиты, кварциты, мраморы (мигматиты, граниты)	ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС				

РАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ, МЛН. ЛЕТ

ЖИРНЫМ ШРИФТОМ ПОКАЗАНЫ ЗНАЧЕНИЯ ВОЗРАСТА, ПРИНИМАЕМЫЕ ЗА ДЕЙСТВИТЕЛЬНЫЕ, ТОНКИМИ – „ОМОЛОЖЕННЫЕ"

ОСАДОЧНЫХ, ВУЛКАНОГЕННЫХ И СЛАБО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД (ВРЕМЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ, ИЗЛИЯНИЯ ЛАВ, ЭПИГЕНЕЗА ИЛИ НАЧАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА)

- 1200 осадочных пород по глаукониту, K-Ar метод
- 1200 вулканогенных пород, K-Ar метод
- 1200 вулканогенных пород, U-Th-Pb метод
- 1200 вулканогенных пород, Rb-Sr изохронный метод
- 1200 глинистых сланцев и филлитов, K-Ar метод
- 1200 глинистых сланцев и филлитов, Rb-Sr изохронный метод

900

3 р. 16 к.
с пересылкою

НЕДРА