

Ф. КИНГ

Докембрийская геология США



ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»



Precambrian Geology of the United
States; An Explanatory Text to
Accompany the Geologic Map of the
United States

By P B. KING

GEOLOGICAL SURVEY PROFESSIONAL PAPER 902

UNITED STATES GOVERNMENT PRINTING OFFICE, WASHINGTON : 1976

Ф. КИНГ

Докембрийская геология США

Объяснительная записка
к Геологической карте США

Перевод с английского А. С. Арсанова

Издательство «Мир»

Москва

1979



1962
2921

Краткий сводный очерк по геологии докембрия США. Рассматриваются региональное распространение докембрийских пород, их расчленение, корреляция, литологические особенности. Все это представляет ценный материал для сравнительной характеристики этих древнейших образований в различных районах мира. В заключение дан обзор истории геологического развития Северо-Американского материка в докембрии.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов научно-исследовательских и производственных организаций.

Р е д а к ц и я л и т е р а т у р ы п о г е о л о г и и

1904040000

К $\frac{20805 - 139}{041(01) - 79}$ 139 - 79

© Перевод на русский язык, "Мир", 1979

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ

Выходы докембрийских пород на дневную поверхность занимают около 10% территории США, однако породы эти более широко распространены под покровом фанерозойских отложений, особенно в центре внутренних областей страны. Обнажения докембрийских пород известны в пределах выступающей к югу части Канадского щита в районе озера Верхнего и в горах Адирондак и в виде более мелких выходов далее к югу в центральной части внутренних областей. Докембрийские породы выходят на поверхность также в пределах крупных поднятий, связанных с фанерозойскими деформациями в Аппалачском и Кордильерском горных поясах на востоке и на западе, но весьма скудно представлены в непосредственной близости к Тихоокеанскому побережью.

Радиологические датировки показывают, что возраст докембрийских пород варьирует в широких пределах — от 3550 млн. лет до приблизительно 600 млн. лет, причем породы, имеющие последний из указанных возрастов, залегают согласно или почти согласно с отложениями кембрия, сменяющими их вверх по разрезу. Радиологические данные, дополненные скудными находками примитивных ископаемых организмов, позволяют коррелировать породы из различных выходов, а также расчленить докембрийские породы и время на ряд подразделений, имеющих собственные названия. До достижения международного соглашения по номенклатуре докембрийских образований Геологическая служба США использует временное расчленение докембрия на подразделения W, X, Y и Z; эти подразделения в целом соответствуют архею, афебию, геликию и гадринию официальной канадской классификации.

Радиологические данные свидетельствуют о существовании статистических максимумов датировок на различных уровнях, отражающих важные исторические события — время орогенеза, орогенических циклов и магматизма, сопровождаемого или не сопровождаемого орогенезом. Главнейшие события произошли 2500–2750, 1600–1850, 1300–1400 и 900–1100 млн. лет назад и названы (следуя канадской классификации) кеноранским, гудзонским, элсонским и гренвиллским событиями соответственно. Эти события были отмечены во многих районах США, Канады и Мексики; они при-

урочены к границам упомянутых подразделений или к верхним их частям.

Различные события характеризуют определенные области, разграничивая таким образом всю площадь распространения докембрия на провинции. Древнейшие провинции охватывают северную часть штата Миннесота (продолжение провинции озера Верхнего в Канаде), а также штат Вайоминг и южную часть штата Монтана; они сложены породами докембрия W, которые имеют кеноранский и более древний возраст. Более молодые провинции расположены южнее. Породы докембрия X гудзонского возраста широко распространены в Южной провинции района озера Верхнего, а также в южной части района Кордильер. В южной части Центрального района намечается провинция с элсонскими датировками (по данным бурения): в Южных Кордильерах широко распространены плутоны элсонского возраста, залегающие среди пород докембрия X. Кристаллические породы докембрия Y с гренвиллскими датировками образуют широкий пояс на юго-востоке США, особенно в Аппалачском районе.

Ко времени, отвечающему докембрию Y, однако, большая часть Северо-Американского континента, включающая США и сопредельные области, стабилизировалась и превратилась в кратон, на котором накапливались супракрустальные осадки и вулканиты, лишь умеренно деформированные или оставшиеся недеформированными в течение докембрийского времени и слагающие такие стратиграфические подразделения, как континентальная надгруппа Кивио в районе озера Верхнего, морская надгруппа Белт в Северных Кордильерах, надгруппа Гранд-Каньон и другие в более южных районах.

В течение позднедокембрийского времени (докембрий Z) происходило формирование супракрустальных пород и вулканитов, главным образом вдоль восточного и западного краев континента — в Аппалачском и Кордильерском регионах; на востоке эти образования отлагались на кристаллическом фундаменте, сформированном в результате гренвиллского орогенеза, а на западе они с умеренным несогласием залегают на супракрустальных породах докембрия Y. Однако в прибрежной части Аппалачского региона выделяется Авапсонский пояс пород докембрия Z, который является



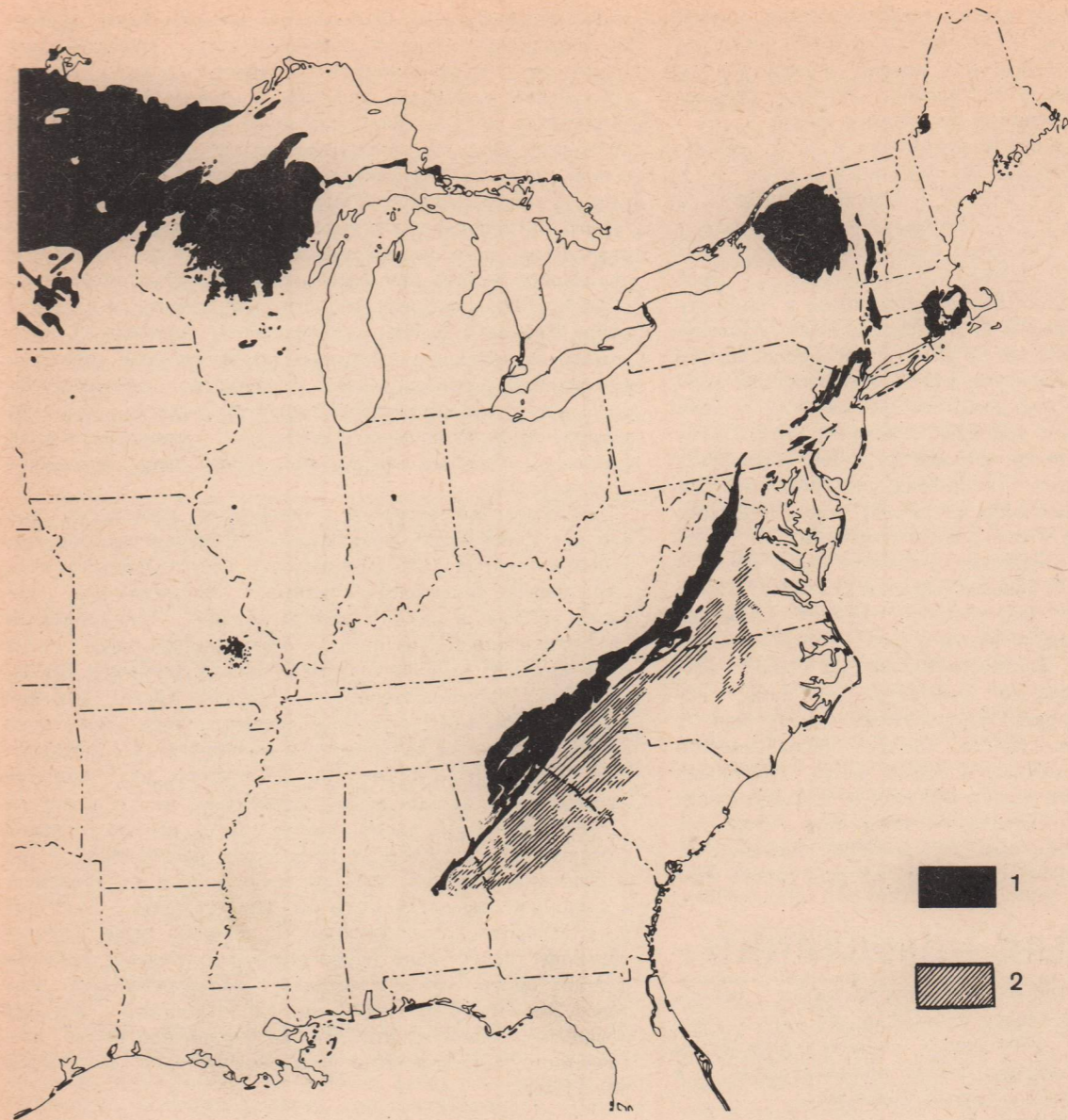
Р и с. 1. Распространение выходов докембрийских пород, как оно представлено на Геологической карте США (подразделения W, X, Y и Z).

Показаны также метаморфические комплексы (подразделения m_5 и $m_1 - m_4$), которые, вероятно, включают породы докембрийского возраста.

1 - докембрийские породы; 2 - метаморфические комплексы.

экзотическим элементом, причленившимся к Северо-Американскому континенту, по-видимому, в результате движения плит в палеозойское время. Он включает супракрустальные породы Сланцевого пояса Каролины в Южных Аппалачах, а также далее к северо-востоку в Канаде, однако на юго-востоке Новой Англии он представлен крупными гранитными плутонами, которые несогласно перекрыты нижним кембрием и имеют радиологический возраст 570 млн. лет.

На большей части территории США докембрий отделен от кембрия отчетливым угловым несогласием и перерывом в осадконакоплении; средне- или верхнекембрийские отложения перекрывают докембрий Y или более древние образования. Однако в горных поясах на востоке и западе формировались супракрустальные породы докембрия Z и нижнего кембрия, и граница между докембрием и фанерозоем не столь очевидна. Наиболее остро эта проблема проявляется в разрезах юго-



западной части провинции Бассейнов и Хребтов, где докембрий и кембрий являются частями мощной единой толщи тонкозернистых осадков, так что четкая физическая или фаунистическая граница между ними здесь отсутствует.

В данной работе, следуя общим принципам изложения, докембрийские отложения различных областей перечислены, описаны и затем скоррелированы. Области, выбранные для описания, отвечают современному географическому делению, которое лишь в общих чертах соответствует провинциям, выделяемым для докембрийского времени: район озера Верхнего, горы Адирондак, Северный и Южный Аппалачский регионы, юг Центрального района США в пределах Внутренних равнин, Центральные Скалистые горы, Северные Скалистые горы, Южные Скалистые горы, восточная часть Большого Бассейна и южная часть провинции Бассейнов и Хребтов. В общем предполагается, что описания могут

быть поняты при одновременном использовании Геологической карты США, но для более ясного понимания отдельных вопросов в работу включены карты более крупного масштаба или карты, иллюстрирующие особые черты геологического строения. Завершающее работу заключение и выводы касаются наиболее общих проблем докембрия, часть из которых еще не ясна, включая вопрос о происхождении и эволюции континента в течение докембрийского времени и вопрос о возможном участии континента в движениях плит согласно моделям тектоники плит.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Докембрийские породы подстилают весь Центральный район США и значительные части горных поясов, расположенных к востоку и западу от него. Однако они на больших площадях перекрыты фанерозойскими отло-

жениями и их выходами занято приблизительно лишь 10% территории страны. В противоположность этому на севере, в Канаде, докембрийские породы выходят на поверхность приблизительно на половине площади страны, главным образом в пределах Канадского щита.

Наиболее крупные выходы докембрия в США расположены на южном продолжении Канадского щита — в районе озера Верхнего в штатах Миннесота, Мичиган и Висконсин, а также в горах Адирондак на севере штата Нью-Йорк (рис. 1). Северные карты (например, Геологическая карта США, 1932 г.) показывали даже большие площади распространения докембрия в Аппалачском регионе на востоке и юго-востоке; ныне установлено, что значительная часть этого предполагаемого докембрия в действительности имеет палеозойский возраст, хотя в крупных поднятиях на протяжении всей цепи имеются выходы и подлинного докембрия. В Центральном районе докембрий обнажен лишь на небольших, удаленных друг от друга площадях, приуроченных к сводовым частям нескольких поднятий; дополнительные сведения о докембрии этого района получены в результате бурения. В Кордильерах крупное поле распространения докембрия (главным образом супракрустальной надгруппы Белт) простирается вкост Северных Скалистых гор в западной части штата Монтана и на севере штата Айдахо. Южнее, в Скалистых горах, выходы докембрия мельче, но многие из них (как, например, в штате Колорадо) расположены близко друг от друга. Сходные небольшие, но близко расположенные выходы докембрия отмечены в южной части провинции Бассейнов и Хребтов в штате Аризона и в прилегающих штатах. В полосе Тихоокеанского побережья шириной 320 км или даже более выходы докембрия неизвестны, за исключением Поперечных хребтов на юге штата Калифорния.

ДАННЫЕ ДЛЯ КОРРЕЛЯЦИИ

Для выделения какой-либо группы пород на региональной или государственной геологической карте первейшим необходимым требованием является адекватная классификация и корреляция, однако применительно к докембрию эти требования трудно выполнить.

Многие части докембрийского разреза сильно деформированы, метаморфизованы и пронизаны плутоническими породами; более того, даже если первичные осадочные текстуры докембрийских пород хорошо сохранились, их ископаемые органические остатки остаются скудными и проблематичными. Даже если структурная сложность докембрийских отложений не больше, чем у многих фанерозойских образований, последовательность и возраст которых расшифрованы, немногочисленные окаменелости в докембрийских породах не имеют той диагностической ценности, какую имеют используемые в стратиграфических целях окаменелости более молодых отложений.

При отсутствии обычных критериев классификации и корреляции раньше для дешифрирования геологической летописи докембрия использовались разнообразные косвенные методы. Полагали, что Земля развивалась в течение докембрия от расплавленного, неупорядоченного состояния (азойское или архейское время) к более упорядоченному состоянию, при котором преобладали более обычные осадочные и вулканические процессы

(протерозойское или альгонкское время). Были приняты допущения о природе докембрийских орогенических процессов — предположительно универсальных циклах деформаций, внедрения интрузий и выравнивания, приложимых к щиту в целом или даже к более крупным регионам. Там, где последовательность докембрийских пород могла быть установлена на основе обычного принципа последовательности напластования, эта последовательность сравнивалась и коррелировалась с другими разрезами, даже весьма удаленными, причем в качестве отправного пункта при корреляциях использовались предположительно типичные области, как, например, район озера Верхнего. Эти ранние работы геологов не принимали во внимание некоторые геологические факторы, которые ныне поняты полнее — например, действительно огромную продолжительность докембрийского времени, которое по крайней мере в пять раз продолжительнее фанерозоя. Сегодня эти работы имеют лишь исторический интерес.

Значительный прогресс в понимании докембрия достигнут в последние десятилетия. Радиологическое датирование пород дало возможность свести воедино многочисленные несвязанные данные о значительном отрезке истории и даже положило начало стратиграфической корреляции. При помощи этого метода ныне могут быть сделаны выводы о геохимической эволюции Земли, ведущие к предположениям о времени таких всемирных событий, как накопление железорудных формаций, начало осаждения карбонатов и эвалоритов и оледенение. Однако, за исключением последнего, эти события находят лишь весьма ограниченное применение в практике стратиграфических работ. Кроме того, радиологическое датирование способствует пониманию распределения органических остатков, которое наблюдается в разрезах, и позволяет выделить хотя бы элементарные биостратиграфические подразделения. И, наконец, ныне закартированы значительно более обширные площади докембрийских пород, что в сочетании с радиологическим методом способствует пониманию геологической истории отдельных регионов, которое не ограничено более несколькими классическими предположительно типичными областями.

Палеонтологические данные

Палеонтологическая летопись связана с эволюцией жизни на Земле. В течение докембрийского времени эта эволюция имела весьма замедленный темп, который не ускорялся до значительно более позднего времени. Классификация докембрийских ископаемых организмов трудна, поскольку даже крупные группы организмов неизбежно должны были угаснуть в течение длительных промежутков времени и даже в последующем нижнем кембрии имеются группы раковинных беспозвоночных, которые не могут быть отнесены к каким-либо существующим филумам [77].

На протяжении первых трех четвертей докембрийского времени единственными остатками или следами жизни являются остатки примитивных бактерий и растений. Наиболее заметными из этих остатков являются строматолиты, которые представляют собой биогенные осадочные структуры, образованные, вероятно, водорослями; они включают пластовые, желваковые и столбчатые карбонатные структуры. Все они весьма разно-

образны по форме, и, без сомнения, на их характер в значительной степени влияли условия конкретной обстановки осадконакопления. Тем не менее, когда было изучено распределение наиболее характерных столбчатых строматолитов в достаточно мощных разрезах и на достаточно обширных площадях, было установлено, что они существенно изменялись с течением времени, и это позволило выделить зоны, датированные радиологически пределами 1600–1350, 1350–1000 и 700–500 млн. лет. Такая продолжительность хрона отражает весьма медленные эволюционные изменения – на два порядка медленнее, чем для фанерозойских биостратиграфических зон [77]. Выделение зон строматолитов наиболее успешно осуществлено в СССР [164, 35], где были изучены строматолитсодержащие породы докембрия на пространствах всей северной Евразии. Аналогичные исследования докембрийских отложений успешно развиваются и в других странах.

Древнейшие ископаемые представители подлинных Metazoa обнаружены в слоях, подстилающих кембрий и имеющих возраст от 600 до 700 млн. лет, в частности в слоях Эдиакара в Южной Австралии, в венде северной Евразии и в различных разобщенных других формациях и местонахождениях в Восточном полушарии [78]. Единственные отмеченные местонахождения в Северной Америке расположены в юго-восточном Ньюфаундленде (группа Консепшен) [140], в штате Северная Каролина и в восточной Калифорнии (формация Дип-Спринг) [34]. Некоторые из форм или даже большинство их обнаружены во всех местонахождениях – они принадлежат к весьма характерной фауне (различные примитивные кишечно-полостные и формы менее определенной систематической принадлежности, которые, вероятно, относятся к вымершим филумам) [76, 196]. Это мягкотелые животные, чьи отпечатки сохраняются на поверхностях напластования при особо благоприятных условиях захоронения. Хотя слои, в которых они обнаружены, заведомо древнее кембрия, имеется ряд философских соображений в пользу отнесения их к базальным горизонтал палеозоя, более молодым, чем формально определяемый докембрий [32]. Скелетные ископаемые организмы, такие, как археоциаты и трилобиты, появляются только в собственно кембрии; вопрос о причинах этого все еще дискутируется [32].

Радиологические данные

За последние три четверти века, со времени первых определений возраста по минералам урановых и ториевых руд, радиогеохронологические методы продвинулись далеко вперед. Помимо осознания огромной длительности геологического времени и представления о возможностях метода, первые определения не принесли большой пользы геологии из-за редкости указанных минералов и из-за того, что большинство горных пород их не содержат и поэтому не могут быть датированы. Впоследствии, и особенно в последние десятилетия, было разработано много других методов, в том числе и приложимых к обычным породам. В то же время затруднения и ошибки радиологических методов датирования стали более очевидны.

Свинцовый альфа-метод датирования циркона дает приближенные результаты и полезен при рекогносцировочных работах, но мало пригоден для детальных исследований.

Калий-аргоновый метод использует калийсодержащие минералы, такие, как биотит, мусковит и роговая обманка, и, следовательно, может широко применяться к обычным изверженным и метаморфическим горным породам. Поэтому он полезен для опробования и оценки возраста широких площадей, сложенных докембрийскими породами, как, например, Канадский щит. Результаты для одних и тех же образцов имеют, как правило, небольшой разброс и, таким образом, указывают относительный возраст различных стратиграфических подразделений и провинций. Однако значения возраста, полученные для докембрийских пород этим методом, почти постоянно бывают меньше, чем значения, полученные другими методами, упомянутыми ниже, благодаря постепенной утечке аргона из кристаллической решетки минералов. Из-за различий в молекулярной структуре эти потери больше всего в биотите, меньше в мусковите и наименьшие в роговых обманках.

Аргон теряется также в течение времени остывания, наступающего после внедрения изверженных пород или метаморфизма, и он не фиксируется в минералах до тех пор, пока температура не снизится. Таким образом, многие датировки являются "датировками остывания", или "возрастом остывания" ("cooling dates"), и показывают возраст моложе, чем истинное время внедрения или метаморфизма. Эти расхождения наименьшие в породах низкой ступени метаморфизма и наибольшие в высокометаморфизованных породах гранулитовой фации, которые подвергались наибольшему погружению и наибольшему последующему поднятию и эрозии.

Рубидий-стронциевый метод не связан с потерями образующихся газообразных продуктов, как калий-аргоновый метод, и поэтому дает более надежные датировки; однако с ним связан ряд проблем, присущих собственно этому методу. Оба элемента могут накапливаться или теряться в процессе метаморфизма; кроме того, существуют расхождения в оценке постоянной полураспада ^{87}Rb . В зависимости от принятой константы датировки, полученные для докембрийских пород рубидий-стронциевым методом, могут отличаться на 6% (или на 150 млн. лет для возраста 2500 млн. лет).

Наиболее близкие к абсолютным цифрам возрасты первичной кристаллизации получают уран-свинцовым и свинец-свинцовым методами, однако анализируемые элементы редки. Эти методы первоначально использовали минералы урановых и ториевых руд и не имели сколько-нибудь широкого приложения в геологии; но уран и свинец в незначительных количествах присутствуют также в обычных акцессорных минералах – цирконе, монаците, апатите и сфене, требующих трудоемких аналитических процедур. Хотя уран-свинцовым и свинец-свинцовым методами может быть получено сравнительно небольшое число датировок, они весьма полезны в качестве контроля результатов, полученных другими, менее точными методами.

Геологическое приложение радиологических методов датирования

Различные методы позволяют определить время кристаллизации при внедрении интрузивных пород или метаморфизма, если не принимать во внимание фактор охлаждения. Труднее датировать докембрийские супракрустальные породы осадочного или вулканического происхождения.

Прямое датирование докембрийских супракрустальных пород Канадского щита по первичным минералам практически безуспешно, и датировки обычно отражают просто возраст метаморфизма [201]. В ряде других мест это оказалось возможным. Глауконит и глинистые минералы из слабдеформированной или слабометаморфизованной надгруппы Белт Северных Скалистых гор пригодны для датирования калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами, калий-аргоновые определения были получены также по роговым обманкам из лав Перселл и связанных с ними силлов, переслаивающихся с белтскими осадками [150]. Цирконы из слабометаморфизованных позднедокембрийских фельзитовых лав в хребте Блу-Ридж в Централных Аппалачах были с успехом датированы уран-свинцовым методом [168]. Для датирования докембрийских супракрустальных пород Канадского щита и других сложных областей обычно следует прибегать к помощи косвенных методов, которые дают максимальный и минимальный пределы времени накопления. Максимальный возраст какой-либо толщи определяется возрастом изверженных и метаморфических пород фундамента; минимальный возраст определяется возрастом метаморфизма или возрастом интрузивных пород, прорывающих толщу.

КЛАССИФИКАЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В связи с новыми данными во многих странах мира предполагается провести пересмотр классификации докембрийских отложений. Этот вопрос находится на рассмотрении Подкомиссии по докембрию Международного стратиграфического комитета, председателем которой является К. Ранкама. Комиссия работает над выработкой такой классификации и номенклатуры докембрия, которые были бы повсеместно приняты, но соглашение по этим вопросам пока еще остается делом будущего. В данной работе не рассматриваются вопросы всемирной классификации и номенклатуры; наши интересы сосредоточены на временных проблемах классификации докембрия Северной Америки и, в частности, США.

Классификация докембрийских отложений штата Миннесота

Первые попытки эффективно использовать радиологические данные для классификации докембрия были предприняты в штате Миннесота [83]; была пересмотрена более ранняя классификация, основанная на обычных геологических критериях [85]. В штате Миннесота находится около половины площади выходов докембрия района озера Верхнего в США. Кроме того, разрез до-

кембрия здесь весьма сходен с разрезом на противоположном берегу озера Верхнего в северной части штатов Мичиган и Висконсин, так что любая классификация, выработанная в Миннесоте, приложима к более обширной области.

Различные схемы расчленения докембрийских отложений Миннесоты, в том числе схема 1961 г., приведены в табл. 1. С годами понимание последовательности толщ, как видно из таблицы, мало менялось, но существенно изменялись классификация и терминология. Значительным изменением в схеме 1961 г. явился перевод группы Анимики из позднего докембрия в средний докембрий, а группы Найф-Лейк из среднего докембрия в ранний докембрий, что произошло в результате датировки пеннокийского орогенеза (1700 млн. лет) и альгоманского орогенеза (2500 млн. лет; колонка 1968 г. показывает, что в действительности эти датировки еще древнее). Эти значения возраста были несовместимы с предполагавшейся ранее относительной молодостью указанных двух групп. Так называемый лаврентьевский орогенез, который, как предполагалось ранее, разделяет ранний и средний докембрий, был низведен до частного эпизода внутри раннего докембрия.

Изменения, внесенные после 1961 г., включают переименование так называемого гренвиллского орогенеза Миннесоты в "магматическую активность Кивино"; хотя это событие в целом коррелируется с истинным гренвиллским орогенезом более восточных районов, в Миннесоте оно было существенно неорогенным. Кроме того, в схемах 1970 и 1972 г. отброшено противопоставление групп Найф-Лейк и Киватин, так как осадочные породы одной и вулканиты другой связаны взаимопереходами. В связи с этим так называемый лаврентьевский орогенез и сопровождающая его эпоха гранитных интрузий исчезают; внедрения гранитов в нижнем докембрие рассматриваются ныне как местное явление. Тем не менее в юго-западной Миннесоте, как показано в схеме 1968 г., встречены породы исключительно древние, с возрастом 3550 млн. лет.

Радиологические датировки указывают, что главные события в Миннесоте происходили на рубежах 2700-2750, 1850 и 1100 млн. лет назад; они названы соответственно альгоманским и пеннокийским орогенезами и магматической активностью Кивино (= гренвиллский орогенез). Мы вновь обнаружим эти события в разрезах Канадского щита в Канаде и в других областях и будем рассматривать их как важные реперы при классификации и расчленении докембрия Северной Америки.

Классификация докембрия в Канаде

Более детально классификация докембрийских отложений на основе радиологических датировок была переработана Геологической службой Канады. Это заслуживает подробного рассмотрения, поскольку дело касается наших северных соседей и их геологической службы, а также потому, что здесь находятся крупнейшие выходы докембрийских пород Северной Америки. Пересмотр классификации выполнялся под руководством К. Стоквелла при создании Геологической и Тектонической карт Кана-

Таблица 1

Последовательность и схемы расчленения докембрийских образований штата Миннесота (1951-1970 гг.)

Граут и др. (1951)	Голдич и др. (1961)	Голдич (1968)	Симс (1970), Симс и Мори (1972)
Кембрий	Кембрий	Кембрий	Кембрий
Несогласие Поздний докембрий Группа Кивино Средние вулканиты, прорванные габбро Дулут	600 млн. лет Верхний докембрий Система Кивино Средние вулканиты, прорванные комп- лексом Дулут (гренивилльский оро- генеэ, 1100 млн. лет)	600 млн. лет Верхний докембрий Осадочные породы и сред- ние вулканиты группы Норт-Шор, прорванные комплексом Дулут (маг- матическая активностъ Кивино, 1000-1200 млн. лет)	Верхний докембрий Серия Кивино Средние вулканиты, прорванные комплек- сом Дулут
Несогласие Группа Анимики	Пенокийский орогенеэ, 1700 млн. лет Средний докембрий Интрузии гранитов Система Гурон Группа Анимики	Пенокийский орогенеэ, 1600-1900 млн. лет Средний докембрий Интрузии гранитов Группа Анимики	Пенокийский орогенеэ Средний докембрий Интрузии гранитов Группа Анимики
Несогласие Средний докембрий Альгоманские интрузии Группа Найф-Лейк	Альгоманский ороге- неэ, 2500 млн. лет Ранний докембрий Интрузии гранитов Система Тимискаминг Группа Найф-Лейк	Альгоманский орогенеэ, 2400-2750 млн. лет Ранний докембрий Интрузии гранитов Группа Найф-Лейк	Альгоманский орогенеэ Нижний докембрий Интрузии гранитов Метаосадочные и мета- вулканические породы с разнообразными взаимотношениями
Несогласие Ранний докембрий Интрузии, предшествую- щие образованиям группы Найф-Лейк Вулканиты Киватин Железорудная формация Судан	Лаврентьевский орогенеэ, возраст? Интрузии гранитов Система Онтарио Группа Киватин Кучичинг? Древние породы	Лаврентьевский орогенеэ, возраст? Интрузии гранитов Группа Киватин Кучичинг? Древние породы, 3300-3550 млн. лет	Интрузии гранитов, более древние, чем часть ме- таосадочных пород Грейсы и кристаллические сланцы юго-западной Миннесоты

ды (1969 г.); работа основывалась на развернутой программе картирования докембрийских отложений страны и на радиологических датировках, осуществленных главным образом калий-аргоновым методом.

Обнажения докембрийских пород на Канадском щите почти непрерывны в центральной и восточной частях страны, за исключением погруженных частей (Гудзонов залив) и областей, перекрытых фанерозойским чехлом (низменность Гудзонова залива). Ранее полагали, что

эта обширная область докембрийских отложений является однородным телом, как следует из Геологической карты Северной Америки 1912 г., которое подвергалось время от времени универсальным циклам орогенеэ и пенепленизации. Полевые исследования в последние пятьдесят лет показали, что это неоднородное образование, которое подразделяется на провинции, сложные различными породами и имеющие различную историю, и которые развивались независимо друг от друга на про-

тяжении докембрийского времени. Возрастающие знания подчеркнули различия между провинциями и уточнили их границы. Многие из границ — это структурные линейменты, которые подчеркнуты геофизическими аномалиями; некоторые границы — стратиграфические (там, где супракрустальные породы более молодой провинции перекрывают фундамент смежной более древней провинции).

Из провинций Канадского щита лишь некоторые непосредственно связаны с докембрием США; провинция озера Верхнего, сложенная древними породами, которая включает и нижний докембрий штата Миннесота (см. выше); Южная провинция, сложенная несколько более молодыми породами, включающая остальную часть района озера Верхнего в США и провинции Онтарио; расположенная восточнее провинция Гренвилл, которая простирается в штат Нью-Йорк (горы Адирондак). На территорию США, без сомнения, простираются и другие докембрийские провинции щита, а также другие части перечисленных провинций, но они не столь очевидны на поверхности из-за разобщенности обнажений.

Радиологическое датирование подчеркнуло дискретность провинций. Каждая из них имеет собственный характеристический максимум обилия датировок, хорошо выраженный на гистограммах (см., например, [200]). Разброс древних и молодых датировок также имеет место, причем более древние значения отражают более ранние орогенические события, почти полностью замаскированные преобладавшими событиями, а более молодые относятся к дайковым породам и другим неорогенным интрузиям.

Преобладающие датировки в различных провинциях рассматривались как величины, отражающие возраст орогенеза [199]. Орогенез определяется как период горообразования, сопровождаемый складчатостью, метаморфизмом и интрузией гранитов, причем вслед за каждым орогеническим периодом следует длительный период поднятия, эрозии и остывания, предшествующий времени заложения новых толщ супракрустальных пород. Разброс датировок пород каждой провинции может охватывать интервал до 300 млн. лет, но это рассматривается частично как результат ошибки анализа; полагают, что действительная длительность периода орогенеза составляет 100 млн. лет или менее.

Для того чтобы еще точнее определить время орогенеза, имеющиеся данные подвергались статистическому анализу [200], причем анализировались результаты, относящиеся к одной провинции, полученные одним методом (например, калий-аргоновым) и на материале, имеющем орогеническое происхождение (не являющемся реликтом более ранних событий и не связанном с посторогеническими событиями). Статистический анализ для каждой провинции дает среднее значение на кривой распределения вероятностей (кривой Гаусса) и стандартное (среднеквадратичное) отклонение. Средняя цифра интерпретируется как возраст кульминации орогенеза, а среднее минус стандартное отклонение — как время вероятного окончания орогенеза.

В пределах Канадского щита выделяются три основные эпохи орогенеза: кеноранский орогенез (=альгоманскому орогенезу Миннесоты), гудзонский орогенез (=пенокийскому орогенезу Миннесоты) и гренвил-

лский орогенез (=магматической активности Кивино Миннесоты). Каждый орогенез имеет свой "типичный район" в какой-либо из провинций; "есть надежда, что в конце концов удастся выбрать в качестве типичных районов значительно меньшие по площади области, но все еще соответствующие современным геологическим определениям и все еще содержащие породы и минералы, пригодные для датирования разнообразными методами по различным минералам" [202]. Типичный район проявления кеноранского орогенеза расположен в провинции озера Верхнего, где его средний возраст оценивается в 2490 млн. лет; типичный район гудзонского орогенеза находится в провинции Черчилл, возраст его оценивается в среднем в 1935 млн. лет; типичный район гренвиллского орогенеза — в провинции Гренвилл, его средний возраст 945 млн. лет. В других провинциях эти орогенезы могут быть плохо выражены или отсутствовать. Гренвиллский орогенез проявлен лишь в провинции Гренвилл; в других частях щита его аналоги не выделяются. Гудзонский орогенез не проявляется в провинции озера Верхнего, но вновь обнаруживается в Южной провинции и в некоторых провинциях, расположенных далее к северу.

Помимо этого, предлагается выделять дополнительный элсонский орогенез; основой для такого выделения служат отдельные радиологические датировки в провинции Нейн на полуострове Лабрадор, указывающие на средний возраст 1370 млн. лет [200]. Более поздние работы показывают, что события, отвечающие этим датировкам, не являются орогеническими; они связаны с адаметеллитовыми (кварц-монзонитовыми) и анортозитовыми интрузиями в породах, подвергшихся консолидации во время гудзонского орогенеза [203]. Более правильным является термин "элсонское событие" [119, 202].

Как указывалось ранее, калий-аргоновый метод, на котором основаны перечисленные радиологические датировки, имеет много преимуществ, однако датировки постоянно оказываются более молодыми, чем датировки, полученные другими методами. Согласно работам, лежащим в основе настоящего обобщения, возраст орогенических периодов контролировался небольшим числом определений, выполненных уран-свинцовым и рубидий-стронциевым методами; все эти определения указывают на более древний и, вероятно, ближе отвечающий истинному возрасту [202], как показано в табл. 2.

Помимо главных орогенических событий, установленных Стоквеллом для Канадского щита, в других частях Канады описаны менее значительные события, происходившие в позднем докембрии; они охарактеризованы главным образом ненадежными радиологическими датировками и не обязательно имеют один и тот же возраст. Это орогенезы Ист-Кутеней и Раклан в Кордильерской провинции [51] и авалонский орогенез в Аппалачской провинции [161]. Последний представляет исключительный интерес, поскольку простирается, вероятно, и в пределы восточной части США; данные будут подробно рассмотрены ниже (стр. 35, 42).

Рассмотренные данные по радиологическим датировкам и проявлениям орогенеза использованы для просмотра последовательности докембрийских подразде-

Таблица 2

Возраст орогенических событий на Канадском щите, определенный различными радиологическими методами [200, 202]

Событие	Возраст окончания события, млн. лет (среднее значение минус стандартное отклонение)			
	K/Ar	U/Pb	Rb/Sr, константа 1,47	Rb/Sr, константа 1,39
Гренвиллский орогенез	880	~ 1000	~ 1010	~ 1070
Элсонское событие	1280	1400(?)		
Гудзонский орогенез	1640	~ 1800	1750(?)	1850(?)
Кеноранский орогенез	2390	~ 2560	2540(?)	2690(?)

лений Канады. Докембрий Канады традиционно подразделялся на архейский и протерозойский зоны; эти и более дробные подразделения ныне более точно определены с помощью новых данных; архей — до конца кеноранского орогенеза, нижний протерозой — между заключительными фазами кеноранского и гудзонского орогенезов, средний протерозой — между заключительными фазами гудзонского и гренвиллского орогенезов и верхний протерозой — между концом гренвиллского орогенеза и началом фанерозоя. Каждое орогеническое событие, таким образом, помещается внутри предшествующего временного подразделения, и считают, что конец орогенеза маркирует верхнюю границу подразделения.

Для подразделений протерозоя предложены новые наименования: [200] афебий для нижнего протерозоя, геликий для среднего протерозоя и гадриный для верхнего протерозоя. Названия происходят от греческих корней: *arhebos* — ранняя зрелость, *helikia* — зрелость, *hadrynes* — поздняя зрелость. В дальнейшем могут быть образованы более дробные подразделения; например, геликий подразделяется на палеогеликий и неогеликий, разграниченные элсонским событием. Новые наименования позволяют выделять более дробные подразделения докембрия (и особенно внутри протерозоя) вместо трех описательных категорий — "нижний", "средний" и "верхний", имеющих в английском языке, и избежать таких неудачных выражений, как "нижний верхний" или "средний нижний", которые иногда употреблялись для мелких подразделений.

Обсуждение канадской классификации

Приведенная выше классификация докембрийских отложений принята Геологической службой Канады для использования при составлении издаваемых карт и отчетов, но она подверглась критике другими геологами (например, [80, 113, 114]) в следующем:

1. Статистический метод определения времени орогенических событий и выделения подразделений не однозначен, так как он зависит от представительности избранных для анализа региональных единиц, от эффективности отбора образцов и от того, представляют ли выбранные датировки простую совокупность.

2. Калий-аргоновый метод датирования дает ненадежные результаты для определения возраста стратиграфических подразделений.

3. Широкий разброс датировок внутри каждой провинции трудно согласовать с предположением, что они обязаны своим происхождением единому орогенезу, а не орогеническому циклу, включающему много последовательно проявлявшихся этапов [119], ср. с [112].

4. Возможность использовать орогенические эпохи в качестве основы для стратиграфического расчленения фанерозоя поставлена под сомнение и ценность подобной методики для докембрия, очевидно, не больше.

5. Пределы возраста архея определяются различно в разных странах и разными геологами.

6. Новые названия, предложенные для подразделений протерозоя, необычны и громоздки и не указывают ясно на их взаимоотношения во времени.

7. Новые наименования главных подразделений докембрия не должны предлагаться односторонним порядком, а должны быть приняты в результате международного соглашения.

Читатель может сам оценить расхождения между этой критикой и канадской точкой зрения, изложенной выше. В данной работе желательно обсудить лишь один вопрос — вопрос об архее.

На протяжении более столетия термин "архей" употреблялся для обозначения наиболее древних горных пород Земли, которые могли наблюдаться на поверхности и которые, как полагали, имеют особые черты. "К позднедокембрийскому времени особенности осадконакопления, горообразования и эволюции земной коры стали, по-видимому, в основном такими же, как и в настоящее время, но архейское время, как обычно полагали, существенно отличалось в этих отношениях. Это было время, когда атмосфера и океаны не были похожи на современные, — время, предшествовавшее образованию в земной коре кратонов и геосинклиналей, уникальное время в истории Земли" [160]. Более того, между породами, образовавшимися в течение "архея" и "протерозоя", было установлено существенное геохимическое различие; рубежом этой смены служит время около 2500 млн. лет назад [61].

Одной из областей, где впервые был выделен архей, является Канадский щит, и в частности, провинция озера Верхнего — область, состоящая из линейных поясов или островоподобных участков, сложенных супракрустальными породами, которые окружены более обширными пространствами, сложенными интрузивными гранитами. Супракрустальные породы включают метавулканиды, которые представлены в основном андезитовыми и базальтовыми зеленокаменными породами, и метаосадочными породами, которые на участках, где они хорошо сохранились, представлены граувакками и сланцами с прослоями конгломератов и железорудных пород, и местами также мигматизированными кварц-сланцевыми кристаллическими сланцами и парагнейсами. Верхний предел их возраста определяется радиологическими датировками, а также в некоторых местах несогласными взаимоотношениями супракрустальных пород и гранитов с перекрывающими их среднедокембрийскими породами. Подобные же образования установлены на щитах других континентов (например, в Австралии и Южной Африке) и названы также археем.

Термин "архей", конечно, ошибочно прилагался также к некоторым сильнометаморфизованным породам фундамента, особенно в период, когда радиологическое датирование еще не применялось. Так, метаморфический фундамент Аппалачского региона обычно называли "археем", пока радиологическое датирование не показало, что он был консолидирован лишь приблизительно 1000 млн. лет назад, во время гренвиллского орогенеза на Канадском щите. Не принимая во внимание эти ошибочные приложения термина "архей", следует отметить, что обзор мировых данных о применении этого термина показывает большое разнообразие оценок верхней границы архея [165], причем предлагаются датировки от менее чем 2000 до почти 3000 млн. лет. Предложения, устанавливающие верхнюю границу архея на рубежах менее 2000 млн. лет, по-видимому,

не заслуживают особого внимания; главная проблема заключается в рассмотрении различных предложений для датировок, заключенных между 2000 и 3000 млн. лет. Некоторые из позднейших расхождений являются результатом различий в полевых наблюдениях и аналитических методах и могут быть согласованы. Другие расхождения, вероятно, первичны: "архейские" условия, возможно, заканчивались на разных щитах в разное, хотя повсеместно и достаточно древнее время.

Древнейшие черты развития Земли, запечатленные в горных породах, и условия, подразумеваемые при этом, являются, по-видимому, уникальными и хорошо выраженными независимо от того, называть ли их "архейскими" или каким-либо другим названием. Проблема заключается в том, как преобразовать эти концепции в определения, имеющие стратиграфическую ценность. Ценные определения могут быть выработаны в конкретных районах, таких, как Канадский щит, но, когда эти определения начинают использоваться в глобальном масштабе, возникают трудности. Поэтому пока остается неясным, можно ли выработать определения всемирного значения или термин "архей" должен быть отброшен.

Расчленение, принятое для Геологической карты США 1932 г.

Геологическая карта США 1932 г. составлена еще до развития приемлемых методов радиологического датирования и была последней крупной публикацией Геологической службы США, которая использовала такие подразделения, как "архей" и "альгонк", являвшиеся общепринятыми в изданиях Геологической службы США на протяжении предшествовавшего полувека. Расчленение, принятое для этой карты, иллюстрируется следующей выдержкой из ее легенды:

Район озера Верхнего
Альгонк

Кивино: осадочные породы Akl ; вулканиды Akv
Гурон: нижний Ahl , средний Ahm и верхний Ahu

Архей

Серия Киватин Ak

Докембрий нерасчлененный

Докембрийские интрузии в новой Англии
и горах Адирондак

Горы Адирондак

Альгонк (?)

Адирондакский батолит Ab

Архей (?)

Древние изверженные породы Ai

Серия Гренвилл Ag

Новая Англия

Альгонк?

Молодые метаосадочные кристаллические сланцы As

Архей (?)

Древние метаосадочные и метаизверженные гнейсы Agn

Аппалачский район

Альгонк? (серия Гленарм)

Кристаллические сланцы Уиссахикон:

олигоклаз-биотитовые сланцы Awh

альбит-хлоритовые сланцы и гранатовые филло-
ниты Awl
сланцы с магматическими инъекциями Awl'
Мрамор Кокисвилл и формация Сеттерс Acs
Граниты, габбро и роговообманковые гнейсы Agn
Милонитизированные гранито-гнейсы и рогово-
обманковые гнейсы Agg
Вулканические породы Av

Архей(?)

Древние гнейсы Rgn

Мидконтинент

Альгонк(?)

Гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты Agn
Граниты, порфиры и габбро Agr

Великие равнины

Альгонк(?)

Метаосадочные кристаллические сланцы и квар-
циты As

Интрузивные породы Ai

Скалистые горы

Альгонк

Серия Белт: нерасчлененная, Ab ; нижняя часть,
Ab1 ; верхняя часть, Abu

Архей

Архейские породы R

Граниты Rg

Тихоокеанское побережье, Большой Бассейн
и плато реки Колумбия

Докембрий

Граниты, диабазы и другие интрузивные породы pCg
Кристаллические сланцы, гнейсы и граниты pC

Позднейшее расчленение, принятое геологической службой США

Когда Геологическая служба США впервые предло-
жила выделять архей и альгонк, они понимались как
периоды или системы протерозойской эры, которые яв-
лялись хроностратиграфическими подразделениями, срав-
нимыми по объему и, вероятно, по продолжительности
с фанерозойскими периодами или системами. В реальной
практике геологических работ, нашедшей отражение в
публикациях Геологической службы США, они, однако,
применялись чисто эмпирически: архей для разрезов с
преобладанием плутонических и метаморфических по-
род, а альгонк — при преобладании супракристалльных
пород.

К 1933 г., однако, результаты стали столь нелепы,
что эти подразделения были отвергнуты, и дофанеро-
зойские породы обозначались как просто "докембрий".
Любые выделявшиеся подразделения неофициально име-
новались как "нижний" и "верхний" ("ранний" и
"поздний") или как "нижний", "средний" и "верхний"
("ранний", "средний" и "поздний") докембрий и исполь-
зовались для указания относительной последовательно-
сти напластования на отдельных участках без соотно-
шения с какой-либо общей классификацией и корреля-
цией; эти неофициальные подразделения могли, таким
образом, варьировать по абсолютной продолжительности

от одного района к другому. Такой прием был полезен
при изучении конкретных участков, но не имел никакой
ценности при исследовании сколько-нибудь обширных
площадей.

Эта классификация была тем не менее использована
в дальнейшем Геологической службой США при состав-
лении Геологической карты Северной Америки 1965 г.,
на которой докембрий во многих областях был подраз-
делен на нижний докембрий (pC1) и верхний докембрий
(pCu), что привело к результатам, не отражающим
реальную картину и зачастую вводящим в заблуждение.

При составлении Тектонической карты Северной
Аmericи 1969 г. Геологическая служба США исполь-
зовала более детальную временную классификацию, ко-
торая была применена исключительно для составления
данной карты. Докембрий был подразделен на архей,
нижний протерозой, средний протерозой и верхний про-
терозой в соответствии с употреблением этих терминов
в Канаде до 1963 г.; это было сделано с целью обо-
печить эффективное использование тектонических данных
по Канаде, нашедших отражение на карте. Эта класси-
фикация была распространена также на площадь Грен-
ландии на северо-востоке и на территории США и
Мексики на юге, причем основой для расчленения по-
служили имевшиеся в то время данные по радиологиче-
скому датированию.

Временное расчленение 1972 г.

К 1967 г., когда началось составление настоящей
Геологической карты США, стало ясно, что по срав-
нению с Геологической картой США 1932 г. в отобра-
жении докембрия могут быть сделаны значительные
улучшения, частично в результате возросших знаний о
частных разрезах докембрия, частично же за счет
корреляции различных разрезов посредством радиоло-
гического датирования. Опыт канадских геологов в
изучении Канадского щита показал общие направления,
которым можно было бы следовать при пересмотре
схемы расчленения докембрия Северной Америки, а
опыт, накопленный при составлении Тектонической карты
Северной Америки, продемонстрировал, что такая схема
могла бы быть распространена и на докембрийские
отложения США. Поэтому при составлении легенды
докембрия для Геологической карты исходили из
этих основных положений.

В 1970 г., для того чтобы проверить результаты
проделанной работы и выработать временную схему
расчленения докембрия для карты и других публикаций
Геологическая служба создала Специальный комитет, в
состав которого вошли М. Критенден мл., председатель,
Дж. Харрисон и Дж. Рид мл.; о проделанной работе они
сообщили Комитету по геологическим названиям и
Главному геологу. Рекомендации Специального комите-
та после одобрения Геологической службой были опу-
бликованы [113].

В ходе обсуждений Специальный комитет рассмотрел
различные подразделения и приписываемый им возраст,
отображенный на Геологической карте, причем были
использованы советы Питермена и Хеджа, геохроноло-
гов Геологической службы США. Возраст различных

подразделений был в ряде случаев несколько уточнен, но четыре крупных подразделения, показанных на Геологической карте, были приняты.

Специальный комитет поэтому рекомендовал принять эти подразделения для временного пользования. Однако вместо того, чтобы дать им официальные названия, как это сделано в Канаде, рекомендовалось обозначить их неофициально буквами W, X, Y и Z. Эти буквы были бы особенно полезны в качестве символов для карты, так как их трудно спутать с какими-либо другими символами (например, с другой возможной последовательностью букв A, B, C и D, которая уже используется в качестве символов для других систем). Буква W была выбрана для обозначения древнейшего выделяемого подразделения с учетом возможности выделения в будущем еще более древних подразделений, которые можно было бы обозначить предшествующими буквами алфавита.

Границы между подразделениями "были выбраны так, чтобы отделить насколько возможно даже незначительные эпизоды осадконакопления, орогенеза или плутонизма" [113], и поэтому первоначально были обоснованы геологическими данными. Тем не менее они не всегда соответствуют естественным событиям, таким, как орогенез или плутонизм; будучи однажды выбраны, они определяются лишь геохронологией.

Основы предлагаемого расчленения, таким образом, отличаются от основ канадской схемы, в которой границы определяются естественными особенностями или событиями, а возраст установлен радиологическими методами. Эти противоположные основы отражают различие геологических условий двух стран. В Канаде докембрийские породы обнажены почти непрерывно на обширных пространствах Канадского щита, так что региональные геологические образования поддаются расчленению и классификации с очевидностью. В США обнаженные участки относительно невелики и некоторые из них настолько удалены друг от друга, что идентификация региональных геологических образований поневоле значительно более субъективна. Отсюда следует, что единственным надежным способом классификации вскрытых обнажений образований является классификация по возрасту. Несмотря на эти различия, крупные подразделения докембрия в Канаде и США одни и те же, и в целом коррелируются друг с другом. Обе схемы расчленения докембрия и более ранняя схема для Миннесоты сравниваются в табл. 3.

Подобно всем стратиграфическим схемам, временная схема Геологической службы США при приложении ее к очень детальным исследованиям вызывает ряд вопросов.

Новые данные по радиологическому датированию исправляют прежние датировки пород или событий [202]. "Наиболее существенным практическим различием между подразделениями, основанными на геохронологии, и подразделениями, основанными на стратотипах, является то, что пересмотр возраста данного тела горных пород ведет к перемещению литостратиграфического подразделения по шкале времени, а не к исправлению самой шкалы времени" [113]. При использовании канадской схемы пересматривается возраст границ подразделений; при использовании схемы

США границы остаются фиксированными во времени, а конкретное литостратиграфическое подразделение перемещается из одного подразделения в другое даже в том случае, если это приводит к геологически неестественной группировке. Вообще границы между подразделениями были выбраны Специальным комитетом достаточно тщательно, так что многих проблем можно будет избежать, но некоторые, конечно, возникнут.

Возрастная граница между докембрием Y и докембрием Z остается проблематичной. Специальный комитет выбрал рубеж 800 млн. лет на том основании, что эта цифра отвечает возрасту завершения осадконакопления надгруппы Белт в Северных Скалистых горах. Эта датировка не более чем приближительна, так как возраст окончания осадконакопления надгруппы Белт колеблется между возрастными 930 и 760 млн. лет; эти датировки не внушают доверия, так как нижняя часть докембрия Z группа Уиндермир, которая несогласно перекрывает отложения надгруппы Белт на западе, датирована цифрами 820-900 млн. лет (детальное изложение см. на стр. 54). Далее, верхняя часть супракрустальных пород докембрия Z в Центральных Аппалачах имеет возраст 820 млн. лет; эти породы лежат на инфракрустальных породах докембрия Y с несогласием, наиболее значительным из всех несогласий, отмечаемых в разрезе ниже триаса. Было бы недопустимо помещать это несогласие с инфракрустальными породами внизу и супракрустальными породами сверху целиком в докембрий Y. Предложенная граница с возрастом 800 млн. лет не принята поэтому ни на Геологической карте, ни в последующем тексте, и более приемлемой считается граница с возрастом приблизительно на 100 млн. лет древнее.

ОТОБРАЖЕНИЕ ДОКЕМБРИЯ НА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ США

На Геологической карте США с целью классификации подразделений различных разрезов и с целью корреляции этих разрезов с разрезами других частей страны используются временные подразделения - докембрий W, X, Y и Z. Различные типы пород индексируются так же, как в фанерозое. Каждое подразделение докембрия, таким образом, содержит стратифицированные осадочные породы, вулканические породы, плутонические или интрузивные породы и метаморфические породы, показанные в отдельных колонках легенды. Однако докембрийские континентальные и эвгеосинклинальные отложения или не выделяются, или не установлены.

Классификация стратифицированных пород в легенде показывает, что по крайней мере в некоторых областях для их отображения могут применяться методы, используемые для фанерозоя; надгруппа Белт докембрия Y может даже быть расчленена на Геологической карте в отдельных районах на северо-западе штата Монтана и на севере штата Айдахо. Поскольку отнесение слоев к тому или иному новому подразделению будет необычно для большинства пользующихся картой, типичные местные единицы перечислены в легенде более полно, чем для подразделений фанерозойских от-

Таблица 3

Сравнение современных классификаций, предложенных для докембрия Северной Америки

Миннесота, 1961 1968, 1970 гг.	Канада, 1964, 1972 гг.	Геологическая служба США, 1972 г.
Верхний докембрий Магматическая актив- ность Кивино 1000-1200	Гадриний Гренвиллский ороге- нез 800 (1000) Геликий	Докембрий Z 800 Докембрий Y
Пенокийский ороге- нез 1700	Протерозой Гудзонский оро- генез 1640(1800)	1600
Средний докембрий Альгоманский ороге- нез 2500		Докембрий X 2500
	Кеноранский оро- генез 2390 (2560)	
Нижний докембрий	Архей	Докембрий W

(Цифры - возраст в млн. лет; в первой колонке объединены результаты различных аналитических методов; во второй колонке первые цифры - результаты K/Ar-метода, цифры в скобках - U/Pb; цифры в третьей колонке условны)

ложений. Вулканические породы, хотя они и помещены в отдельную колонку легенды, являются важным компонентом стратифицированных толщ некоторых областей, как, например, докембрий W и Y района озера Верхнего и докембрий Z Аппалачского района.

Среди докембрийских интрузивных пород наиболее распространены граниты, кроме того, в докембрии W и Y показаны отдельно и мафические разновидности. Отнесение интрузивных пород к тому или иному подразделению основано частично на их взаимоотношениях с вмещающими породами, но в большинстве случаев на их радиологическом возрасте. Возраст гранитных пород показывает, что многие из них формировались на заключительных этапах времени, отвечающего тому или иному подразделению, однако в докембрии Y широко распространены внедрения ранних этапов; граниты докембрия W включают как интрузии заключительных этапов, так и нерасчлененные интрузии более ранних этапов.

Литостратиграфические единицы метаморфических пород являются в общем комплексами столь сильно измененными, что это мешает приложить к их изучению обычный стратиграфический анализ. Ортогнейсы образовались за счет плутонических пород, а парагнейсы - за счет осадочных и вулканических пород. Местами последние включают тела пород, поддающихся более детальному анализу, но площади их распространения столь малы, что их нельзя изобразить в масштабе настоящей карты. Отражаемый на карте возраст метаморфических пород является в основном временем их метаморфизма, причем предполагается, что первичные породы сформировались главным образом за время, отвечающее тому же подразделению, однако местами они могут включать реликтовые породы, сформированные во время, отвечающее более древним подразделениям, на которые наложилось впоследствии более позднее главное событие метаморфизма.

На прилагаемых картах (рис. 2-5) показано распространение на поверхности горных пород, относящих-



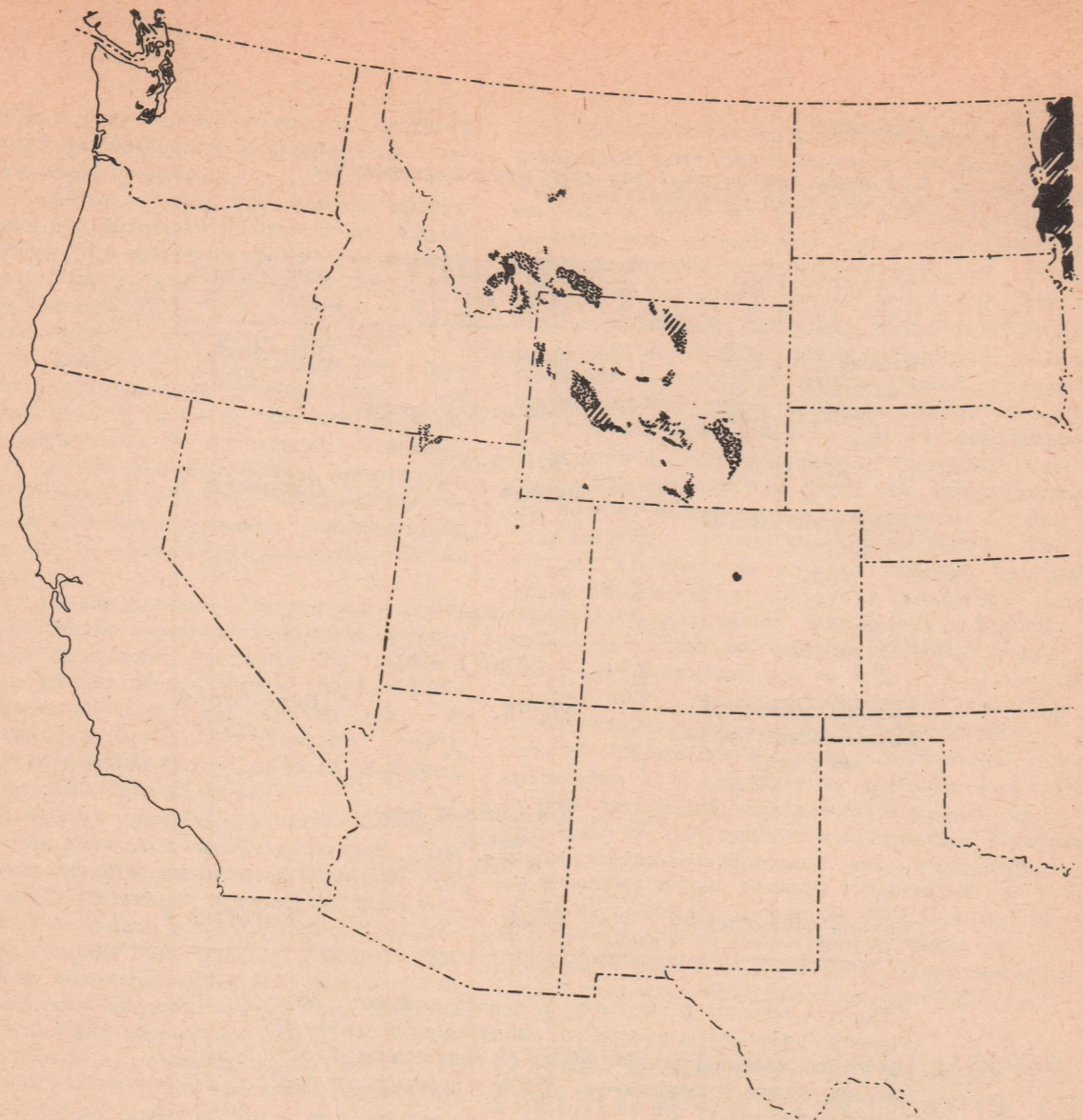


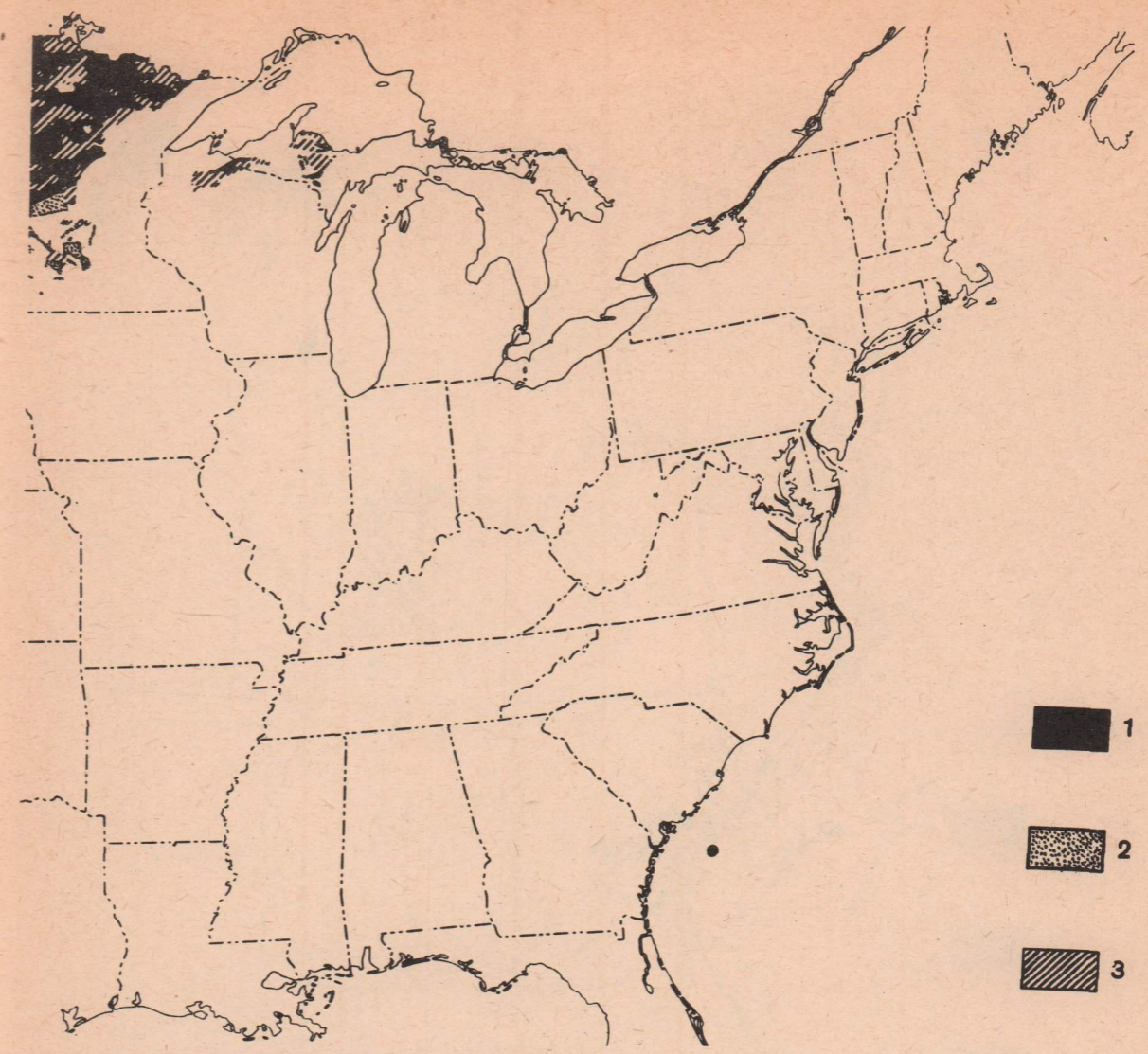
Рис. 2. Распространение выходов пород докембрия W, как оно представлено на Геологической карте США.

1 - метаморфизованные супракрустальные породы; 2 - плутонические и интрузивные породы (от кислых до основных); 3 - метаморфические породы (парагнейсы и ортогнейсы).

ся к различным основным подразделениям, представленным на Геологической карте. Дополнительно породы каждого из подразделений разделены на три класса: 1) осадочные и вулканические супракрустальные породы (включая их метаморфические эквиваленты в более древних подразделениях)¹, 2) интрузивные и плутонические породы (как кислого, так и основного состава) и 3) метаморфические породы (парагнейсы и ортогнейсы).

¹ Слово "супракрустальные" в общем обозначает "породы, которые перекрывают фундамент". В данной работе термин "супракрустальные" прилагается к докембрийским осадочным и вулканическим породам, которые отложились на поверхность Земли на

Продолжение сноски
 фундамент, состоящий из пород с более сложной историей развития (метаморфические и плутонические породы). В идеальном случае примером супракрустальных служат слабдеформированные и слабометаморфизованные породы надгруппы Кивино и Белт. Однако различие между супракрустальными породами и породами фундамента относительно и разделение их во многих местах становится субъективным и расплывчатым. Таким образом, в настоящей работе многие единицы описаны как супракрустальные, хотя они деформированы и метаморфизованы, но имеют отчетливо осадочное или вулканическое происхождение в противоположность парагнейсам и ортогнейсам, чье происхождение более загадочно.



ДОКЕМБРИЙСКИЕ ПОРОДЫ, ОБНАЖЕННЫЕ НА ТЕРРИТОРИИ США¹

Ниже следует обзор докембрийских образований, обнаженных на территории США: цель этого обзора - объяснить принятое на Геологической карте выделение этих образований. В обзоре подробно изложена принятая для карты легенда. Горные породы в легенде подразделяются в соответствии с их возрастом и характером (осадочные, вулканические, плутонические и т.д.); в обзоре принято такое изложение, при котором образования каждой провинции рассматриваются совместно с целью показать их взаимоотношения и причины, по которым отдельные единицы (литостратиграфические подразделения) относились к тому или иному крупному геохронологическому подразделению.

¹ Предшествующие официальные обзоры докембрия США появились более полувека тому назад [208, 209]. Интересно сравнить их с настоящим обзором как в отношении имеющихся данных, так и в отношении высказываемых геологических концепций.

Обнаженные докембрийские образования представляют лишь незначительную часть докембрия США; гораздо более обширные области распространения докембрия скрыты под покровом фанерозойских пород, особенно в Центральном районе, между Аппалачским и Кордильерским горными поясами, где они известны по данным бурения. Скрытые докембрийские образования были довольно тщательно исследованы, особенно при осуществлении проекта Голдича, Мюелбергера, Лидяка и Хеджа [82]. В настоящем обзоре эти скрытые докембрийские образования будут упоминаться лишь для обоснования связей между образованиями различных обнаженных областей.

В данной работе будут суммированы результаты многих фундаментальных исследований, но цитаты приводятся не всегда. Список литературы включает прежде всего: 1) новейшие публикации, 2) обобщающие сводки, содержащие ссылки на более ранние работы, 3) публикации, содержащие информацию о радиологических датировках. Работа иллюстрирована картами и диаграммами, причем карты обычно имеют более крупный масштаб, чем Геологическая карта США, с целью показать литостратиграфические единицы, структуры и

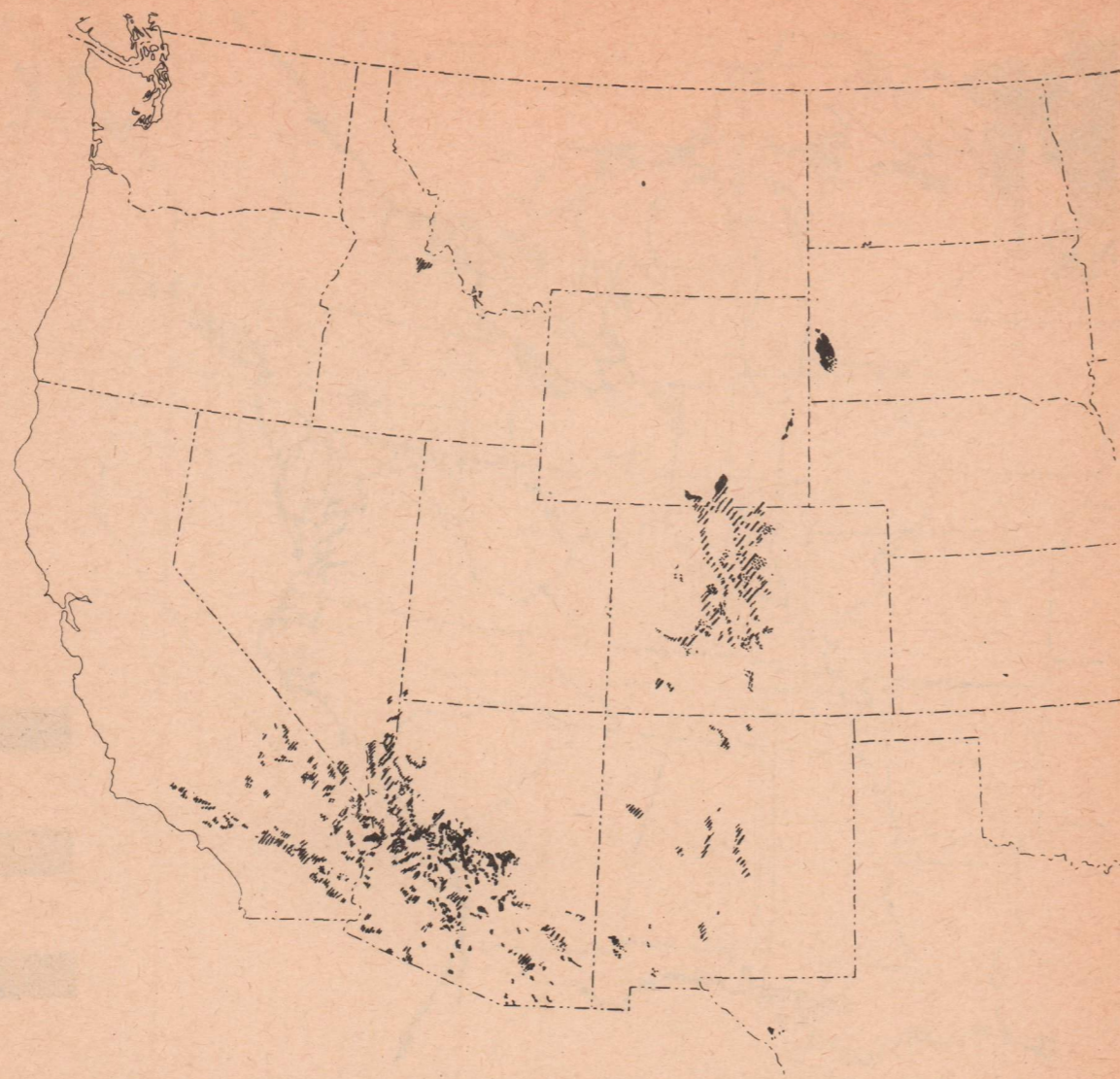


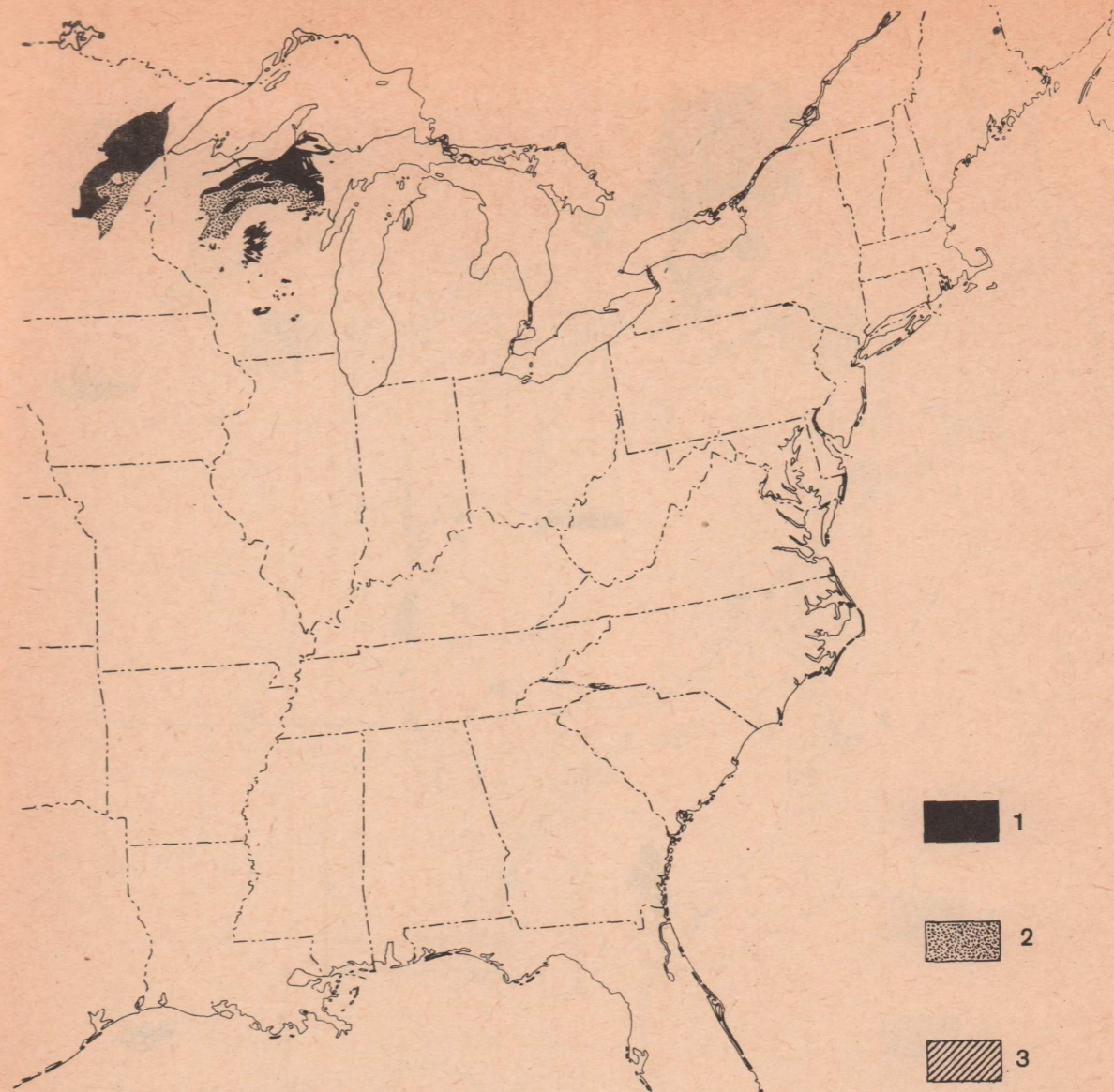
Рис. 3. Распространение выходов пород докембрия X, как оно представлено на Геологической карте США.

1 - метаморфизованные супракрустальные породы; 2 - плутонические и интрузивные породы (от кислых до основных); 3 - метаморфические породы (парагнейсы и ортогнейсы).

наименования месторождений, которые не могли быть изображены на самой Геологической карте. Полагаем, что те черты геологического строения, которые не изображены на картах и диаграммах в тексте, достаточно полно представлены на основной Геологической карте, к которой и отсылаем читателя.

Для подтверждения предлагаемых схем расчленения и корреляций широко используются радиологические датировки и там, где необходимо, приводятся конкретные данные о возрасте толщ. Я считаю, что в целях большей ясности изложения удобнее использовать не цифры возраста, а названия, соответствующие подразделениям, охватывающим интервалы возраста в несколько сот миллионов лет, которые отображают орогенические, плутонические, метаморфические или другие значительные события докембрийской истории Северной Америки. С этой целью в тексте приняты названия, употребляемые для Канадского щита; ке-

норанское событие с возрастом около 2500 млн. лет гудзонское событие с возрастом около 1700 млн. лет, элсонское событие с возрастом около 1300 млн. лет и гренвиллское событие с возрастом около 1000 млн. лет. В действительности в США для сравнимых событий использовались различные местные названия, часть из которых была предложена раньше, а часть позже; например, альгоманский и пенокийский орогены в районе озера Верхнего, магматическая активность Сент-Франсуа и орогенез Льяно на юге центральных штатов, орогены Блэк-Хилс и Мазатзал в Кордильерах. Эти названия способствуют точному изложению местных особенностей геологического строения отдельных участков, так как они могут быть связаны с конкретными датировками в пределах определенных областей, но в региональном обзоре, подобном данному, они затемняют более общие соотношения.



Район озера Верхнего¹

Наиболее широко докембрийские породы обнажены в США в районе к западу и к югу от озера Верхнего. Докембрийские образования слагают северную половину штата Миннесота, западную половину северного полуострова в штате Мичиган и значительную часть на севере штата Висконсин. Строго говоря, к этому же району относятся территории, лежащие южнее, такие, как долина реки Миннесоты с выходами древних гнейсов, Южная Дакота, куда простираются кварциты Сиу, и центральная часть штата Висконсин с кварцитами Барабу. Район является южной оконечностью Канадского щита; северо-западная часть района входит в состав провинции озера Верхнего, а юго-восточная часть - в состав Южной провинции.

¹ Современный обзор геологического строения части района озера Верхнего изложен в работе [195]. Эта работа включает современные данные, которые не были доступны во время подготовки настоящего обзора; более важные положения включены в наш обзор.

Район озера Верхнего в США и смежной Канаде был одним из наиболее давно известных и интенсивно изучавшихся участков выхода докембрийских пород, в частности, потому, что этот участок богат полезными ископаемыми, такими, как железные руды крупных месторождений к северу и югу от озера и медные руды полуострова Кивино. Кроме того, район содержит полный разрез докембрийских пород и событий, причем здесь в той или иной форме представлены все крупные подразделения (W, X, Y и Z). Разрез разнообразных супракрустальных пород общей мощностью более 46 тыс. м осложнен несколькими эпизодами значительного или слабого орогеноза и интрузивной и вулканической деятельности. Докембрийские породы и структуры здесь фактически не были затронуты фанерозойскими дислокациями в противоположность докембрийским образованиям большинства других районов США, которые будут рассмотрены позднее.

По этим причинам долгое время предлагалось рассматривать разрез докембрийских отложений района озера Верхнего в качестве североамериканского стандарта, с которым следовало сравнивать и кор-



Рис. 4. Распространение выходов пород докембрия Y, как оно представлено на Геологической карте США.

1 - супракрустальные породы; 2 - плутонические и интрузивные породы (от кислых до основных); 3 - метаморфические породы (парagneйсы и ортогнеисы).

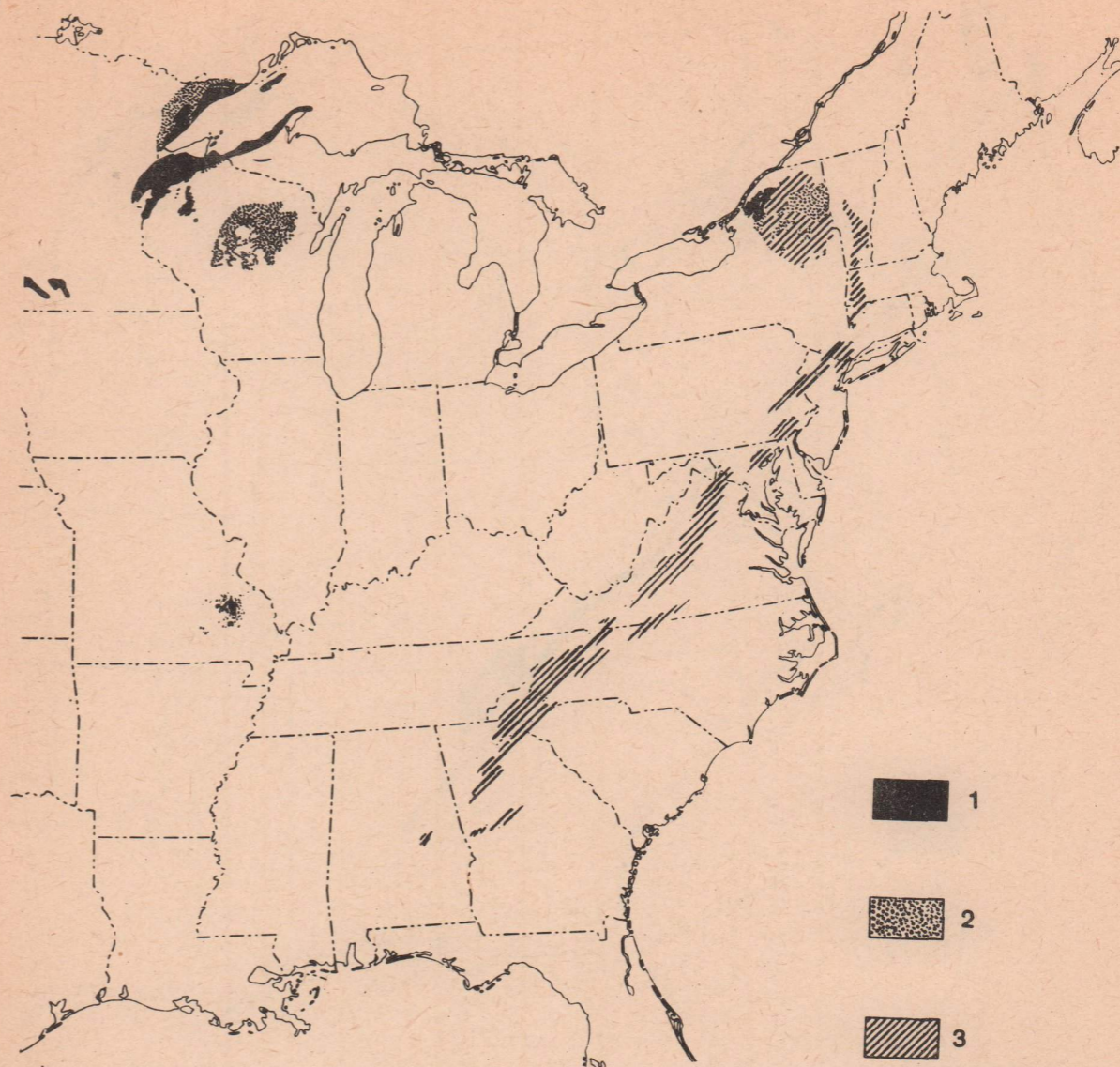
релировать докембрийские образования других районов. Однако подобное предложение не принимало во внимание огромную продолжительность докембрийского времени и крупные перерывы, существующие даже в таком полном разрезе, а также совершенно иные тектонические и седиментационные режимы в других частях Северной Америки.

ДОКЕМБРИЙ W

Северо-западная и западная части площади выходов докембрийских образований в Миннесоте являются продолжением провинции озера Верхнего Канадского щита, области распространения древних пород докемб-

рия W (=архею Канады). Хорошо обнаженные выходы этих пород протягиваются в северо-восточном направлении, а также на запад вдоль границы с Канадой вплоть до озера Лесное. Далее к юго-западу обнажения редки; докембрийские породы перекрыты мощным покровом ледниковых отложений и маломощной меловой формацией Колрейн [121], так что докембрий здесь можно изучать в основном глубинными методами, особенно геофизическими.

Часть провинции озера Верхнего в штате Миннесота (так же как и в смежной провинции Онтарио) сложена мощной толщей супракрустальных пород, имеющих общую мощность, вероятно, более 15 тыс. м и представленную частью метавулканитами (Wv), частью



метаосадочными породами (W), а также крупными телами гранитных плутонических пород (Wg).

Вулканиты, называемые по традиции группой Киватин, включают зеленокаменную толщу Или северо-восточной Миннесоты, которая в верхней своей части содержит железорудную формацию Судан (имеющую промышленные содержания железа в округе Вермилион). Большая часть зеленокаменной толщи имеет базальтовый состав, но присутствуют также промежуточные и кислые разности. Повсеместно распространены подушечные текстуры, за исключением тех участков, где они затушеваны деформациями и метаморфизмом; эти текстуры указывают на подводные извержения. Перекрывающие породы - группа Найф-Лейк северо-восточной Миннесоты и коррелируемые с ней образования в провинции Онтарио (Тимискаминг и т.д.) - представлены преимущественно граувакками, местами с мощными линзами конгломератов и подчиненными прослоями глинистых сланцев; кварциты и известняки практически отсутствуют. Градационная слоистость и

другие особенности граувакк указывают, что они являются турбидитами, образование которых происходило в водной среде в условиях тектонической подвижности [159]. Взаимоотношения осадочных и вулканических образований интерпретировались различно с того времени, как А. Лоусон начал полевые исследования в районе озера Лесного в 1883 г.; дискуссии по этому вопросу являются одним из классических примеров противоречий в геологии Северной Америки. Ныне ясно, что большая часть осадочных пород перекрывает вулканиты, но были установлены также осадочные образования, залегающие под вулканитами (группа Кучичинг), особенно широко распространенные в соседней провинции Онтарио. По крайней мере местами перекрывающие осадочные толщи залегают на вулканитах несогласно, а некоторые интрузии гранитов прорывают вулканиты и не прорывают осадочные породы; это обстоятельство породило представления о широко проявившемся лаврентьевском орогенезе. В действительности этот вопрос не столь существен, поскольку

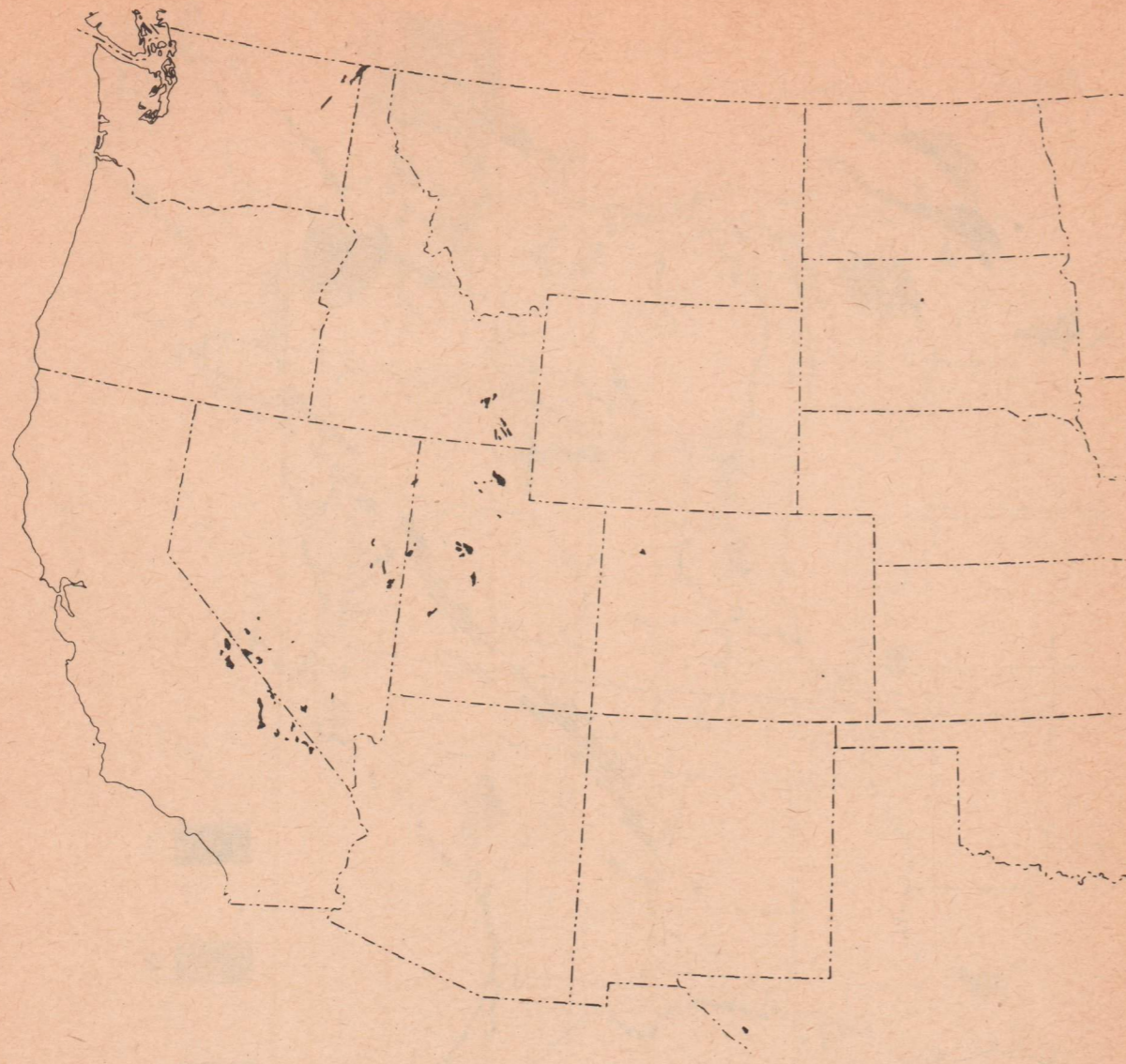


Рис. 5. Распространение выходов пород докембрия Z, как оно представлено на Геологической карте США.

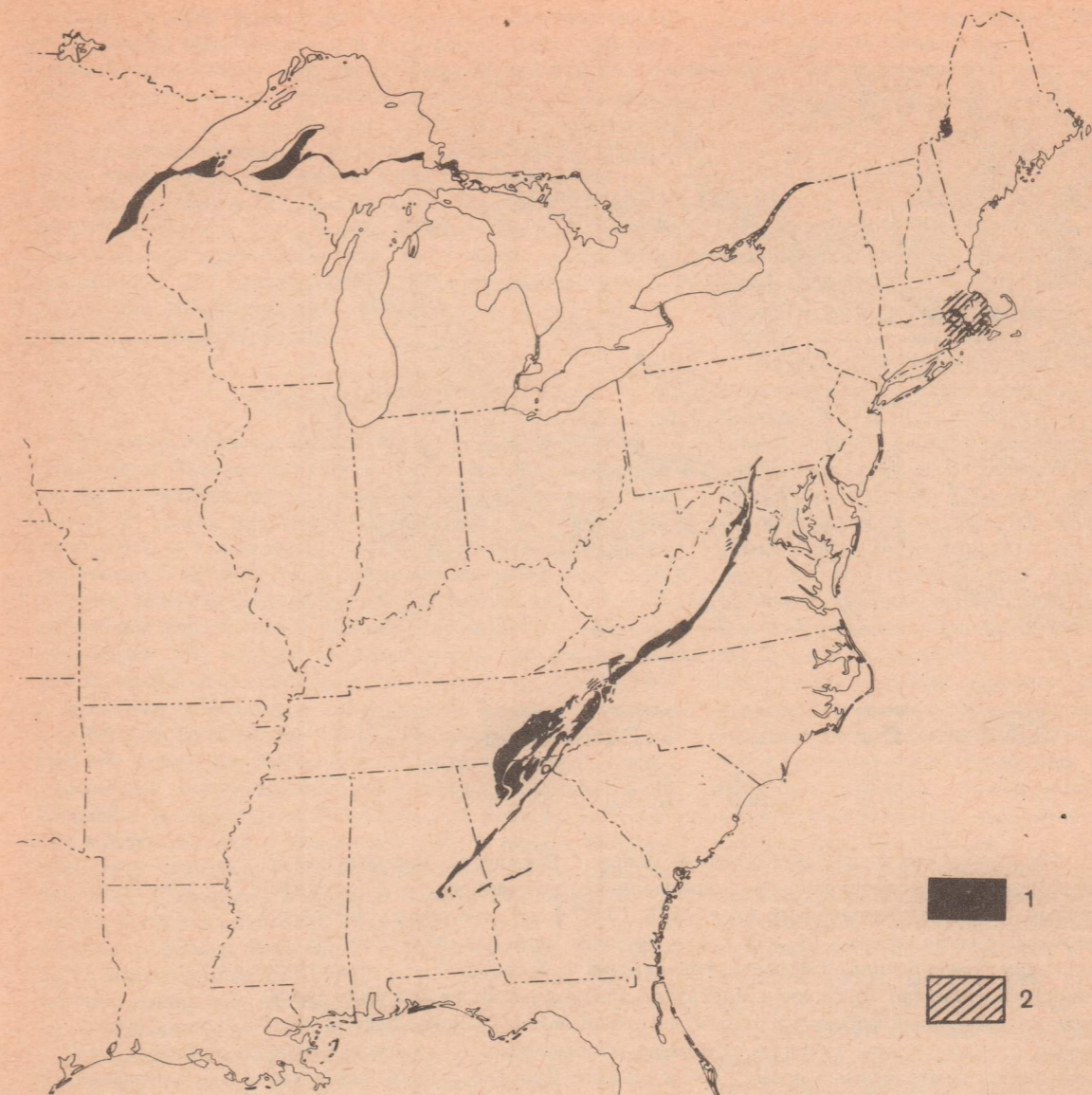
1 - супракрустальные породы; 2 - кислые плутонические породы.

вулканические и осадочные подразделения переслаиваются, вероятно, в различных комбинациях в разных местах [159]. Несогласие выше вулканитов проявляется локально, и в других местах существуют постепенные переходы или переслаивание вулканитов и осадочных пород.

Таковы, в частности, стратиграфические взаимоотношения в округе Вермилион в северо-восточной части Миннесоты, где зародились многие классические представления, относящиеся к докембрию W. Современное картирование [195] показало, что район в стратиграфическом отношении гораздо более сложен, чем предполагалось ранее; зеленокаменная толща Или (местный представитель группы Киватин) сменяется вверх по разрезу осадочными образованиями

Найф-Лейк, а последние в свою очередь вторым телом вулканитов киватинского типа; тела вулканитов погружаются в основную массу осадочных пород Найф-Лейк в восточной части округа. Все толщи залегают согласно, и здесь отсутствуют свидетельства какого-либо крупного орогенического перерыва, который предполагался прежде.

Единственным в Миннесоте примером древних гранитов (традиционно, но неправильно называемых лаврентьевскими) являются граниты Саганага, местонахождение которых известно на государственной границе в северо-восточной части штата (рис. 6). Они явно прорывают зеленокаменную толщу Или, а осадочные породы Найф-Лейк залегают на их эродированной поверхности. Однако они прорывают другие части толщи Найф-Лейк, а их радиологический возраст не сли-



ком отличается от возраста вмещающих пород. Вероятно, плутон этих гранитов формировался на небольшой глубине, и кровля его была размита во время накопления нижних частей толщи Найф-Лейк [195].

Остальные граниты (называемые альгоманскими) прорывают все супракрустальные породы провинции: граниты Вермилион слагают тело, простирающееся с востока на запад на 130 км, имеющее ширину 50-65 км, и расположенное вдоль государственной границы; граниты Джайент-Рейндж, выходы которых расположены южнее, простираются более чем на 160 км вдоль северного края хребта Месаби-Рейндж, где они несогласно перекрыты группой Анимики (докембрией X).

В течение альгоманского (=кеноранского) орогенеза супракрустальные породы были деформированы и метаморфизованы и в них внедрились альгоманские граниты. Орогенез датируется возрастом между 2400 и 2750 млн. лет, полученным разными радиологическими методами [83]. Однако имеются необъясненные рас-

хождения между данными, полученными уран-свинцовыми, рубидий-стронциевым (по валовым пробам), калий-аргоновым и рубидий-стронциевым (по минералам) методами. Имеющиеся радиологические данные о возрасте пород позволяют, по-видимому, предполагать, что все события, связанные с комплексом докембрия северной Миннесоты - накопление вулканических и осадочных пород, их деформация, метаморфизм и внедрение в них интрузий, - произошли в примечательный по своей краткости интервал времени между 2700 и 2750 млн. лет назад [195].

К югу от рассмотренного района, в юго-западной части Миннесоты, граниты и гнейсы выходят на поверхность вдоль долины реки Миннесоты [83]. Здесь радиологические методы дают разброс датировок, наиболее молодой возраст, 1850 млн. лет, обусловлен наложением пенокийского (гудзонского) события; другие, полученные свинец-свинцовым методом по цирконам, колеблются от 2870 до 3280 млн. лет. Предпо-

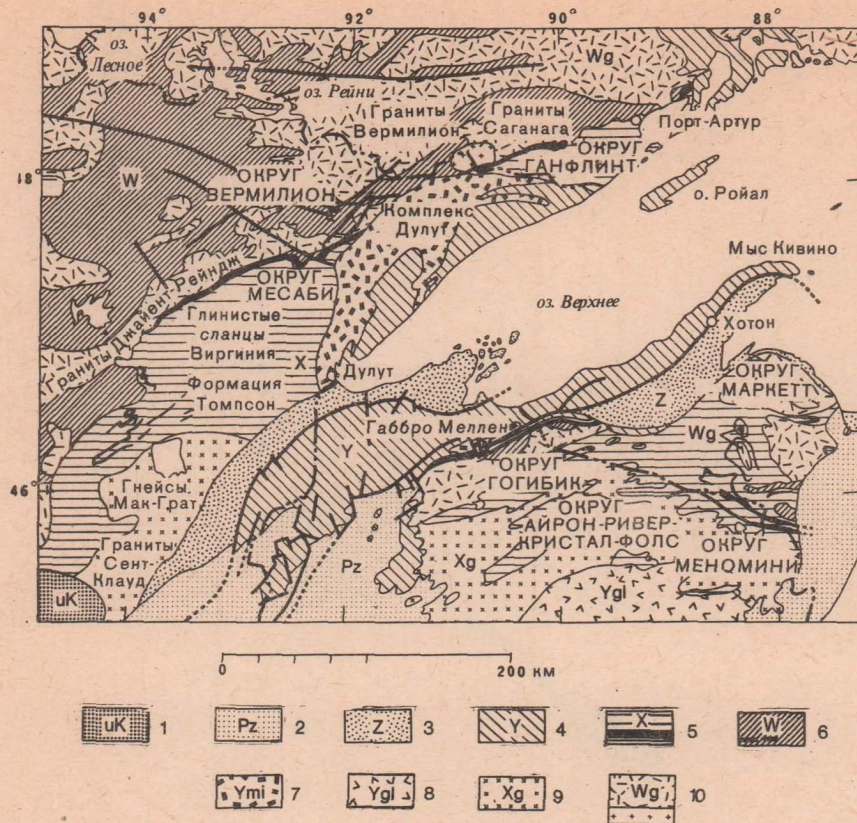


Рис. 6. Геологическая карта части района озера Верхнего, показывающая местонахождение и распространение подразделений, упомянутых в тексте. Обобщенные данные Геологических карт США (1974 г.) и Канады (1969 г.)

Супракристалльные породы (1-6): 1 - верхний мел; 2 - палеозой; 3 - песчаники Джекобсвилл, Бейфилд, Фон-дю-Лак и Хинкли; 4 - надгруппа Кивино; 5 - группа Анимики и надгруппа Маркетт-Рейндж (черным показаны железорудные формации); 6 - группы Киватин и Найф-Лейк и связанные с ними породы (черным показаны маломощные железорудные формации). *Интрузивные породы*: 7 - комплекс Дулут и габбро Меллен; 8 - граниты; 9 - граниты; 10 - граниты и гранито-гнейсы.

лагается первоначальный возраст 3550 млн. лет [80], так что эти породы являются одними из наиболее древних в Северной Америке¹, что явствует из кривой согласованных значений абсолютного возраста.

К югу от озера Верхнего в штатах Мичиган и Висконсин древние породы обнажены на приподнятых участках рельефа и залегают ниже надгруппы Маркетт-Рейндж (докембрий X); со времени наиболее

ранних съемок они отнесены к архею (т.е. к докембрию W). Большая часть этих образований представлена гранито-гнейсами, вероятно в основном альгоманскими, но севернее, в округе Маркетт присутствуют также и зеленокаменные породы киватинского типа; южнее распространена группа Дикинсон, представленная аркозами, кристаллическими сланцами и амфиболитами (рис. 2); она контактирует не только с альгоманскими гранитами, но и с более древними гранито-гнейсами [111]. На образованиях этого района сильно отразились более молодые докембрийские события (такое, как пенокийский орогенез) в отличие от района, расположенного северо-западнее озера Верхнего, так что радиологическое датирование дает различные результаты. Тем не менее рубидий-стронциевые датировки полевых шпатов и диффузный возраст цирконов дают возраст гнейсов фундамента около 2700 млн. лет [3], или приблизительно такой же, как

¹ Древнейшими радиологическими датированными породами Северной Америки и одними из древнейших на Земле являются породы района Готхоб в западной Гренландии, где кварц-полевошпатовые гнейсы с фрагментами железорудной формации имеют возраст более 3750 млн. лет [141]. Очень древние докембрийские породы предполагаются, по геологическим данным, в некоторых частях Канадского щита на территории Канады, но радиологических подтверждений этого до сих пор не получено.

и возраст пород докембрия северо-западной Миннесоты.

Гнейсы, обнажающиеся к востоку от реки Миннесоты (гнейсы Мак-Грат центральной Миннесоты и гнейсы фундамента в Мичигане и северном Висконсине), сходны в петрографическом отношении и в отношении их метаморфической истории с гнейсами долины реки Миннесоты, но древние датировки для них до сих пор не получены. Тем не менее Мори и Симс полагают [142], что все они являются частью одного сиалического протоконтинента, на котором позднее в докембрии W накапливались зеленокаменные и граувакковые толщи Северной Миннесоты и других частей провинции озера Верхнего.

ДОКЕМБРИЙ X

К юго-востоку от провинции озера Верхнего располагается Южная провинция; в состав этой провинции входит остальная часть района озера Верхнего. Граница между этими провинциями проходит в северной Миннесоте и в канадской провинции Онтарио, где образования докембрия X, залегают несогласно на головах пластов докембрия W, погружаясь в юго-восточном направлении. В Южной провинции породы докембрия X широко распространены северо-западнее и южнее озера Верхнего, в Миннесоте, Висконсине и Мичигане, обрамляя с обеих сторон выходы отложения Кивино (докембрий Y), которые выполняют синклиналь озера Верхнего. К ним приурочены все промышленные месторождения железных руд района озера Верхнего (показаны на Геологической карте), не считая месторождений в докембрии W в округе Вермилион: эти месторождения сосредоточены в округах Ганфлинт (Онтарио), Месаби и Кайана (Миннесота), а также в округах Гогбик, Меномини, Маркетт и других округах в штатах Висконсин и Мичиган (рис. 1). (Выходы железорудных формаций в различных округах обычно именуется английским словом *gauges*, отсюда, такое название, как Месаби-Рейндж).

Супракрустальные породы докембрия X к северо-западу от озера Верхнего выделяются под названием группы Анимики; название это было предложено давно для образований округа Тандер-Бей в Онтарио, откуда они с незначительными перерывами были прослежены в Миннесоту. К югу от озера Верхнего очевидные стратиграфические и литологические эквиваленты группы Анимики занимают среднюю часть более полного разреза надгруппы Маркетт-Рейндж (рис. 7) [27].

В северо-западной части района группа Анимики начинается прерывистыми базальными кварцитами, несогласно залегающими на отложениях докембрия W; выше по разрезу следуют выдержанные отложения железорудной формации мощностью в несколько сот футов (слои Бивабик округа Месаби); венчается разрез глинистыми сланцами Виргиния мощностью в несколько тысяч футов. Указанная железорудная формация (как и другие железорудные формации докембрия X представлена чередованием железистых кремнистых пород (таконитов), глинистых сланцев и строматолитовых пластов; продукты выветривания этих образований образуют легко разрабатываемые в последние десятилетия

железорудные месторождения. Глинистые сланцы Виргиния представлены чередованием аргиллитов и граувакк, т.е. турбидитовыми осадками, не отличающимися сколько-нибудь от значительно более древних отложений Найф-Лейк.

В округе Кайана к юго-западу от округа Месаби разрез в основном тот же, но железорудная формация отделена от образований докембрия W на западе плохо обнаженным и более широким стратиграфическим интервалом. Он может включать доанимикские образования докембрия X, сравнимые с группой Чоколей районов, расположенных к югу от озера Верхнего [195].

Те же литологические компоненты разреза вновь появляются в составе надгруппы Маркетт-Рейндж в районах к югу от озера Верхнего. Железорудная формация, подобная формации Бивабик, представлена в каждом из главных округов (Гогбик, Маркетт, Меномини), причем она также подстилается базальными кварцитами и перекрывается мощным телом "глинистых сланцев" (аргиллитами и граувакками). Однако здесь разрез более мощный, более разнообразный и содержит угловые несогласия, на основании которых он был подразделен на четыре группы: Чоколей, Меномини, Барага и Пейнт-Ривер [111] (рис. 7). В основании группы Чоколей залегают кварциты и доломиты. Залегающая выше группа Меномини содержит мощные железорудные формации, а в группе Барага отмечаются крупные тела "глинистых сланцев" (Тайлер, Мичигам); разрез последней разнообразится содержащимися в нем мощными невыверженными телами подушечных лав. Залегающая в кровле разреза группа Пейнт-Ривер, сохранившаяся только в глубоких синклиналях, представлена вновь глинистыми сланцами и граувакками с имеющей промышленное значение железорудной формацией Ривертон в округе Айрон-Ривер - Кристал-Фолс. Весь разрез, имеющий полную мощность по крайней мере 15 тыс. м, отражает переход от шельфовых или миогеосинклинальных отложений с кварцитами, доломитами и железорудной формацией к залегающим выше эвгеосинклинальным отложениям с аргиллитами, граувакками и подушечными лавами.

В старых классических работах, посвященных району озера Верхнего, группа Анимики и надгруппа Маркетт-Рейндж описывались под названием "Гурон". Истинный Гурон в понимании Логана и последующих канадских геологов находится в южной части провинции Онтарио к северу от озера Гурон; корреляция с ним образований района озера Верхнего рекомендовалась Международным комитетом по району озера Верхнего [2]. В действительности истинный Гурон и его предполагаемые стратиграфические эквиваленты в районе озера Верхнего отделены полосой выходов более молодых слоев шириной 320 км и имеют мало общих черт; например, мощные железорудные формации района озера Верхнего отсутствуют в типичном Гуроне. Более того, современные определения радиологического возраста показывают, что они не являются коррелятами [210]. Типичный Гурон перекрывает фундамент с возрастом 2700 млн. лет и прорван диабазами Ниписсинг с возрастом 2160 млн. лет, в то время как возраст надгруппы Маркетт-Рейндж оцени-

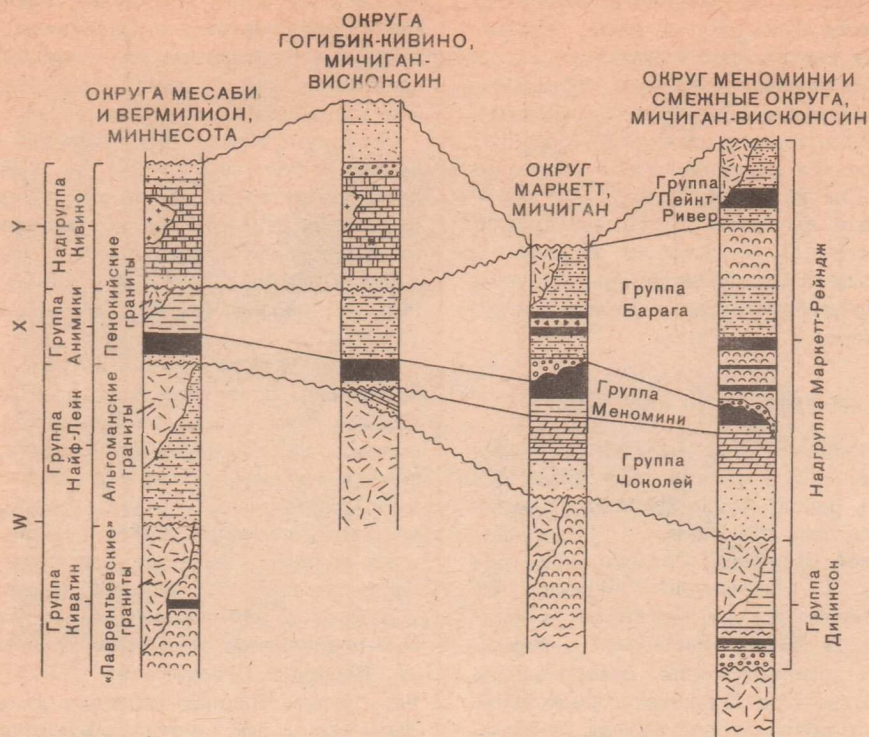


Рис. 7. Стратиграфическая схема, показывающая подразделения докембрия в районах к северо-западу и югу от озера Верхнего в штатах Миннесота, Мичиган и Висконсин. Мощности показаны не в масштабе [14].

Породы вулканического происхождения (1-4): 1 - базальты; 2 - зеленокаменные туфы и брекчии; 3 - зеленокаменные породы, частично с сохранившейся подушечной текстурой; 4 - амфиболиты базальтового состава. *Породы осадочного происхождения* (5-10): 5 - песчаники и кварциты; 6 - конгломераты, песчаники с галькой и аркозы; 7 - граувакки, глинистые сланцы, аргиллиты и кристаллические сланцы; 8 - железорудная формация; 9 - доломиты; 10 - кристаллические сланцы, вероятно, включают некоторые породы вулканического происхождения. *Кристаллические породы, главным образом магматического происхождения* (11-14): 11 - габбро и граниты, возраст 1100 млн. лет; 12 - гранитоиды, 1600-1900 млн. лет; 13 - гнейсированные граниты, 2600 млн. лет; 14 - гранито-гнейсы, 2600 или более млн. лет.

вается в 2050-1900 млн. лет. Как Гурон, так и образование района озера Верхнего являются подразделениями докембрия X, но первый древнее вторых и их возраст, по-видимому, не перекрывается; возможно, они разделены кратковременным периодом орогенеза.

Породы докембрия X района озера Верхнего широко затронуты пенокийским (=гудзонским) орогенезом, событием, предшествовавшим накоплению пород

надгруппы Кивино (докембрий Y); возраст этого события оценивается калий-аргоновым методом в 1600-1800 млн. лет по определениям, проведенным для плутонических и супракрупальных пород в районах, расположенных к северо-западу и к югу от озера Верхнего [83, 3]. Недавно полученные данные заставляют предполагать, что в действительности это событие древнее 1850 млн. лет [195].

В северо-восточной Миннесоте и прилегающих районах провинции Онтарио группа Анимики залегает монотонально, падая на юго-восток под углом всего в несколько градусов под отложения надгруппы Кивино; эти соотношения побудили Лоусона [128] объявить группу Анимики основанием палеозоя. Степень воздействия орогенеза возрастает в южном и юго-западном направлениях. В округе Кайана железорудная формация и сопутствующие породы смяты в складки, а к западу от вершины озера Верхнего формация Томпсон, хотя она и находится в поле распространения глинистых сланцев Виргиния, деформирована настолько сильно, что некоторые геологи путали ее с образованиями Найф-Лейк. В центральной Миннесоте пояс отложений Анимики усечен на юго-западе комплексом плутонических пород, картируемых как Xg, включая гнейсы Мак-Грат на северо-востоке и граниты Сент-Клауд и другие далее на юго-западе (рис. 6); все эти плутонические породы дали калий-аргоновые датировки от 1640 до 1760 млн. лет [83]. Дальнейшие полевые и радиологические исследования показывают, однако, что гнейсы Мак-Грат на самом деле значительно древнее и имеют, вероятно, альгоманский возраст с наложенным на него влиянием пенокийского события. Обнаженные далее к юго-западу граниты имеют возраст, определенный рубидий-стронциевым методом, от 1730 до 1820 млн. лет [195].

К югу от озера Верхнее породы докембрия X и их фундамент (докембрий W) смяты в широкие крутые складки и метаморфизованы в фациях зеленых сланцев или амфиболитовой (с силлиманитом) [110]. На некоторых участках наблюдается лишь слабое угловое несогласие между отложениями Маркетт-Рейндж и распространенными севернее отложениями Кивино, но даже здесь первые метаморфизованы, а вторые нет. К югу от озера Верхнее в докембрии X широко распространены интрузивные породы, но их тела не достигают размеров батолитов; граниты преимущественно моложе, чем деформации и метаморфизм, но не моложе 1700 млн. лет. В противоположность ранним представлениям в районе отсутствуют граниты, более молодые, чем отложения Кивино (граниты "Килларни") [83].

ДОКЕМБРИЙ СЕВЕРНОГО ВИСКОНСИНА

Докембрийские породы выходят на дневную поверхность на протяжении 210 км к югу от рассмотренного в предыдущем разделе района, вдоль Висконсинской дуги, но из-за мощного покрова ледниковых отложений обнажения здесь не непрерывны и геология коренных пород изучена лишь частично. На большинстве ранних карт докембрий Висконсинской дуги показан как нерасчлененные граниты и гнейсы, для которых повсеместно предполагался возраст от раннего до позднего докембрия. Впоследствии Даттон и Брэдли [54] собрали воедино все имевшиеся данные и прояснили картину геологического строения этой области; их карта явилась первоосновой при составлении Геологической карты для данного участка. Уже после того, как карта была составлена и отпечатана, появились статьи Ван

Шмуса и Медариса [211] и Ван Шмуса, Тёрмена и Питермена [212], которые сообщили много новых данных, что потребовало бы пересмотра некоторых показанных на карте границ.

Древнейшими породами района являются граниты докембрия W, граничащие с породами надгруппы Маркетт-Рейндж округа Гогибик на северо-западе штата, но радиологические датировки пород других участков моложе кеноранского возраста, и породы докембрия W далее к югу, вероятно, отсутствуют.

Преобладающая масса пород Висконсинской дуги имеет датировки около 1650 млн. лет (рубидий-стронциевый метод) и 1800 млн. лет (уран-свинцовый метод) и включает метаосадочные (X) и метавулканические (Xv) породы, вероятно, эквивалентные надгруппе Маркетт-Рейндж, которые разделены поясами интрузивных гранитов (Xg).

Однако на юго-востоке батолит Вулф-Ривер занимает площадь 9300 км² и датируется рубидий-стронциевым методом как имеющий возраст 1468 млн. лет, а уран-свинцовым методом — 1510 млн. лет. На Геологической карте он индексируется как Yg1 или элсонский. Батолит сложен свежими породами и представляет собой анорогенное тело, которое сечет все примыкающие к нему более древние породы. На Геологической карте северная граница элсонских гранитов протянута гипотетически в западном направлении вкост дуги, однако западная граница их хорошо выражена и за ней распространены лишь более древние породы докембрия X, за исключением небольшого тела сиенитов около Уосо. Вблизи Тигертон батолит включает массу более древних анортозитов (Ya).

Батолит Вулф-Ривер является представителем анорогенных интрузий элсонского или возраста раннего докембрия Y(Yg1), которые мы вновь будем наблюдать в южной части Центрального района. Южных Скалистых горах и Аризоне.

НАДГРУППА КИВИНО (ДОКЕМБРИЙ Y)¹

В районе озера Верхнего докембрий Y представлен преимущественно надгруппой Кивино, гигантским телом, сложенным континентальными вулканитами (Yv) и осадочными породами (Y) с сопутствующими основными интрузиями (Ymi); этот комплекс заполняет синклинальный прогиб озера Верхнего. Надгруппа Кивино включает "песчаники озера Верхнего" и "медистые траппы", которые вводили в заблуждение предыдущих исследователей, так как некоторые из них сопоставляли эти отложения с триасовым новым красным песчаником. В северном Мичигане надгруппа Кивино содержит крупные месторождения самородной меди и сульфидов меди, которые разрабатывались на протяжении более чем столетия. Надгруппа Кивино обнажается в виде широких поясов вдоль северо-западного и юго-восточного берегов озера Верхнего в Миннесоте, Онтарио, Висконсине и Мичигане и на полуострове Кивино ныряет под воды озера

¹Для более детального ознакомления с надгруппой Кивино см. работу Холлса [92].

(рис. 6). Эти отложения (и перекрывающие их песчаники докембрия Z) слагают все острова и дно озера. От вершины озера синклиналиный пояс, сложенный породами надгруппы Кивино, протягивается на юго-запад еще на 160 км, до тех пор пока не перекрывается отложениями кембрия; на глубине отложения надгруппы Кивино распространены даже шире, чем показано ниже.

Мощность супракрустальных пород надгруппы Кивино и связанных с ними интрузий превышает 15 тыс. м в синклиналином прогибе, но по направлению к его краям она сокращается, так что эти отложения, возможно, не распространялись далеко за пределы их современных выходов [226]; накопление отложений надгруппы Кивино и образование синклиналиной структуры происходило одновременно. Хотя слои были слабо или даже круто наклонены, они не подверглись складчатости и метаморфизму.

Разрез надгруппы Кивино начинается маломощными базальными песчаниками, обнаженными прерывисто по обоим (северному и южному) флангам синклинали. Они перекрываются мощной толщей миндалекаменных базальтовых и андезитовых лав, представленных выдержанными потоками различной мощности, и подчиненными риолитов (группа Портедж-Лейк на юго-востоке, группа Норт-Шор на северо-западе). Неполная наблюдаемая мощность лав составляет 4500-7600 м; полная мощность явно больше. Текстуры течения в лавах показывают, что потоки растекались в обоих направлениях от оси прогиба, навстречу современным склонам его бортов. Очевидно, скорость накопления лав превышала скорость прогибания, в результате чего сформировался уклон поверхности, направленный противоположно склонам прогиба [225]. Палеомагнитное изучение показывает, что нижние потоки лав имеют обратную намагниченность, а верхние - нормальную, что является возможным критерием для стратиграфического расчленения этого разреза [195].

На юго-восточном берегу озера лавы сменяются вверх по разрезу континентальными осадочными образованиями группы Оронто, имеющей мощность до 5000 м. В нижней части разреза залегают грубые конгломераты, состоящие в основном из обломков вулканических пород (Коппер-Харбор), но основная часть толщи (Фреда) представлена красными аркозовыми песчаниками с прослоями слюдястых алевритов, которые образовались за счет размыва окружающих возвышенных участков, сложенных более древними докембрийскими кристаллическими породами. Маломощные глинистые сланцы Нонсач, которые отделяют нижние конгломераты от толщи Фреда, содержат органическое вещество, микрофоссилии и сырую нефть. Осадочные текстуры песчаников указывают на транспортировку материала с возвышенных участков по направлению к оси прогиба [94], что говорит о том, что в отличие от вулканических построек, накопление осадочных пород отставало от прогибания.

Нижняя часть надгруппы Кивино прорвана основными интрузиями, крупнейшей из которых - комплекс Дулут, расположенный к северо-западу от озера Верхнего, представляет собой лополит длиной 240 км, имеющий мощность в центральной части до 15 тыс. м;

лополит внедрился в базальную часть надгруппы Кивино. Это - расслоенная интрузия, сложенная преимущественно габбро, но включающая также анортозиты и в кровле - гранофиры. Более мелкие тела основных пород к югу от озера Верхнего занимают приблизительно тот же стратиграфический уровень; наиболее крупное из этих тел - интрузия габбро Меллен в округе Гогибик (рис. 6). Эти интрузии являются глубинными проявлениями той же "магматической деятельности Кивино", которая сформировала и толщу лав.

Радиологические датировки пород надгруппы Кивино получены для кислых дифференциатов основных интрузий и лав. Фельзиты из вулканогенных образований Норт-Шор и Портедж-Лейк, гранофировые фации комплекса Дулут и габбро Меллен, а также другие изверженные породы дали цифры возраста от 1120 до 1140 млн. лет, полученные уран-свинцовым методом по сингенетичным цирконам, что указывает на краткий по времени импульс магматической активности [190, 191]. Датировка калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами дают больший разброс, от 1100 до 1300 млн. лет [83, 195], но они менее надежны. Для глинистых сланцев Нонсач, перекрывающих лавы группы Оронто, принят возраст 1075 млн. лет [195].

Синклинали озера Верхнего и выполняющие ее породы надгруппы Кивино являются всего лишь обнаженной частью более крупной тектонической структуры (рис. 8). Значительные гравитационные и магнитные аномалии показывают, что прогиб и связанные с ним основные изверженные породы простираются на 960 км в юго-западном направлении под покровом палеозойских отложений в северо-восточный Канзас [118], а менее ясные геофизические данные указывают, что прогиб у нижнего конца озера Верхнего поворачивает на юго-восток и простирается на неизвестное расстояние в пределы южного полуострова штата Мичиган [153]. Вся структура, таким образом, имеет необычную дугообразную форму с вогнутостью, обращенной к югу - результат раскалывания коры в позднедокембрийское время, причем масштабы этого явления имели субконтинентальные размеры.

ПОРОДЫ ДОКЕМБРИЯ И ДРЕВНЕЕ НАДГРУППЫ КИВИНО

К юго-западу от области распространения пород надгруппы Кивино обнажены кварциты Сиу юго-западной Миннесоты и юго-восточной Южной Дакоты, которые слагают платообразную возвышенность длиной 320 км, частично перекрытую ледниковыми отложениями; сходные с ними кварциты Баррон слагают небольшой участок на западном фланге Висконсинской дуги. Кварциты Сиу полого смяты и образуют удлиненный прогиб; мощность их достигает приблизительно 900 м; кварциты Баррон имеют значительно меньшую мощность. С кварцитами Сиу переслаиваются пласты трубчатого камня аргиллитов, которые имеют калий-аргоновый возраст 1200 млн. лет [83], связанный вероятно, со слабыми деформациями. Скважина в северо-западной Айове прошла кварциты Сиу, переслаивающиеся с пластами риолитов, причем последние имеют

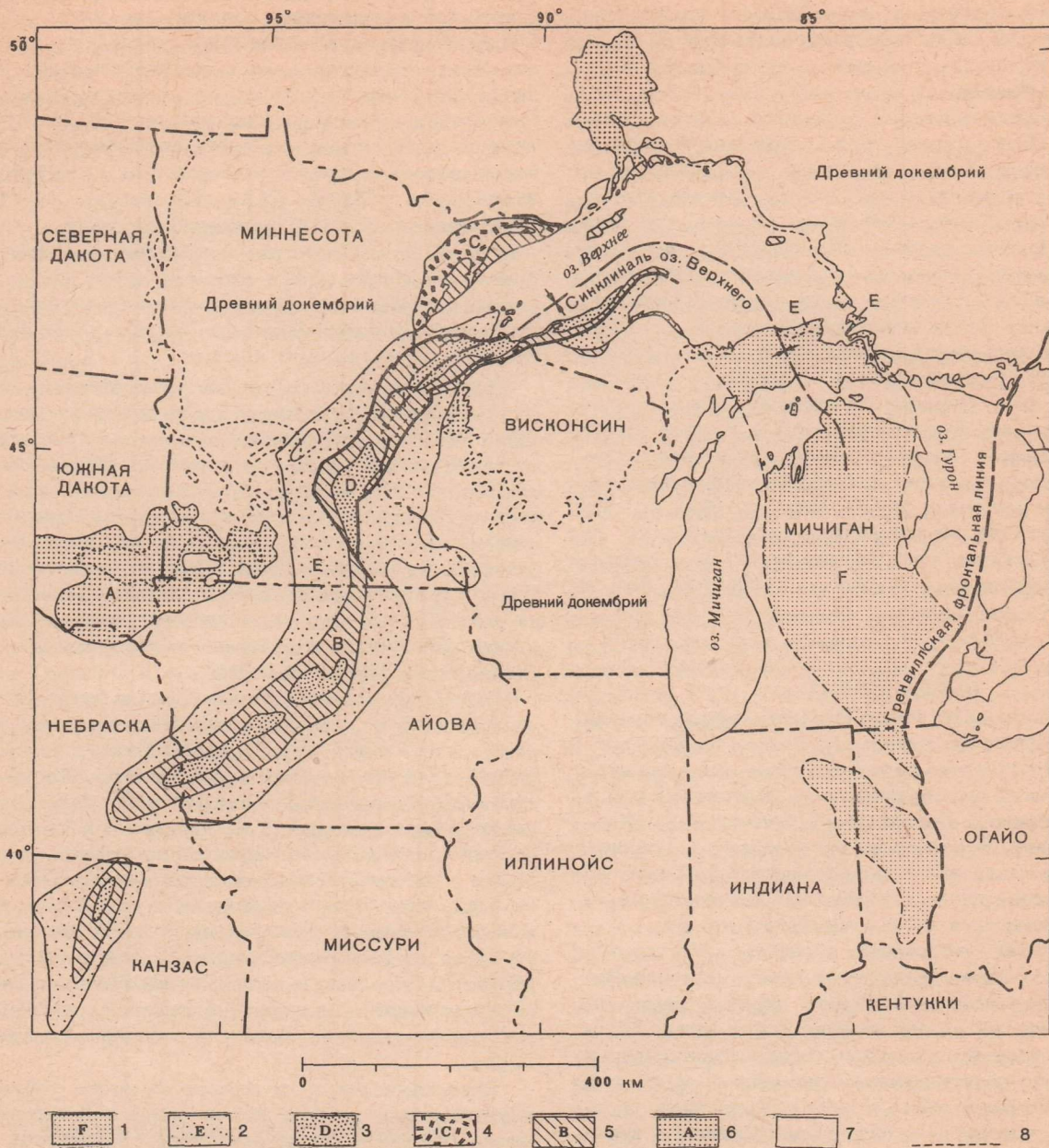


Рис. 8. Карта северной части Центрального района США, показывающая дугообразную форму для поля верхнедокембрийских образований Y и Z (по выходам на поверхности и данным глубинного изучения) [195].

1 - залегающие на глубине предполагаемые образования докембрия Y и Z в южном Мичигане. Докембрий Z; 2 - группа Бейфилд и связанные с нею подразделения песчаников. Докембрий Y (3-6); 3 - группа Оронто; 4 - средняя часть надгруппы Кивино, основные интрузии; 5 - средняя часть надгруппы Кивино, базальтовые лавы; 6 - кварциты Сиу и связанные с ними подразделения. Докембрий X и W; 7 - древние докембрийские метаморфические породы; 8 - граница распространения фанерозойских отложений.

рубидий-стронциевый возраст 1470 млн. лет [195]; независимо от того, являются эти риолиты интрузивными или экструзивными, эта датировка определяет минимальный возраст данной формации. Кварциты Баррон и Сиу приблизительно сопоста-

вляются с группой Сибли, распространенной в провинции Онтарио к северу от синклинали озера Верхнего и залегающей в стратиграфическом интервале между группой Анимики и надгруппой Кивино.

Все эти три подразделения сформировались после пеконийского орогенеза, но до накопления надгруппы Кивино, в течение раннего времени докембрия Y

Далее к югу, в районе Барабу в центральном Висконсине, докембрийские породы выступают из-под окружающих нижнепалеозойских отложений в виде частично обнаженных останцов; этот район долгое время был классическим местом проведения студенческих практик из-за близости ко многим университетам Среднего Запада. (Мой собственный первый полевой опыт также связан с районом Барабу, где я проходил летнюю полевую практику, организованную Университетом штата Айова.) Породы толщи, распространенной в Барабу, весьма напоминают породы нижней части надгруппы Маркетт-Рейндж (докембрий X) в районе озера Верхнего, расположенного севернее (мощные кварциты внизу, сменяемые глинистыми сланцами, железорудной формацией и доломитами); в старых отчетах они назывались Гуроном. Тем не менее эти отложения перекрывают кислые вулканиты с рубидий-стронциевым возрастом около 1600 млн. лет [46], так что они моложе тех образований, с которыми их сравнивали. Очевидно, они сформировались в течение раннего докембрия Y, подобно кварцитам Сиу и Баррон.

ДОКЕМБРИЙ Z

Близ оси синклинали озера Верхнего между главной массой отложений надгруппы Кивино и залегающим выше верхним кембрием распространены еще одни песчаники, известные под названиями Джекобсвилл в Мичигане, Бейфилд в Висконсине и Фое-дю-Лак и Хинкли в Миннесоте. В разное время геологи относили эти песчаники к надгруппе Кивино или к кембрию, но от обоих подразделений они отделены несогласиями и, вероятно, не являются частью ни одного из них.

Вскрытая толща песчаников имеет наблюдаемую мощность до 1500 м, а геофизические исследования указывают, что общая их мощность может достигать 2100 м на юго-восточной стороне полуострова Кивино. Эти песчаники представляют собой красноцветные осадки, подобно подстилающим отложениям надгруппы Кивино, но они более чисто отмыты, кварцевые, а не аркозовые по составу, с менее разнообразным комплексом тяжелых минералов. Транспортировка материала осуществлялась также по направлению к оси синклинали озера Верхнего (в то время как в кембрии транспортировка шла главным образом в южном направлении) [94], что указывает на продолжавшееся прогибание, но падения пластов песчаников много положе, чем падения слоев надгруппы Кивино.

Эти песчаники являются, вероятно, представителями докембрия Z в районе озера Верхнего, и они так и обозначены на Геологической карте, хотя определенные радиологические данные о возрасте этих образований отсутствуют.

Область Адирондак

Область Адирондак в северной части штата Нью-

Йорк, сложенная докембрийскими породами, представляет собой куполовидное поднятие размером 195 км в поперечнике, почти полностью окруженное палеозойскими отложениями, но в северо-западном направлении вдоль оси Фронтенак оно сливается с провинцией Гренвилл, являющейся продолжением Канадского щита. Область распространения здесь докембрийских образований включает две различные части: северо-западную низменность шириной 65 км, сложенную среднеметаморфизованными метаосадочными породами, и горы Адирондак на юго-востоке, сложенные высокометаморфизованными гнейсами и значительными по объему массами плутонических пород; обе части соприкасаются по разрыву Хайленд-Баундари, причем низменность совпадает с опущенным крылом.

Группа Гренвилл, слагающая низменность (Y), представлена толщей метаосадочных пород мощностью около 4500 м [60]; более половины ее разреза составляют кальцитовые или доломитовые мраморы, а остальную часть — кварц-полевошпатовые гнейсы с незначительным количеством кварцитов. Породы подверглись пластическому смятию в складки и метаморфизованы в амфиболитовой фации (с силлиманитом). Они содержат многочисленные согласные линзы и четки роговообманковых гранитов (Yg2), которые залегают в виде факолитов, но внедрились, вероятно, в течение складчатости или до нее [24].

Породы горной части представлены комплексом парагнейсов (Ym), ортогнейсов (Ygn), сиенитов (Ys) и анортозитов (Ya), метаморфизованных в гранулитовой фации, вероятно, глубоко в недрах коры. Весьма интересным компонентом этого комплекса являются анортозиты, слагающие 14% площади и образующие гористые массивы, крупнейший из которых — массив Марси — имеет в поперечнике 80 км. Сиениты (магериты), слагающие меньшие по площади участки, возможно, генетически связаны с анортозитами. Ортогнейсы включают как гранитные, так и чарнокитовые разновидности. Парагнейсы являются вмещающими породами и сопоставляются с группой Гренвилл, распространенной северо-западнее, хотя они и содержат меньше мраморов.

Происхождение и последовательность образования плутонических пород долгое время дебатировались и высказывались различные взгляды. Баддингтон [24] полагал, что они внедрились в виде магм последовательно: анортозитовой, сиенитовой и чарнокитовой до деформации и гранитной в течение главной фазы орогенеза и метаморфизма. Крайним из ряда высказанных взглядов является предположение, что все плутонические компоненты мобилизованы из глубоких уровней фундамента, причем подвижность меняется от незначительной для анортозитов до максимальной для гранитов; чем более подвижен компонент, тем более дискордантные формы залегания соответствующих пород и, следовательно, тем моложе их относительный возраст [218].

Докембрийские породы области Адирондак, подобно остальным породам провинции Гренвилл, имеют характерные гренвиллские радиологические датировки 1000–1200 млн. лет, и значительная часть этих по-

род в пределах провинции была названа гренвиллской серией в широком смысле¹. На Геологической карте отражено современное канадское использование термина "гренвиллский" [58], т.е. применительно только к группе Гренвилл, метаосадочным породам области Гренвилл в южном Квебеке и Онтарио, а также в прилегающих частях низменности штата Нью-Йорк. Магматические и метаморфические события в пределах низменности имеют возраст 1160–1200 млн. лет [186]; структурные соотношения в Канаде позволяют предполагать, что сама группа относится к палеогелику (=ранний докембрий Y) [58]. Другие докембрийские породы области Адирондак также отнесены на карте к докембрию Y, но не включены в группу Гренвилл.

Анортозиты Адирондак содержат цирконы, возраст которых по определению уран-свинцовым методом равен 1020–1100 млн. лет; подобные же датировки (но не древнее) имеют ассоциирующиеся с анортозитами ортогнейсы и пегматиты [188]. Эти датировки относятся ко времени гранулитового метаморфизма, но особенности цирконов свидетельствуют о том, что они относятся также ко времени кристаллизации магмы.

Тем не менее анортозиты Адирондак являются частью цепи массивов, протягивающейся на 1600 км в север-северо-восточном направлении диагонально через провинцию Гренвилл в провинцию Нейн восточного Лабрадора. Массивы последней вне районов, где сказалось влияние гренвиллского орогенеза, имеют элсонский возраст, около 1400 млн. лет. Полагают, что другие массивы, многие из которых имеют явно более молодой возраст, были переработаны в результате гренвиллского события [200]. Внедрение анортозитов было, по-видимому, уникальным событием в истории Земли; все известные массивы как на востоке Северной Америки, так и в других местах имеют датировки, лежащие в узком интервале в несколько сот миллионов лет в среднедокембрийское время, как и анортозитовые тела более западных районов США (стр. 52, 64). Все они показаны на Геологической карте под индексом Ya.

Район Северных Аппалачей

ДОКЕМБРИЙ Y В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РАЙОНА

К юго-востоку и югу от области Адирондак, в западной части Северных Аппалачей, докембрийские образования, имеющие гренвиллский возраст, выходят на

¹ Название "гренвиллский" получило распространение от первоначального обозначения пород группы Гренвилл и употребляется применительно к нескольким понятиям: серии, провинции, ее северо-западному тектоническому фронту и эпохе орогенеза. Против такого положения возражал Гиллюли [75], но пока нет приемлемой замены, следует использовать это название, причем всегда четко указывать, о каком именно из нескольких явлений идет речь.

поверхность в пределах крупных поднятий; эти образования были переработаны в течение различных палеозойских эпох орогенеза. Они слагают фундамент гор Грин-Маунтинс в штате Вермонт, возвышенность Беркшир-Хилс в штате Массачусетс, возвышенность Гудзон-Хайлендс в штате Нью-Йорк и возвышенность Реддинг-Пронг в штатах Нью-Джерси и Пенсильвания. Поднятия образуют цепь, которая протягивается от хребта Лонг-Рейндж в Ньюфаундленде до южного конца хребта Блу-Ридж в штате Джорджия. Фундамент перекрыт нижнедокембрийскими и более молодыми палеозойскими геосинклинальными образованиями — базальными миогеосинклинальными кварцитами на западе (Єq, формации Чешир и Пуогквэг) и более разнообразными эвгеосинклинальными обломочными и вулканическими породами на востоке (Єе).

Слои в поднятиях имеют западную или северо-западную вергентность; в южном направлении все более проявляется аллохтонный характер поднятий. Горы Грин-Маунтинс и возвышенность Беркшир-Хилс являются антиклинориями — первый имеет крутой западный борт, второй надвинут в западном направлении. Возвышенности Гудзон-Хайлендс и Реддинг-Пронг обычно рассматривались как ограниченные сбросами горсты, но работы последних лет показывают, что по крайней мере возвышенность Реддинг-Пронг является частью покрова, корни которого расположены юго-восточнее [53]. Меньшие по объему массы докембрийских пород, расположенные к востоку и юго-востоку от главной цепи поднятий, в еще большей степени вовлечены в аппалачские деформации. Докембрийские породы, слагающие ядра куполов Честер и Атенс в долине Коннектикут в юго-восточном Вермонте, протыкают в виде диапиров мощную толщу эвгеосинклинальных отложений. Докембрийские образования возвышенности Гудзон-Хайлендс (гнейсы Фордхэм и Йонкерс) пластически смяты совместно с нижнепалеозойскими отложениями группы Нью-Йорк-Сити [91].

Докембрийские породы представлены преимущественно парагнейсами с подчиненными пачками кварцитов и мраморов и незначительными внедрениями интрузивных ортогнейсов. Многие детали, касающиеся расчленения и строения гнейсовых комплексов, показаны на современных геологических картах штатов масштаба 1:250 000, но показ этих деталей на значительно более мелкомасштабной Геологической карте США практически невозможен, и поэтому на ней они изображены просто как парагнейсы (Ym). Как показано на Геологической карте штата Вермонт (рис. 9), простирающиеся пачки в поднятии гор Грин-Маунтинс не согласуются с простираем последнего и секут его почти под прямым углом, будучи, правда, несколько изогнуты в результате палеозойского воздымания. В докембрийское время породы в горах Грин-Маунтинс подверглись метаморфизму амфиболитовой фации (высокой ступени), а метаморфизм пород возвышенности Реддинг-Пронг соответствует гранулитовой фации; в течение аппалачского орогенеза они были снова метаморфизованы — сначала прогрессивно, а затем ретроградно.

Как и можно было ожидать, данные радиологического датирования отражают эту сложную историю

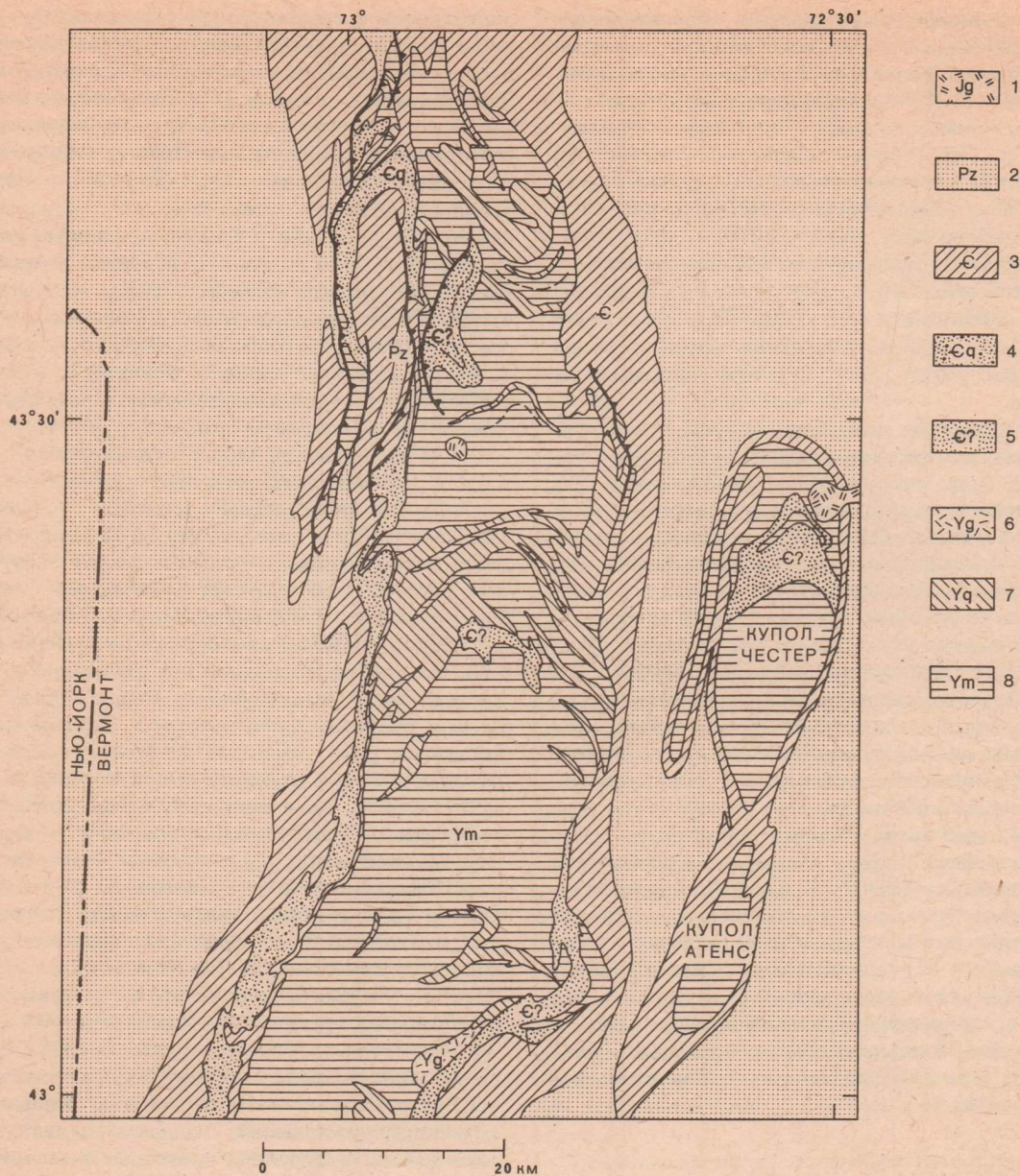


Рис. 9. Карта части поднятия Грин-Маунтинс на юге центрального Вермонта и куполов Атенс и Честер, показывающая наложение меридионального палеозойского (аппалачского) простирания на широтные докембрийские простирания (главным образом гренвиллские). Обобщено по данным Геологической карты штата Вермонт (1961 г.).

1 - юрские граниты; 2 - нерасчлененный палеозой; 3 - нерасчлененный кембрий; 4 - кварциты Чешир; 5 - формация Кавендиш; 6 - граниты; 7 - кварциты и мраморы; 8 - парагнейсы.

метаморфизма. Для пород гор Грин-Маунтинс и возвышенности Гудзон-Хайлендс уран-свинцовым и другими подобными методами получены датировки, отвечающие гренвиллскому орогенезу (900-1100 млн. лет) [204]. Определения рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами возраста пород в поднятиях и к юго-востоку от них дают датировки около

360 млн. лет, что отражает время палеозойского метаморфизма, но имеются и промежуточные значения, которые или отражают соответствующие самостоятельные события, или являются результатом изменения первично гренвиллского возраста под воздействием последующего метаморфизма [131].

ДОКЕМБРИЙ Z ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РАЙОНА

К востоку от долины Коннектикут не обнаружен фундамент, сложенный породами докембрия Y, однако более молодые докембрийские образования закартированы в отдельных разобренных участках на востоке Новой Англии. В западной части штата Мэн древнейшие породы антиклинория хребта Баундари слагают массив Чейн-Лейк и представлены главным образом высокометаморфизованными парагнейсами, кварцитами и амфиболитами. Они несомненно доордовикские и, возможно, имеют кембрийский возраст, но некоторые исследователи полагают, что они относятся к проблематичному докембрию [23]; на Геологической карте они показаны как докембрий Z, испытавший метаморфическую переработку. Далее к юго-востоку в штате Мэн близ селения Айлборо на острове в заливе Пенобскот метаморфические породы, залегающие в небольшом горсте, имеют датировку 900 млн. лет (рубидий-стронциевый метод); они прорваны пегматитами с возрастом 600 млн. лет [197]. Эти образования также закартированы как докембрий Z.

В штате Род-Айленд и на юго-востоке штата Массачусетс с пенсильванской впадиной Наррагансетт граничит более обширная область докембрийских образований. Последние включают: на востоке — гранодиориты Дедем, а на западе — различные гранито-гнейсы (ортогнейсы Милфорд, Нортбридж, Сайткюйт и др.). Типичным местонахождением, где наблюдаются стратиграфические взаимоотношения, является местонахождение Хоппин-Хилл, штат Массачусетс, близ северо-восточного угла штата Род-Айленд; здесь охарактеризованные фауной нижнекембрийские слои налегают на размытую поверхность гранодиоритов [52]; однако слагающие гору древние отложения отделены от остальных чехлом пенсильванских слоев. Радиологические определения возраста гранодиоритов Дедем и гнейсов Нортбридж, проведенные рубидий-стронциевым методом, дают цифры 591 и 569 млн. лет соответственно; гранодиориты в Хоппин-Хилл имеют датировку 514 млн. лет, но эта величина, возможно, является заниженной в результате предпалеозойского выветривания. Истинный возраст всех гранитоидов этого района, возможно, около 570 млн. лет [62]; на Геологической карте они показаны под индексом Zg.

К западу от впадины Наррагансетт ортогнейсы включают значительные по объему массы более древних супракрустальных пород серии Блэкстон мощностью 4500 м, представленной кристаллическими сланцами, кварцитами и зеленокаменными породами [163]; подобно плутоническим породам, эти супракрустальные породы включены в докембрий Z.

АВАЛОНСКИЙ ПОЯС

Докембрийские образования юго-восточной Новой Англии являются продолжением соответствующих образований Авалонского пояса (Авалонской платформы) Аппалачской провинции Канады — области распространения позднекембрийских (Z) супракрустальных и

магматических пород и событий, отличающихся от таковых более северо-западных районов. Типичной областью их распространения является Авалонский полуостров юго-восточного Ньюфаундленда, но они представлены также на острове Кейп-Бретон и на юго-востоке провинции Нью-Брансуик [161, 175]. В Ньюфаундленде в основании разреза пояса залегают вулканиды, прорванные гранитами Холируд; выше залегают мощная толща обломочных отложений; весь этот разрез несогласно перекрыт нижним кембрием; граниты имеют возраст 575 млн. лет (более поздние вычисления дают значение 610 млн. лет). Между временем образования вулканидов и гранитов, с одной стороны, и обломочных отложений — с другой, выделена "авалонская эпоха орогенеза" [161], но наблюдающиеся взаимоотношения заново толкуются как результат вулканических событий и событий, связанных с осадконакоплением и прерывавшихся локальными нарушениями, которые не соответствуют "орогенезу" в обычном смысле слова [107, 108].

Тем не менее термин "авалонский" привлекателен и широко используется, аналогично тому как используется термин "гренвиллский", рассмотренный ранее (см. сноску на стр. 33). Его уместно применять для обозначения хорошо охарактеризованных толщ и структур позднекембрийского и раннепалеозойского возрастов на востоке Канады и США независимо от того, включает это или нет понятие об узко понимаемом "авалонском орогенезе". В северо-западной части Аппалачского региона нижнекембрийские слои с фауной *Olenellus* залегают на гренвиллском фундаменте с возрастом 1100 млн. лет. В противоположность этому в расположенном юго-восточнее Авалонском поясе нижнекембрийские слои с фауной *Paradoxides* залегают на авалонском фундаменте с возрастом 600 млн. лет [228]. Кембрийские отложения Авалонского пояса значительно больше похожи на кембрий юга Британских островов и Западной Европы, чем на кембрий остальных частей Северной Америки [155], и наводят на предположение о том, что Авалонский пояс является продолжением соответствующих образований, расположенных по другую сторону Атлантического океана, которые примкнули к Северной Америке в результате столкновения плит в течение палеозойского времени.

К югу от Новой Англии Авалонский пояс, по-видимому, переходит в метаморфические породы провинции Пидмонт и их продолжение, погребенное под Атлантической береговой равниной (стр. 42).

Центральная и южная части Аппалачского региона¹

В Центральных и Южных Аппалачах основное местонахождение установленных докембрийских образований находится в провинции Блу-Ридж, горном поясе, который расположен между провинцией Долин и Хребтов и провинцией Пидмонт и тянется от южной части

¹ Данные, имевшиеся к 1966 г., см. в работе Кинга [120]; настоящая работа включает более поздние наблюдения и выводы.

штата Пенсильвания до северной части штата Джорджия. В провинции Долин и Хребтов докембрийские породы не обнажены; в провинции Пидмонт датированный докембрий появляется на земной поверхности в ядрах некоторых крупных поднятий; докембрийские образования входят также в состав нерасчлененного метаморфического комплекса (m) внутреннего Пидмонта и в состав менее метаморфизованных отложений Сланцевого пояса Каролины.

По сравнению с докембрием Канадского щита все докембрийские образования Центральных и Южных Аппалачей относительно молоды. Даже их кристаллический фундамент имеет датировки не древнее гренвиллских и в соответствии с этим относится к докембрию Y. Огромная масса супракрустальных пород, залегающая выше, относится поэтому к докембрию Z и является фактически наиболее обширным представителем этого подразделения в США, даже более значительным, чем соответствующее подразделение докембрия в Западных Кордильерах (рис. 5).

Подобно Северным Аппалачам, Центральные и Южные Аппалачи были интенсивно вовлечены в палеозойские орогенетические события. Фундамент, который подвергся деформации в течение гренвиллского события, был переработан и ретроградно метаморфизован. Напротив, докембрийские супракрустальные породы не были существенно деформированы в докембрийское время, и все сложные черты структуры и метаморфизма в них — результат палеозойских деформаций.

ПОЯС БЛУ-РИДЖ

Северный отрезок хребта Блу-Ридж представляет собой антиклинорий с западной вергентностью, в районе реки Потомак ширина его около 25 км, но к югу он расширяется. В центральной части штата Виргиния вдоль его северо-западного края появляются пологие надвиги, и пояс все более приобретает черты аллохтона. Размер перемещения по надвигам в штатах Теннесси и Северная Каролина устанавливается по тектоническим окнам, расположенным юго-восточнее фронтальных краев надвигов, например по наблюдениям в тектоническом окне Грандфатер-Маунтин, расположенном на юго-восточной стороне пояса. От Северной Каролины до края прибрежной равнины в штате Алабама юго-восточной тектонической границей пояса Блу-Ридж является зона крутопадающих разрывов Бривард.

Докембрий пояса Блу-Ридж перекрыт палеозойскими геосинклинальными отложениями, причем пояс намечает приблизительную границу между миогеосинклинальными и эвгеосинклинальными образованиями. Вдоль северо-западного фланга пояса базальные миогеосинклинальные отложения представлены кварцитами и обломочными осадками группы Чилхови (нижний кембрий E_q), зрелые осадки которой контрастируют с незрелыми осадками докембрийской супракрустальной толщи (Z). Местами группа Чилхови лежит трансгрессивно на фундаменте (Y), возможно потому, что этот фланг пояса Блу-Ридж находится вблизи первичной северо-западной границы распространения докемб-

рийских супракрустальных пород. Этот контраст затухает на юго-восточном фланге пояса Блу-Ридж, где докембрийские супракрустальные толщи и палеозойские эвгеосинклинальные толщи имеют большее сходство и залегают более согласно (рис. 10).

ДОКЕМБРИЙ Y

На отрезке пояса Блу-Ридж, расположенном в штатах Мэриленд и Виргиния, фундамент антиклинория представлен плутоническим комплексом (Ygn) гранодиоритовых и гранитных ортогнейсов и мигматитов, среди которых встречено одно небольшое тело анортоситов (Ya). Местами наблюдаются следы более древних вмещающих пород неопределенного возраста, почти полностью утратившие первоначальный облик в результате гранитизации. Для всего комплекса характерно наличие гипертена и чарнокитов; во время гренвиллского события комплекс подвергся метаморфизму, соответствующему гранулитовой фации. Плутонические образования фундамента простираются на юго-запад, в пределы отрезка пояса, расположенного в штатах Теннесси и Северная Каролина, где они представлены гнейсами Кранберри, Макс-Патч и другими сходными образованиями.

Радиологические определения возраста пород комплекса, проведенные уран-свинцовым методом, дают цифры 1070–1150 млн. лет, а датировки, полученные рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами, — 880 и 800 млн. лет соответственно; сходные результаты были получены для отрезка пояса в штатах Теннесси и Северная Каролина [204]. На последнем участке рубидий-стронциевые определения по валовым пробам пород многих подразделений фундамента дают значения возраста между 1025 и 1250 млн. лет [69]; полагают, что фундамент представляет собой кору с возрастом 1200–1300 млн. лет, которая была переработана в течение гренвиллского события без поступления нового материала.

Далее к юго-западу, на границе штатов Северная Каролина и Джорджия, различия между фундаментом и его чехлом становятся менее ясными (рис. 7). В палеозое породы испытали метаморфизм, соответствующий амфиболитовой (с силлиманитом) фации [90], и смяты в крупные опрокинутые складки или образуют тектонические покровы [100]. На Геологической карте значительные участки показаны как докембрий Y (парагнейсы и кристаллические сланцы Ym) на основе имевшейся к 1971 г. информации, но это требует пересмотра на основе данных более поздних работ, которые частично еще не завершены (например, [101]). Многие из подразделений, показанных на карте под индексом Ym, представлены биотитовыми гнейсами с прослоями амфиболитов, которые являются, вероятно, нижним подразделением докембрия Z. Истинный фундамент представлен, вероятно, гранитами Уайтсайд и связанными с ними породами, но даже эти образования вскрываются во внутренних частях покровов и частично являются бескорневыми.

На северо-западном краю пояса Блу-Ридж близ Картерсвилла, штат Джорджия, граниты (гнейсы) Корбин иногда относились к палеозойским интрузиям, но

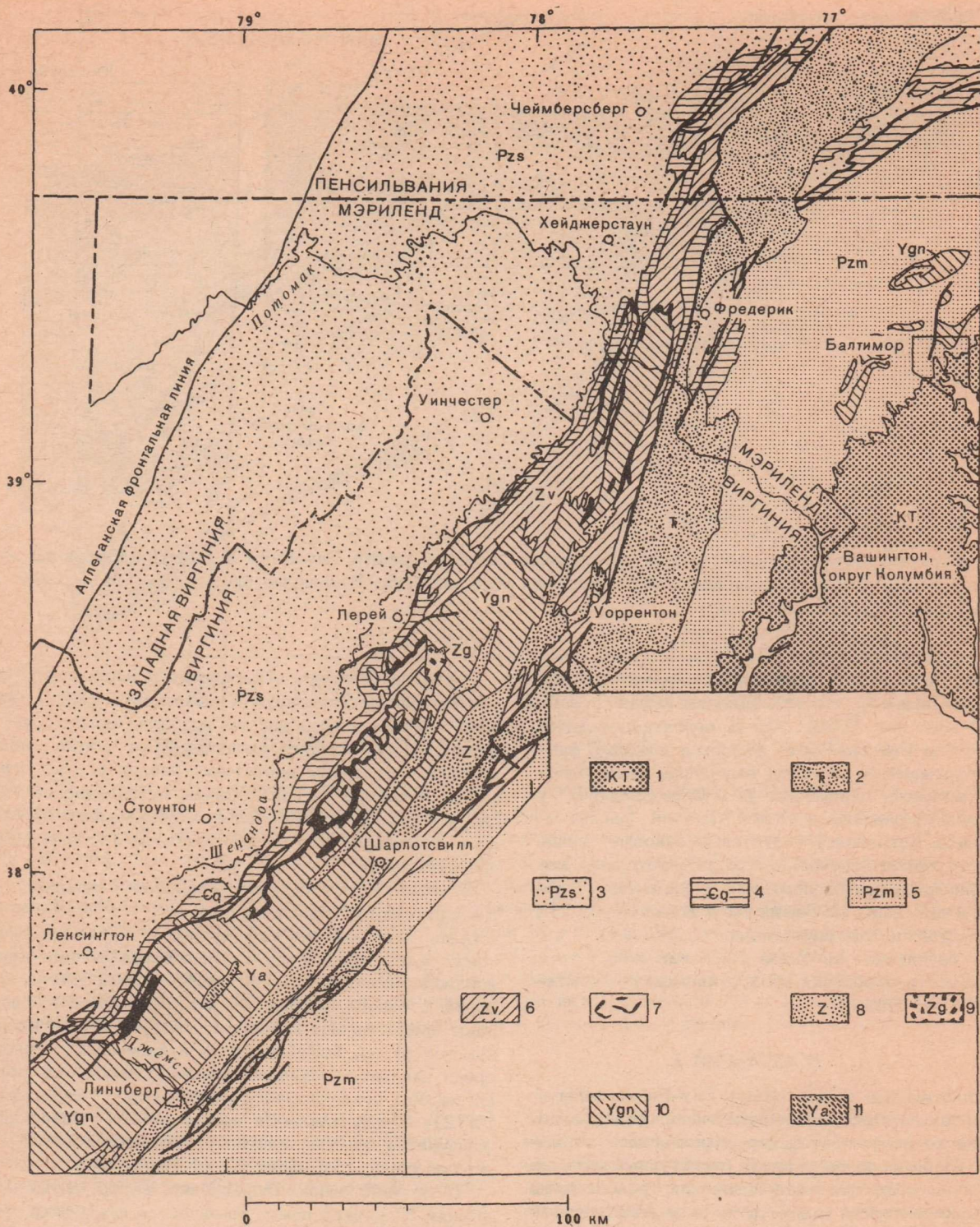


Рис. 10. Карта северной части поднятия Блу-Ридж в штатах Виргиния, Мэриленд и Пенсильвания, показывающая взаимоотношения пород докембрия Z с подстилающим фундаментом (докембрий Y) и с вышележащими фанерозойскими отложениями. Составлена по геологическим картам штатов и другим материалам.

Мезозой и кайнозой (1-2): 1 - меловые и третичные отложения прибрежной равнины; 2 - триас группы Ньюарк и основные интрузии. *Палеозой* (3-5): 3 - осадочные породы провинции Долин и Хребтов; 4 - базальные обломочные отложения кембрия, группа Чилхови; 5 - метаморфические и плутонические породы провинции Пидмонт. *Докембрий Z* (6-9): 6 - зеленокаменные образования Катоктин, на севере включают метариолиты; 7 - формация Суифт-Ран; 8 - формация Линчберг; 9 - граниты Олд-Раг. *Докембрий* (10-11): 10 - гранитные ортогнейсы; 11 - анортозиты Розленд.

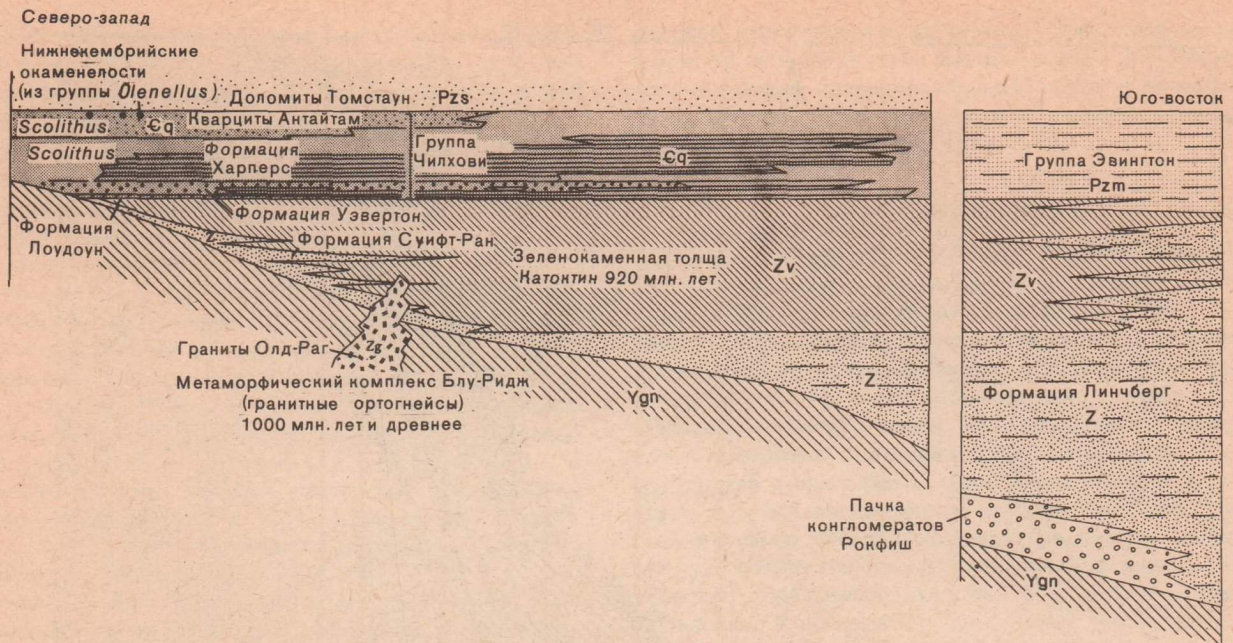


Рис. 11. Стратиграфическая схема вкрест простирания поднятия хребта Блу-Ридж в северной Виргинии, показывающая взаимоотношения подразделений докембрия Z и кембрия. Буквенные обозначения те же, что и на рис. 10 ([22], с дополнениями).

определения, проведенные уран-свинцовым методом по цирконам, показывают, что эти граниты имеют возраст 1100 млн. лет [152]; они и, вероятно, смежные с ними граниты Сейлем-Черч являются поэтому фундаментом окружающих их пород надгруппы Окои, отвечающей по возрасту докембрию Z. Юго-западнее у края прибрежной равнины в штате Алабама распространены гнейсы Ковалига ("биотитовые очковые гнейсы" на карте штата Алабама 1926 г.), которые, как предполагалось, являются породами фундамента и которые так и показаны на Геологической карте [17]; однако радиологические определения указывают, что их возраст составляет не более 550 млн. лет, так что правильность отнесения их к фундаменту сомнительна.

ДОКЕМБРИЙ Z

Супракристалльные породы пояса Блу-Ридж залегают несогласно на глубоко эродированной поверхности фундамента; во всей стратифицированной толще Аппалачей это наиболее значительный структурный перерыв из всех, какие известны ниже основания триаса. Хотя такие взаимоотношения являются фундаментальными для геологии докембрия этого региона, они удивительно долго понимались неправильно — полагали, что плутонические породы северной части хребта Блу-Ридж прорывают супракристалльные образования, и это нашло отражение на Геологической карте США 1932 г. Такое положение сохранялось до тех пор, пока много позднее Джонас и Стоуз [116] не высказали соображений об истинных взаимоотношениях и пока это не было подтверждено многочисленными последующими исследованиями.

Супракристалльные образования представляют собой широко распространенную и изменчивую свиту, имеющую в целом один и тот же возраст, однако не все взаимные соотношения входящих в ее состав подразделений определены достаточно уверенно. На северо-западе и севере региона обычны вулканические породы, а большая часть остальных образований представлена незрелыми осадочными породами обломочного происхождения.

В Мэриленде и северной Виргинии основным супракристалльным подразделением на северо-западной стороне хребта Блу-Ридж является зеленокаменная толща Катоктин (Zv) — толща основных лав первичнобазальтового состава мощностью до 1500 м, в которую с севера вклиниваются кислые лавы. Основные лавы представлены потоками мощностью до нескольких сот футов, изливавшимися в наземных условиях; среди них много миндалекаменных, некоторые обладают хорошо сохранившейся столбчатой отдельностью [172]. Между лавами и эродированной поверхностью фундамента обычно залегают маломощный слой осадочных пород (формация Суифт-Ран) (рис. 10).

В юго-восточном направлении, вкрест антиклинория, нижняя осадочная пачка замещается формацией Линчберг (Z) — толщей средне- или грубозернистых турбидитов мощностью по крайней мере 3000 м, содержащей в нижней своей части линзы валунных конгломератов, которые образовались за счет разрушения кристаллического фундамента (пачка Рокфиш). Лавы Катоктин, залегающие выше формации Линчберг, сокращаются в мощности, но являются основным маркирующим горизонтом, отделяющим формацию Линчберг от сходных, и, по-видимому, согласно залегающих кембрийских эвгеосинклиналильных отложений (Ce,

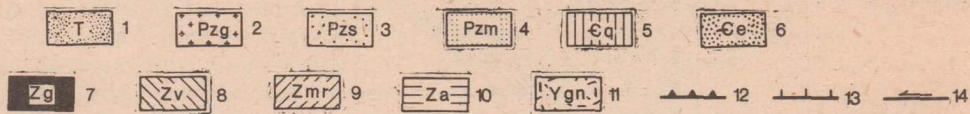
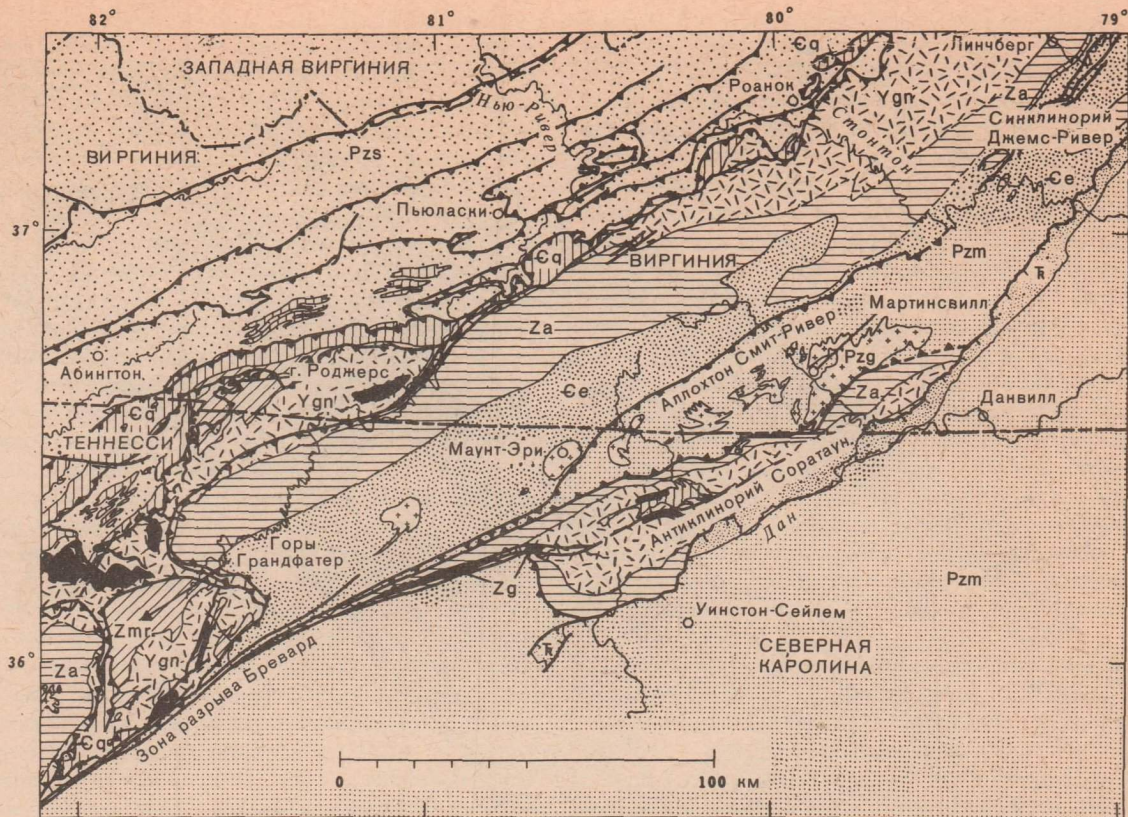


Рис. 12. Карта части поднятия хребта Блу-Ридж в пограничных районах штатов Виргиния, Северная Каролина и Теннесси, показывающая подразделения докембрия Y и Z и палеозоя. Составлена по данным Ранкина, Эсленшейда и Шоу ([167, 37] и материалам из других источников).

Мезозой: 1 – триас, группа Ньюарк. *Палеозой (2 – 6):* 2 – ниже- и среднепалеозойские граниты, включают основные интрузии близ Мартинсвилла, Va; 3 – осадочные породы провинции Долин и Хребтов; 4 – метаморфические и плутонические породы провинции Пидмонт; 5 – базальные обломочные отложения кембрия, группа Чилхови; 6 – группа Эвингтон (на севере) и формация Аллигейтор-Бак (на юге). *Докембрий Z (7–10):* 7 – гранитоиды Кросснор; 8 – зеленокаменная толща Катоктин (на севере); 9 – формации Маунт-Роджерс и Грандфатер-Маунтин; 10 – формация Линчберг (на севере) и формация Аш (на юге). *Докембрий Y:* 11 – гранитные ортогнейсы. *Разрывы (12–14):* 12 – надвижки; 13 – сбросы; 14 – сдвиги.

группа Эвингтон) (рис. 11). Взаимоотношения на юго-восточном крыле антиклинория затушеваны палеозойским метаморфизмом (амфиболитовой фации), и многие породы приобрели облик кристаллических сланцев или гнейсов.

Далее на юго-запад по простиранию хребта Блу-Ридж, на границе штатов Виргиния и Северная Каролина, вулканические породы вновь занимают заметное место на северо-западном склоне хребта (рис. 12). Мощные тела риолитов слагают среднюю часть формации Маунт-Роджерс, а в составе формации Грандфатер-Маунтин присутствуют как риолиты, так и базальты (по наблюдениям в тектоническом окне Грандфатер-Маунтин), т.е. также представлены фациями северо-

западного склона. Сингенетичной с вулканитами является плутоническая группа Кросснор, которая включает многочисленные средние по размерам гранитные плутоны (Zg), прорывающие расположенные рядом образования фундамента. Эти распространенные на юго-западе вулканиты сопровождаются значительно большими объемами обломочных отложений, чем вулканиты Катоктин. Верхнее осадочное подразделение формации Маунт-Роджерс включает красные ритмично-слоистые алевролиты и грубые диамиктиты, в составе которых присутствуют валуны плутонических пород фундамента; они весьма напоминают позднедокембрийские диамиктиты различных участков Кордильер, которым приписывается ледниковое происхождение [166].

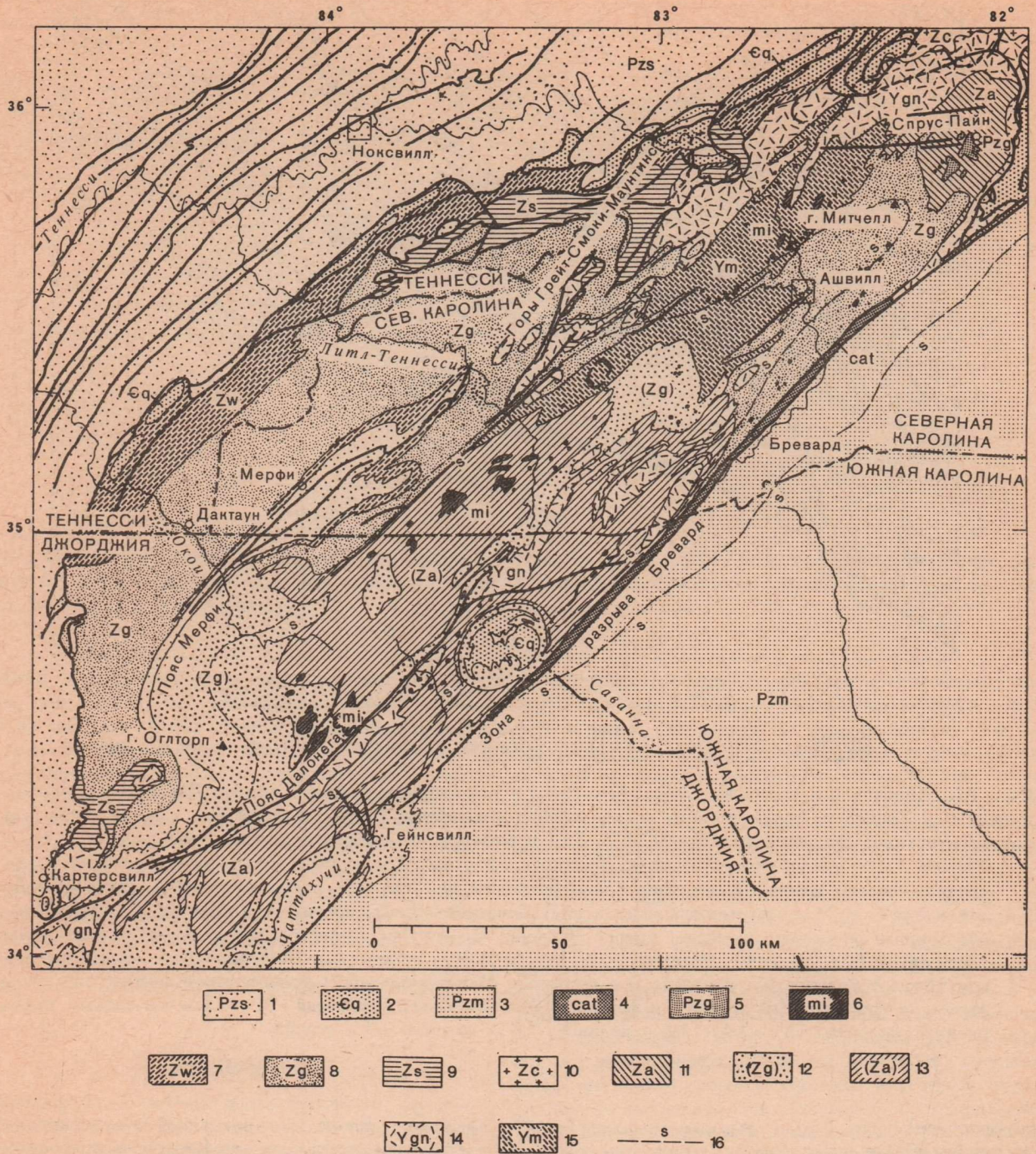


Рис. 13. Карта юго-западной оконечности хребта Блу-Ридж в южной части Северной Каролины, Теннесси и северной части Джорджии, показывающая надгруппу Окои, ее подразделения и связанные с нею породы докембрия Z, а также их фундамент (докембрий Y). Составлена по геологическим картам штатов; по данным Хедли и Нелсона [90], Хёрста [109], Хэтчера [101] и материалам других источников.

Палеозой (1-6): 1 - осадочные породы провинции Долин и Хребтов; 2 - метаморфические и плутонические породы провинции Пидмонт; 3 - базальные обломочные отложения кембрия, группа Чилхови; 4 - аляскиты в округе Спрус-Пайн; 5 - катакластические породы в зоне разрыва Бревард; 6 - основные и ультраосновные интрузии. **Докембрий Z (7-13):** надгруппа Окои (7-9): 7 - группа Уолден-Крик, 8 - группа Грейт-Смоки, 9 - группа Сноуберд; 10 - гранитоиды Кросснор; 11 - формация Аш; 12 - мусковитовые гнейсы и кристаллические сланцы; 13 - биотитовые гнейсы и амфиболиты. **Докембрий Y (14-15):** 14 - гранитные ортогнейсы Макс-Патч и гнейсы Кранберри; 15 - расслоенные гнейсы и мигматиты, 16 - изографа силлиманита.

На юго-восточном склоне хребта Блу-Ридж широкая полоса метасадочных супракрустальных пород протягивается от района Линчберга через южную Виргинию в Северную Каролину. В Северной Каролине это формация Аш [166] — мощная толща мелко- или среднекристаллических биотит-мусковитовых гнейсов с пластами амфиболитов (Z_v), особенно многочисленными в нижней части разреза и образовавшимися за счет основных вулканических пород. В районе распространения пегматитов в Спрус-Пайн в Северной Каролине, к западу от тектонического окна Грандфатер-Маунтин, формация Аш залегает в погружающемся на юго-запад синклинии, в осевой части которого, на возвышенности Митчелд, она перекрыта отложениями, литологически сходными с образованиями группы Грейт-Смоки надгруппы Окои [89].

Отложения надгруппы Окои наиболее широко распространены на юго-западном отрезке пояса Блу-Ридж, простираясь вдоль него более чем на 280 км от Ашвилла в штате Северная Каролина до Картерсвилла в штате Джорджия при ширине полосы 65 км или более; они обнажены в высоких хребтах, таких, как горы Грейт-Смоки-Маунтинс [123] (рис. 13). Надгруппа Окои является мощной толщей невулканических обломочных осадочных горных пород; описаны частные ее разрезы мощностью до 7600 м, но полная мощность не определена. На юго-восточной стороне поля своего распространения надгруппа Окои несогласно налегает на ортогнейсы и парагнейсы фундамента (Y_{gn}, Y_m); на северо-западной стороне ее сменяет залегающая с параллельным несогласием группа Чилхови (ϵq); наряду с этим пояс смятых в синклиналь более молодых отложений (Ipz) в своей центральной части включает мраморы Мерфи, которые содержат редкие нижнепалеозойские окаменелости [134].

Надгруппа Окои была подразделена на резко отличающиеся группы Уолден-Крик, Сноуберд и Грейт-Смоки (не расчлененные на Геологической карте, но показанные на рис. 13), которые, очевидно, формировались в различных частях первичного бассейна осадконакопления, но в результате образования палеозойских надвигов они были сдвинуты с мест своего первичного залегания, так что их первоначальные взаимоотношения ныне утрачены. Местами можно найти, что эти группы сменяют друг друга в разрезе, но весьма вероятно, что все они замещали друг друга по простиранию. Различные обломочные породы группы Уолден-Крик, вероятно, отлагались на нестабильном шельфе вдоль северо-западного края бассейна; группа Сноуберд представлена промежуточными фациями, а группа Грейт-Смоки представляет собой глубоководные отложения континентального подножия. Большая часть группы Грейт-Смоки сложена средне- или грубозернистыми кварц-полевошпатовыми турбидитами с замечательно четко выраженной градационной слоистостью; среди турбидитов залегают различной мощности прослои темных глинистых пород с сульфидами.

К югу от главного поля распространения надгруппы Окои, вдоль юго-восточного края пояса Блу-Ридж, протягиваются полосы кристаллических сланцев и парагнейсов, образовавшихся за счет пород, подобных

породам группы Грейт-Смоки; эти полосы протягиваются до границы прибрежной равнины в штате Алабама, где они носят название группы Херд, выделенной Бентли и Нитери [17]. В ассоциации с этими породами и главным образом подстилая их, залегают биотитовые гнейсы и чередующиеся с ними амфиболиты, называемые иногда фундаментом и относимые в этом случае к докембрию Y (стр. 35); однако более вероятным является сопоставление их с вулканическими породами, залегающими в нижней части формации Аш, распространенной северо-восточнее.

В северо-восточной части штата Джорджия исключительным геологическим явлением выглядит купол Толлала-Фолс, в котором обнажены кварциты, образованные за счет почти чисто кварцевых песков; вслед за Берчфилом и Ливингстоном [25] мы умозрительно коррелируем их на Геологической карте с нижнекембрийской группой Чилхови (ϵq). Однако Хэтчер [101] интерпретирует этот купол как кульминацию значительно более обширного опрокинутого покрова и считает кварциты одним из подразделений средней части разреза докембрия Z .

Хотя в общем положение супракрустальных образований докембрия Z Центральных и Южных Аппалачей между их гренвиллским (докембрий Y) фундаментом и нижним кембрием совершенно ясно, точное стратиграфическое положение и возраст различных частей разреза остаются еще неопределенными. Осадки надгруппы Окои, например, содержат обломочный циркон, имеющий полученные свинец-альфа методом датировки 820–1000 млн. лет [28], которые отражают лишь возраст фундамента, служившего источником сноса; другие датировки надгруппы Окои группируются около величины 350 млн. лет и отмечают возраст палеозойского метаморфизма [126]. Для других осадочных частей разреза докембрия Z , таких, как формации Линчберг и Аш, данных еще меньше.

Наиболее надежная информация о возрасте супракрустальной толщи получена на основе уран-свинцовых определений по цирконам из кислых вулканических пород; эти определения указывают на первичный возраст 820 млн. лет и на потерю свинца 240 млн. лет назад (последняя величина, вероятно, отражает время аппалачского орогенеза) [168]. Датированные образцы являются кислыми вулканитами, происходящими из зеленокаменной толщи Катоктин южной части штата Пенсильвания, из формации Маунт-Роджерс штата Виргиния и из формации Грандфатер-Маунтин штата Северная Каролина. Определить возраст основных вулканитов указанным методом невозможно, но путем экстраполяции величина 820 млн. лет может быть распространена на все породы толщи Катоктин; как указано ранее, толща Катоктин перекрывает осадочную часть разреза супракрустальных образований (формации Суифт-Ран и Линчберг) северной части хребта Блу-Ридж и таким образом дает верхний предел возраста докембрия Z на этом отрезке пояса. Сходные датировки пород из формации Маунт-Роджерс и Грандфатер-Маунтин, распространенных юго-западнее, менее надежны, поскольку кислые вулканиты в них залегают в нижних частях частных разрезов.

ДОКЕМБРИЙ ПРОВИНЦИИ ПИДМОНТ

Обширная провинция Пидмонт, расположенная к юго-востоку от пояса Блу-Ридж, является областью распространения кристаллических пород, которые подверглись мобилизации и последующей консолидации в течение палеозойских эпох орогенеза. В этом отношении она напоминает область кристаллических пород Новой Англии в Северных Аппалачах, но если стратиграфический разрез Новой Англии ныне известен достаточно хорошо, то большая часть разреза провинции Пидмонт все еще плохо изучена. Отображение геологического строения провинции Пидмонт на Геологической карте проводилось на основе лучших материалов, имевшихся к 1971 г., но активные исследования в настоящее время приведут к пересмотру этого отображения на многих участках. Породы докембрийского фундамента, гнейсы Балтимор (Ygn), составляют ядра полудюжины гнейсовых куполов с оболочкой в восточной части штата Мэриленд и в прилегающих частях штата Пенсильвания; воздымаясь, эти купола внедряются в супракрупные эвгеосинклинальные отложения серии Гленарм (Єе). Радиологическое определение возраста гнейсов, проведенное уран-свинцовым и родственными методами по цирконам дает величины 1000–1100 млн. лет, в то время как определения рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами по биотиту из гнейсов дают величины 300–400 млн. лет, отражая время палеозойского метаморфизма [205].

В северной части штата Северная Каролина, к северу от Уинстон-Сейлема (рис. 12), расположен антиклинорий Соратаун длиной более 80 км и шириной 25 км, в ядре которого обнажены биотитовые гнейсы, кристаллические сланцы и подчиненные гранито-гнейсы, окаймленные образованиями формации Аш докембрия Z. Граниты ядра имеют возраст 1192 млн. лет (определения свинец-свинцовым методом по цирконам) [167].

Единственными доказанными породами фундамента в более юго-западных районах провинции Пидмонт являются гнейсы Вудленд и граниты Джефф-Дейвис близ Уорм-Спрингс в западной части штата Джорджия; уран-свинцовые определения дают для этих образований возраст 1000 млн. лет [152, 182]. Они лежат ниже, но, возможно, и прорывают толщу метасадочных пород, показанную на Геологической карте как Z и Pz. Все они входят в состав пояса Уэ-кучи, который как с севера, так и с юга ограничен крупными разрывами, так что взаимоотношения этих образований с примыкающими к ним породами Пидмонта не выяснены.

Большая часть вмещающих пород провинции Пидмонт (лежащих вне многочисленных плутонов) показана на Геологической карте как нерасчлененный метаморфический комплекс (m) и как кембрийские эвгеосинклинальные отложения (Se, Sv). В Северной и Южной Каролине и смежных штатах эвгеосинклинальные отложения представлены слабометаморфизованными осадочными и вулканическими породами Сланцевого пояса Каролины. Метаморфический комплекс, отличающийся более высокой степенью метаморфизма пород, является частично их эквивалентом, но

частично может быть и более древним. Отложения Сланцевого пояса Каролины показаны на Геологической карте как кембрийские, главным образом на основе находок среднекембрийских *Paradoxides* на юге штата Северная Каролина, но разрез в целом содержит, очевидно, и более древние слои. В более северных районах Линн-Гловер III и его сотрудники в обнажениях на реке Литл-Ривер в 20 км севернее Дарема в штате Северная Каролина нашли эдиакаарские (вендские) типичные окаменелости. Они представляют собой отпечатки мягкотелых червеобразных животных, сохранившиеся на поверхностях напластования вулканокластических пород. Аналогичные окаменелости встречаются в глинистых сланцах Консепшен (докембрий Z) на Авалонском полуострове, юго-восток Ньюфаундленда. На северном конце Сланцевого пояса Каролины в южной Виргинии породы пояса, примыкающие к ним гнейсы и связанные с ними интрузии имеют датировки (полученные уран-свинцовым методом) от 575 до 620 млн. лет, что предполагает событие, отразившееся в накоплении супракрупной толщи, магматической активности и слабых деформациях вблизи или несколько ранее начала кембрия (виргилийские деформации [79]).

Эти черты геологического строения мало напоминают позднекембрийские – раннекембрийские особенности строения расположенного северо-западнее пояса Блу-Ридж, но точное положение границы между этими двумя областями пока не определено. В некоторых районах штата Северная Каролина они приведены в соприкосновение по зоне Бревард, однако в других местах, как отмечено выше, гренивиллский фундамент и его супракрупный чехол простираются в северо-западную часть Пидмонта. Как бы то ни было, позднекембрийские – раннекембрийские породы и события Пидмонта более всего напоминают породы и события Авалонского пояса, расположенного далее к северо-востоку по простираю Аппалачей [175]. Отложения Пидмонта также образовались, возможно, в области, расположенной на значительном удалении от северо-западных поясов Аппалачей, и пришли в соприкосновение с ними в результате столкновения плит в палеозое [151].

ЮГ ЦЕНТРАЛЬНОГО РАЙОНА США¹

Обширный Внутренний район США, расположенный между Аппалачским и Кордильерским орогеническими поясами, является областью распространения слабдеформированных фанерозойских отложений мощностью от нескольких сот до многих тысяч футов, из-под которых фундамент выступает лишь на небольших, далеко отстоящих друг от друга участках. В южной части этого района главные выходы фундамента находятся на поднятии Озарк в штате Миссури, на поднятиях

¹Сводок данных, имевшихся к 1966 г. включительно, см. в работе [66], дополнительные данные, касающиеся геохронологии и взаимоотношений на глубине, – в работе [144].

Арбакл и Уичито в южной части штата Оклахома и на поднятии Льяно в центральном Техасе. В других местах, особенно в штатах Канзас, Оклахома и Техас, фундамент достигнут во многих точках бурением, которое дает сведения о распространении различных подразделений за пределами их выходов на дневную поверхность. Стратиграфические взаимоотношения и радиологическое датирование указывают, что все породы фундамента имеют докембрийский возраст, за исключением фундамента гор Уичито, который определяется как нижнекембрийский (Єg).

ОБЛАСТЬ ОЗАРК

На своде купола Озарк, в горах Сент-Франсуа на юго-востоке штата Миссури, докембрийские породы обнажены на площади около 1550 км². В начале палеозойской трансгрессии они слагали гористую сушу с высотами до 600 м; этот рельеф был погребен и перекрыт верхнекембрийскими и нижнеордовикскими отложениями; современные выходы появились в результате частичного вскрытия этой суши из-под покрова перекрывающих слоев¹.

Большая юго-западная часть гор Сент-Франсуа сложена стратифицированными риолитами и другими кислыми вулканическими породами (Yv), представленными главным образом потоками, которые переслаиваются с туфами и брекчиями; пласты падают в различных направлениях под небольшими углами. Северо-восточная часть гор сложена несколькими разновидностями гранитов (Ygl). Граниты прорывают вулканы, залегая, вероятно, в виде мощных силлов, образовавшихся на небольших глубинах в земной коре; как граниты, так и вулканы по составу весьма сходны — и те и другие имеют возраст около 1500 млн. лет по определениям уран-свинцовым методом [18]. Таким образом, они отвечают группе тесно связанных событий, названных "магматической активностью Сент-Франсуа" [144]. Датировки, полученные рубидий-стронциевым методом, существенно меньше и могут отражать более позднее незначительное событие с возрастом около 1300 млн. лет.

На западном и юго-западном краях поднятия Озарк расположено несколько более мелких выходов гранитов, имеющих приблизительно тот же возраст. Граниты в Славино в штате Оклахома слагают вершины холмов отпрепарированной докембрийской эрозионной поверхности, а граниты в Декейтервилле. Монтана, и Розе, Канзас (последние на Геологической карте обозначены под индексом Ti) являются бескорневыми телами, выведенными на поверхность фанерозойскими нарушениями.

¹ Заслуживает упоминания другая точка зрения: большинство выходов докембрийских пород в горах Сент-Франсуа являются клиппами надвинутого покрова, который переместился на 370 км в северном направлении из области орогенического пояса Уошито, расположенного в штате Арканзас [223].

ГОРЫ АРБАКЛ И УИЧИТО

Горы Арбакл и Уичито южной Оклахомы (рис. 15) являются обнаженными частями внутрикратонного палеозойского орогенического пояса, который состоит из горстоподобных поднятий, разделенных глубокими прогибами, заполненными сильнодеформированными палеозойскими отложениями.

Горы Арбакл подстилаются докембрийским гранитным фундаментом, который выступает на поверхность в горсте, расположенном на восточном конце гор. В западном направлении фундамент горста перекрывается верхним кембрием; в восточном направлении он перекрыт меловыми отложениями прибрежной равнины, но прослеживается на глубине на расстоянии 72 км, вплоть до фронта орогенического пояса Уошито. Главным подразделением являются крупнокристаллические порфиновые граниты Тишоминго, но здесь отмечаются также и мелкокристаллические граниты Трой, а также подчиненные более молодые диориты и дайковые породы. Рубидий-стронциевый и другие методы дают для гранитов Тишоминго и Трой возраст в пределах 1320–1400 млн. лет [93].

Фундамент гор Уичито (и их погребенного продолжения, протягивающегося на восток-юго-восток) имеет более молодой возраст и иное строение. Это разнообразный комплекс кислых и основных плутонов, имеющих плоское основание и внедрившихся в супра-крупную толщу вулканических и осадочных пород; все эти образования имеют возраст около 525 млн. лет, т.е. являются раннекембрийскими [93]; из-за того что их выходы имеют небольшие размеры, они объединены и показаны на Геологической карте под индексом Єg (кембрийские граниты). Такого типа фундамент простирается в поднятие Тимберед-Хилс на западном конце гор Арбакл.

ПОДНЯТИЕ ЛЬЯНО

В центральном Техасе, к югу от орогенического пояса Арбакл — Уичито, докембрийские породы обнажены на площади 5200 км² в своде поднятия Льяно (рис. 14). Поднятие является положительной структурной формой на краю Северо-Американского кратона; фанерозойские движения, исключая крутопадающие сбросы, образующие боковую структуру, слабо затронули эту структуру. Кембрийские и более молодые палеозойские слои погружаются в северном и западном направлениях от выходов докембрия в сторону кратона; все эти образования перекрыты меловыми отложениями, которые погружаются на юго-восток под прибрежную равнину Мексиканского залива. На небольшом расстоянии к юго-востоку от края перекрывающих меловых отложений породы поднятия Льяно примыкают на глубине к значительно более деформированным палеозойским образованиям орогенического пояса Уошито.

Докембрийский фундамент представлен кислыми гнейсами Валли-Спринг и основными кристаллическими сланцами Паксадл (Ym), смятыми в складки северо-западного простирания и образовавшимися за счет первичной супракрупной толщи мощностью не ме-

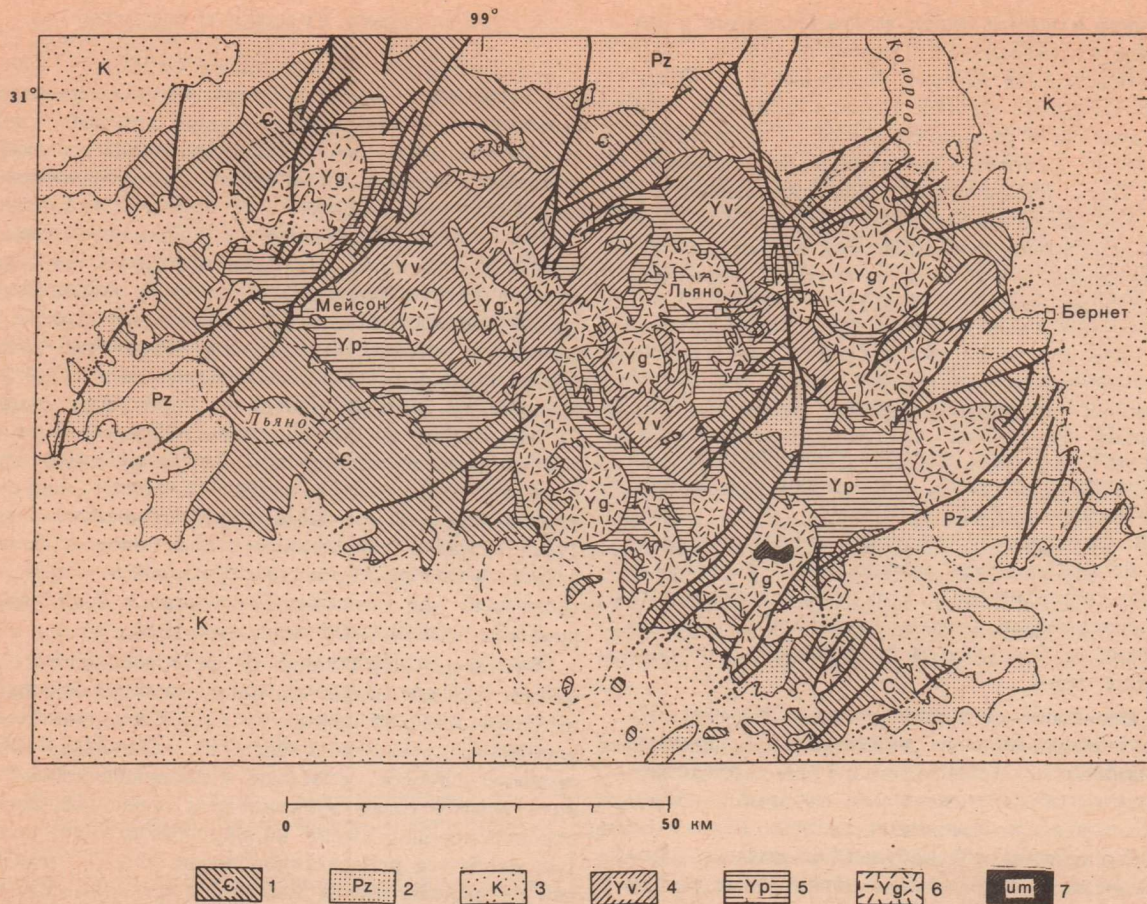


Рис. 14. Карта поднятия Льяно в центральном Техасе, показывающая метаморфические и плутонические породы докембрия Y и их соотношения с окружающими фанерозойскими отложениями. Составлена по Геологической карте Техаса (1937 г.), данным Флоуна и Мюельбергера [66] и материалам других источников.

1 - кембрий; 2 - ордовик-пенсильваний; 3 - мел; 4 - гнейсы Валли-Спринг (кислые парагнейсы); 5 - кристаллические сланцы Паксадл (основного состава); 6 - граниты (пунктир показывает распространение на глубине); 7 - ультраосновные породы.

нее 6000 м. Эти образования вмещают тела гранитов (Yg2), которые слагают более трети обнаженной части площади, а также подчиненные дайки гранит-порфиоров и пегматитов и одно тело ультраосновных пород (um). Граниты представлены тремя плутоническими сериями, из которых наиболее молодая (Таун-Маунтин) распространена наиболее широко: она включает более шести округлых в плане плутонов диаметром 16 км и более.

Попытки определить возраст докембрийских образований поднятия Льяно радиологическими методами предпринимались три четверти века назад, вычисления проводились на основе изучения редкоземельных минералов из пегматитов Баррингер-Хилл [16]. Эти результаты представляют только исторический интерес, а надежные данные были получены лишь много позже. Граниты трех плутонических серий имеют возраст 1030 млн. лет по определениям рубидий-строциевым

и калий-аргоновым методами [232], и 990-1070 млн. лет по определениям уран-свинцовым методом по цирконам; возраст гнейсов Валли-Спринг, определенный рубидий-строциевым методом, равен 1120 млн. лет [233]. Цикл метаморфизма и интрузивной деятельности имел продолжительность около 100 млн. лет и является гренвиллским событием; но для того, чтобы отразить местные особенности геологической истории, ему дано название "орогенез Льяно" [144]; вовлеченные в этот цикл породы отнесены к докембрию Y.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

Из приведенных выше данных об изучении обнажений видно, что породы фундамента на юге Центрального района США имеют главным образом три значения возраста: приблизительно 1000 млн. лет в обла-

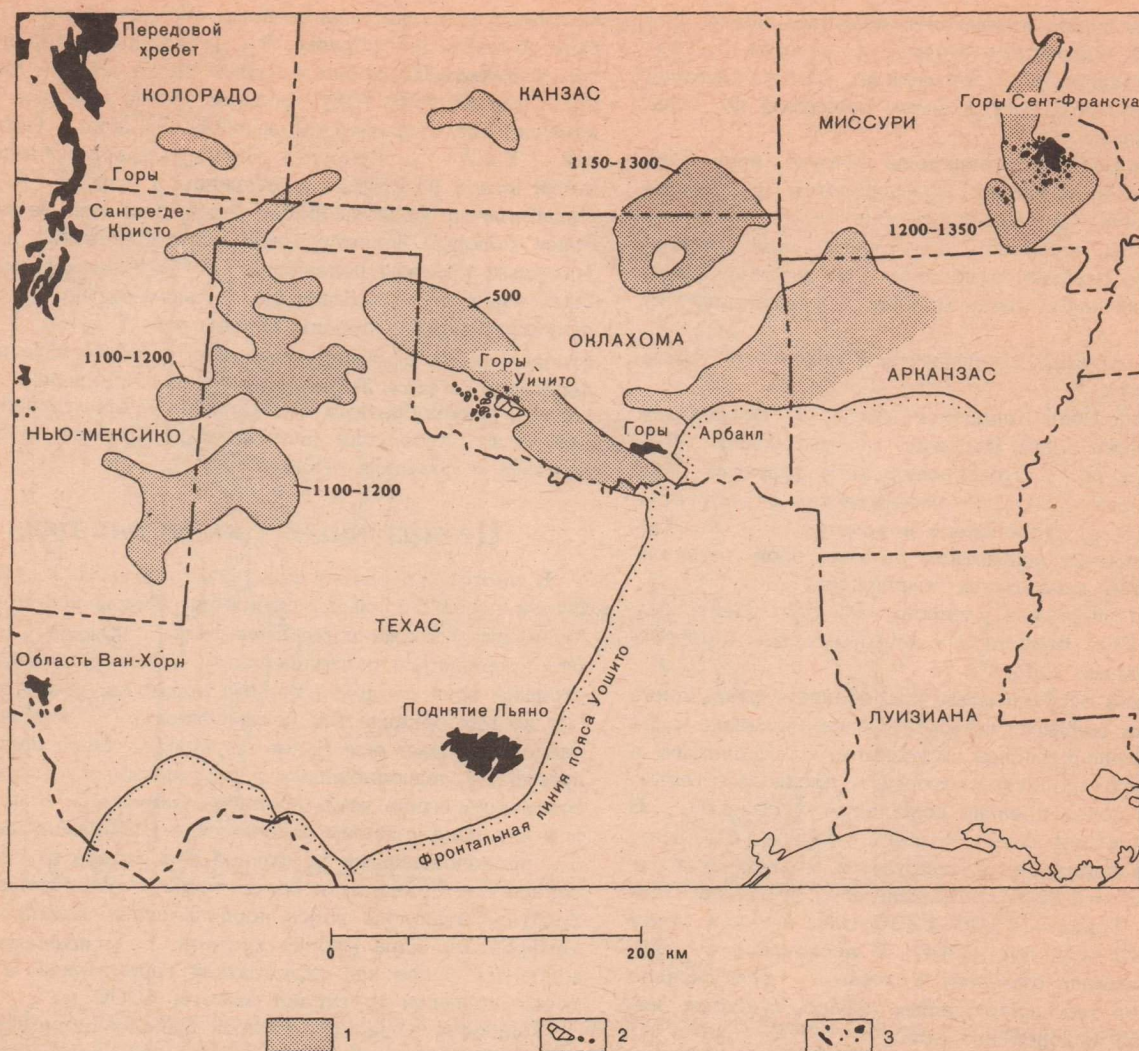


Рис. 15. Карта южной части Центрального района США, показывающая распространение на глубине позднекембрийских и раннекембрийских супракрустальных кислых вулканических пород [144, 15].

1 – распространение на глубине супракрустальных кислых вулканических пород (приблизительный возраст в млн. лет); 2 – выходы пород нижнекембрийского фундамента; 3 – выходы докембрийских пород.

сти Льяно, 500 млн. лет в области Уичито и 1200–1400 млн. лет в областях Арбакл и Озарк; эти значения возраста отмечены также для пород фундамента, залегающего на глубине близ мест его выходов на дневную поверхность. Датировки со значением 1000 млн. лет намечают область распространения провинции Гренвилл, которая, вероятно, простирается до области, расположенной восточнее реки Миссисипи, хотя здесь и имеется перерыв, так как бурение не достигло фундамента. Датировки 500 млн. лет характеризуют провинцию с кембрийским фундаментом – провинцию уникальную для внутренних областей Северной Америки. Полученные из более северных участков датировки 1200–1400 млн. лет близки к возрасту элсонского события восточной части Канадского щита;

такие датировки отмечены для погребенных пород фундамента на широких пространствах Внутренней провинции вплоть до Висконсинской дуги в районе озера Верхнего на севере и до погребенного фронта Гренвиллского пояса в штатах Огайо и Кентукки на востоке.

Региональное значение датировок 1200–1400 млн. лет остается неясным. Отражают ли они существование здесь возрастной провинции, подобной провинциям Канадского щита, с присущими ей комплексами метаморфических и плутонических пород и четкими структурными границами с другими провинциями? Или эти датировки отражают широко проявившееся наложение более поздних событий на существовавшую ранее более древнюю провинцию? Имеющиеся доказательства не

являются решающими, потому что большая часть из них получена в результате бурения и слишком немногие по наблюдениям в обнажениях, однако вторая возможность представляется более вероятной по следующим причинам:

1. Границы региона определены нечетко, причем на севере элсонские датировки смешиваются с гудзонскими, а на юге — с гренвиллскими.

2. Многие из датировок, полученных для пород, залегающих на глубине, относятся к плутоническим телам, которые могут быть моложе вмещающих их комплексов.

3. Такая ситуация наблюдается в некоторых обнаженных районах.

В провинции Нейн Канадского щита, в Висконсинской дуге района озера Верхнего и в докембрии Южных Скалистых гор плутоны элсонского возраста (Ygl) в изобилии пронизывают метаморфические и плутонические комплексы гудзонского возраста (Xm, Xg). Этот более поздний магматизм до некоторой степени искажил возраст вмещающих комплексов.

4. Многие элсонские датировки на юге Центрального района США относятся к вулканическим и другим супракрустальным породам.

Характерной особенностью погребенного фундамента этого региона является широкое распространение слабдеформированных кислых вулканитов элсонского и более молодого возраста, которые предположительно перекрывают более древние комплексы (рис. 15). В штате Миссури они имеют возраст 1200–1350 млн. лет (как и в горах Сент-Франсуа), в северо-восточной Оклахоме — 1150–1300 млн. лет, в районе Панхандл штата Техас — 1100–1200 млн. лет и в поясе Уичито — 525 млн. лет [144]. В ассоциации с вулканитами Панхандл отмечается очень протяженное стратиформное тело интрузивных габбро, имеющих несколько более молодой возраст.

На Геологической карте мы предусмотрели для плутонических пород с возрастом 1200–1400 млн. лет индекс Ygl ("древние гранитоиды докембрия Y"); метаморфические и супракрустальные породы этого возраста не отделяются от остальной части докембрия Y.

Кордильеры

Выходы докембрийских пород на западе США сосредоточены в Кордильерах — области, в которой более поздние фанерозойские орогенические события вывели докембрий на поверхность в ядрах крупных поднятий. Эти выходы отделены от выходов докембрия района озера Верхнего и других центральных районов США чехлом фанерозойских отложений шириной 800 км или более, однако о связях этих районов многое узнали в результате бурения на разделяющих их равнинах.

Докембрийские провинции и структуры являются в основном поперечными по отношению к фанерозойским структурам и горной цепи Кордильер и соотносятся с ними лишь в общих чертах. Тем не менее описание полезно проводить в соответствии с современным морфологическим районированием. Поэтому в первом разделе мы будем иметь дело с древнейшими до-

кембрийскими кристаллическими образованиями (главным образом докембрием W Центральных Скалистых гор в штатах Вайоминг и южной части штата Монтана; вслед за этим будут описаны более молодые докембрийские супракрустальные образования (докембрий Y и Z) Северных Скалистых гор в западной части штата Монтана и в смежном штате Айдахо. Подобным же образом далее будут описаны несколько более молодые докембрийские кристаллические породы (главным образом докембрий X) Южных Скалистых гор в штатах Колорадо и Нью-Мексико и затем супракрустальные породы (докембрий Y и Z) восточной части Большого Бассейна в штате Юта и прилегающих штатах. В заключительном разделе мы опишем разнообразные докембрийские образования южной части провинции Бассейнов и Хребтов в штате Аризона и соседних штатах.

Центральные Скалистые горы

В настоящей работе под Центральными Скалистыми горами понимаются хребты Вайоминга и южной Монтаны, а также горы Блэк-Хилс Южной Дакоты. Это неправильно расположенные, широкие, далеко отстоящие друг от друга горные поднятия, в ядрах многих из них обнажаются докембрийские породы; они разделены даже еще более широкими синклиналильными прогибами, выполненными фанерозойскими породами; соответствующие этим прогибам равнины и плато в той или иной степени сливаются с Великими равнинами, расположенными восточнее. На западе и северо-западе они граничат с более тесно расположенными хребтами главного пояса кордильерских надвигов. Докембрийские ядра многих хребтов воздымаются на милю или более над окружающей территорией, а некоторые вершины достигают высоты 4000 м.

Наиболее обширные области выходов докембрия в Центральных Скалистых горах находятся в горах Блэк-Хилс на западе Южной Дакоты, отстоящих далеко к востоку от других хребтов; в хребтах Ларами и Медисин-Боу в южном Вайоминге; в расположенном западнее хребте Уинд-Ривер и в расположенном севернее хребте Бигхорн, а также в хребте Бэртут, который находится на границе между северо-западным Вайомингом и южной Монтаной (рис. 16). Более мелкие участки распространения докембрия в некоторых промежуточных хребтах и в более северо-западных районах связывают частично указанные выше обширные области выходов докембрия.

Главные структуры Центральных Скалистых гор образовались в эпоху позднемелового — раннетретичного (ларамийского) орогенеза, в который были вовлечены и докембрийские образования фундамента. Хотя фанерозойские слон на краях поднятий круто наклонены или разбиты разрывами, докембрийские ядра вовлечены в поднятие как жесткие блоки. В результате докембрийские породы столь слабо затронуты ларамийскими и другими фанерозойскими деформациями, что эффект воздействия последних можно не принимать во внимание.

Докембрийские образования Центральных Скалистых гор являются продолжением докембрийских образований провинции озера Верхнего Канадского щита (рис.

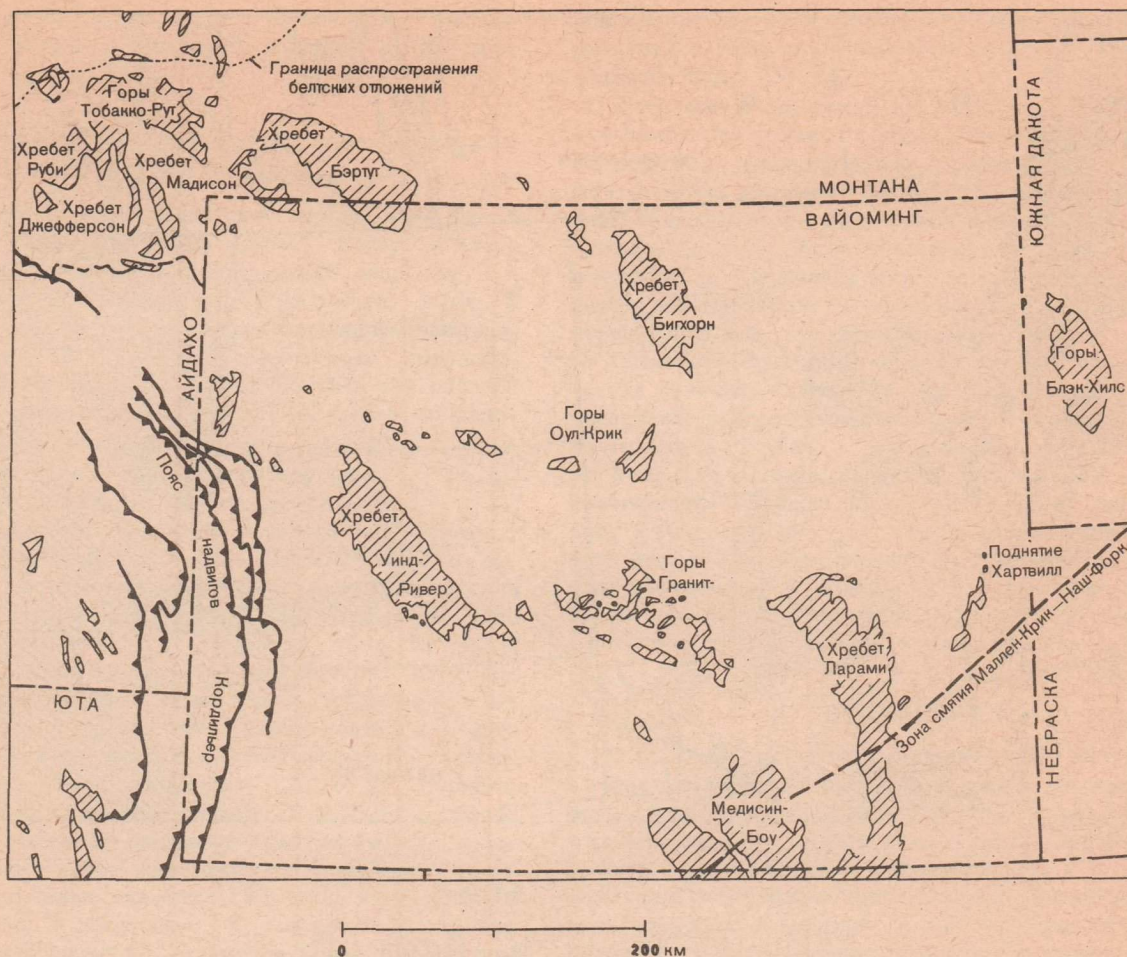


Рис. 16. Карта Центральных Скалистых гор в штатах Вайоминг, Южная Дакота и Монтана, показывающая выходы докембрийских пород и местонахождения, упомянутые в тексте.

17), и большая их часть представлена древними кристаллическими породами с кеноранскими или даже более древними датировками (докембрий W); однако в области, разделяющей эти два района выходов докембрия, местами на глубине отмечены более молодые датировки [81], а юго-восточнее и восточнее располагаются имеющие важное значение области выходов более молодых супракрустальных пород (докембрия X). Юго-восточная граница с более молодыми кристаллическими породами Южных Скалистых гор является основным структурным швом (Маллен-Крик-Наш-Форк), который пересекает хребты Медисин-Боу и Ларами, и может быть прослежен далее в северо-восточном направлении по данным бурения более чем на 320 км под Великими равнинами. Северо-западная граница соответствует стратиграфическому перекрытию древних образований отложениями надгруппы Белт (докембрий Y) в центральной Монтане.

ДОКЕМБРИЙ W

Породы почти всех хребтов Центральных Скалистых гор в Вайоминге представлены гнейсами (Wgn) и гранитами (Wg); они имеют сложную историю, кото-

рая расшифрована лишь частично. Весьма детально они изучены в хребте Бэртут при осуществлении программы, руководимой покойным профессором А. Полдвартом ([57] и более поздние отчеты). Здесь и в других местах древнейшие породы представлены парагнейсами, образовавшимися за счет первоначальной мощной супракрустальной толщи преимущественно пелитовых осадков с подчиненным количеством вулканитов, которая была пластически смята, регионально метаморфизована (амфиболитовая фация) и частично преобразована в мигматиты и граниты; кроме того, имеется несколько посттектонических гранитных плутонов, а весь комплекс рассечен дайками диабазов, сформировавшимися в более позднюю фазу растяжения.

Радиологические определения возраста пород всех хребтов, проведенные калий-аргоновым, рубидий-стронциевым и уран-свинцовым методами, дают более или менее согласующиеся кеноранские датировки (около 2750 млн. лет), но этот возраст отражает, по-видимому, просто более поздние орогенические события. Обломочные цирконы из гнейсов хребта Бэртут имеют возраст больше 3100 млн. лет и отражают более древнее событие, на которое кеноранское событие было наложено [30, 26]. В других хребтах более ран-

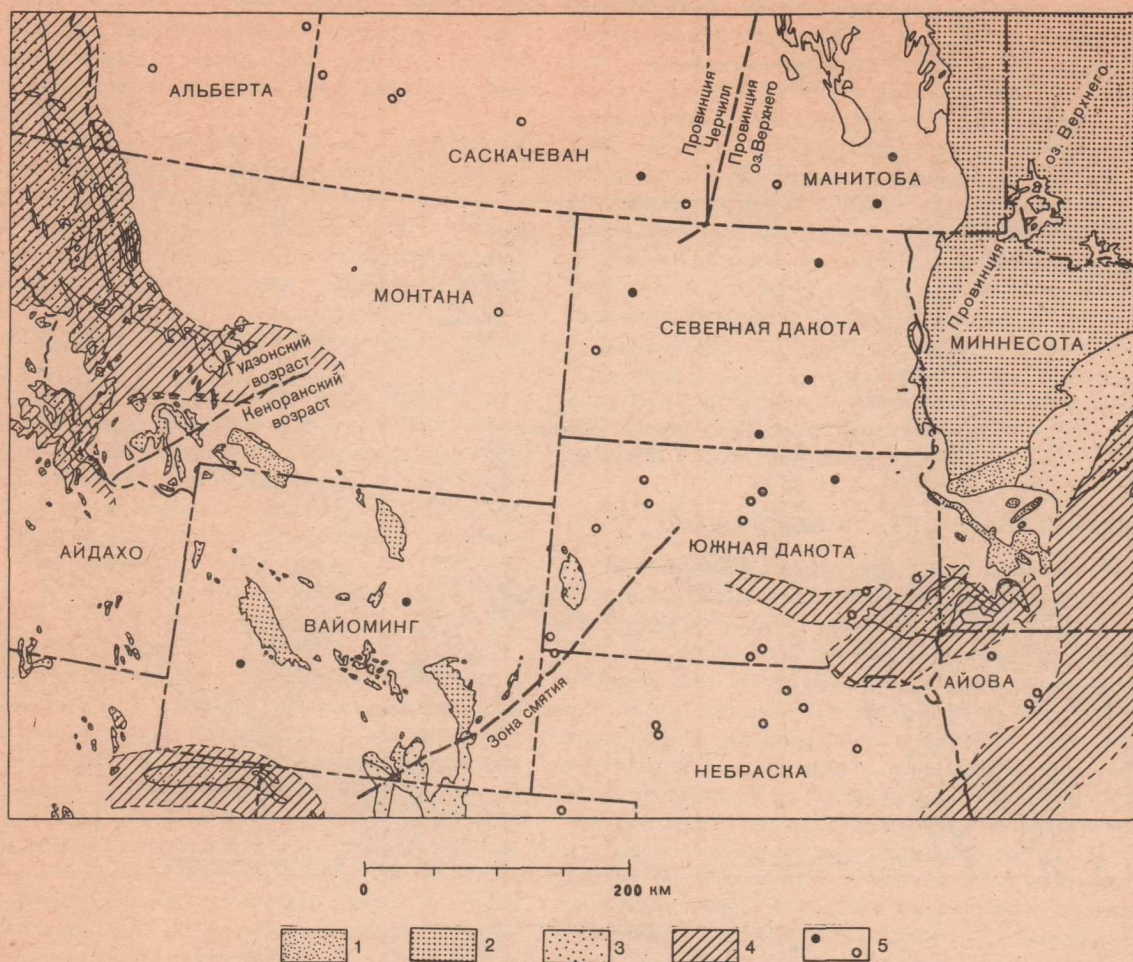


Рис. 17. Карта части западных штатов США и южной Канады, показывающая поверхностное и глубинное распространение пород докембрия W в провинции озера Верхнего и в более западных районах вплоть до Централных Скалистых гор. [Составлена по Геологической карте США (1974 г.), Геологической карте Канады (1969 г.) и по данным Голдича и др. [81].

1 - выходы пород докембрия W с известным возрастом, превышающим 3200 млн. лет; 2 - выходы пород докембрия с возрастом 2500 млн. лет или более; 3 - выходы молодых докембрийских пород (X, Y и Z); 4 - распространение супракrustальных пород докембрия Y и Z на поверхности и на глубине; 5 - скважины с датированными образцами докембрийских пород (черные кружки - с возрастом 2400-2700 млн. лет, светлые кружки - с возрастом 1600-1800 млн. лет).

ние события такого рода могут предполагаться на основании структурных соотношений, но это не было подтверждено радиологическим датированием.

Уникальной чертой геологического строения северо-западной части хребта Бэртут является комплекс Стиллутер (W_{mi}). Это тело расслоенных хромитсодержащих основных и ультраосновных пород, обнажающееся на протяжении 48 км и имеющее сохранившуюся мощность 5500 м [117], которое прорывает и перекрывает более широко распространенные гнейсы и круто падает от них под несогласно перекрывающие отложения кембрия, слагающие склон хребта. Комплекс моложе гнейсов с возрастом 3100 млн. лет, которые он прорывает, и древнее, чем кварцевые монциты с возрастом 2700 млн. лет, секущие его

восточный край. Калий-аргоновые и рубидий-стронциевые определения возраста самого комплекса дают противоречивые результаты [124, 64], но время его внедрения, вероятно, ближе к верхнему пределу возраста, чем к нижнему.

Южнее, в Вайоминге, в некоторых хребтах обнажен синклиальный пояс супракrustальных пород (W), весьма напоминающих образования провинции озера Верхнего северной Миннесоты. В округе Саут-Пасс (Атлантик-Сити) на южном конце хребта Уикд-Ривер один из этих поясов представлен толщей мощностью 5000 м или более, которая начинается базальной железорудной формацией и кварцитами, сменяющимися кверху мощными турбидитами и зеленокаменными породами с подушечной текстурой [9]. Эти об-

разования древнее гранодиоритов Луис-Лейк, распространяющихся севернее и имеющих возраст 2690 млн. лет.

ДОКЕМБРИЙСКИЙ КОМПЛЕКС ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ШТАТА МОНТАНА

Докембрийские кристаллические породы обнажены в юго-западной Монтане между хребтом Бэртут и поясом надвигов Кордильер, расположенной западнее, в хребтах Мадисон, Джефферсон, Табакко-Рут, Руби и других хребтах. На Геологической карте они показаны как докембрий W, подобно аналогичным образованиям штата Вайоминг, но в штате Монтана эти образования более разнообразны, возраст их менее определенный, и они в большей степени вовлечены в фанерозойские события — ларамийские плутоны (Kg3), кайнозойский вулканизм, сбросообразование.

Три главных типа толщ повторяются в различных хребтах — гранитные ортогнейсы Диллон, основные парагнейсы Пони и метасадочные и метавулканические образования Черри-Крик [183, 173]; первые два типа обозначены индексом Wgn, а третий W. Их структура сложна, и их взаимоотношения все еще обсуждаются, однако составные части толщи Черри-Крик достаточно характерны для того, чтобы полагать, что она может служить ценным стратиграфическим репером (Джеймс, устное сообщение, 1973). В типичной области распространения, в хребте Джефферсон, толща Черри-Крик включает слюдяные кристаллические сланцы, подушечные лавы, железорудную формацию, кварциты и доломитовые мраморы [87, 88]; хотя они и отнесены здесь к докембрию W: в других районах мощные тела кварцитов и мраморов более характерны для молодых частей разреза докембрия.

Радиологическое датирование калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами дает неоднозначные результаты. В хребтах на юго-востоке породы имеют возраст более 2600 млн. лет, однако идентичные образования в расположенных северо-западнее районах имеют возраст в пределах 1600–1800 млн. лет, кроме того, в наиболее северных выходах датировки равны 175 млн. лет, что связано с близостью ларамийских плутонов [73]. Очевидно, образования докембрия W с первичнокеноранскими датировками на северо-западе подверглись ретроградному метаморфизму, связанному с гудзонскими событиями. Наиболее западные гранитоиды типа Диллон дают довольно устойчивые значения возраста, равные 1600 млн. лет, и поэтому закартированы как Xg; возможно, они представляют более молодой плутон, который по крайней мере отчасти ответствен за смещение кеноранских и гудзонских датировок.

Далее к северу докембрийские кристаллические породы вновь появляются в ядре поднятия гор Литл-Белт, где они слагают фундамент надгруппы Белт. Эти разнообразные породы включают парагнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы и диориты. Радиологические определения различными методами дают преобладающие датировки около 1900 млн. лет, однако цирконы из парагнейсов и мигматитов имеют возраст 2450 млн. лет [30]. Здесь, как и в юго-западной Монтане, гуд-

зонские датировки смешаны с кеноранскими и в соответствии с этим кристаллические породы Литл-Белт закартированы как Wgn.

Смещение кеноранских и гудзонских датировок в юго-западной Монтане и горах Литл-Белт отражает, по-видимому, существование постепенного перехода между двумя крупными докембрийскими провинциями, аналогичными провинциям озера Верхнего и Черчилл Канадского щита. Здесь в отличие от условий, существующих на Канадском щите, между двумя провинциями, по-видимому, не наблюдается резко выраженной структурной или стратиграфической границы.

Последнее замечание следует сделать о кристаллических породах, слагающих ядра гнейсовых куполов с оболочкой, распространенных в хребте Албион в южной части штата Айдахо и в северо-западной части штата Юта, для которых изохрона, полученная рубидий-стронциевым методом по валовым пробам, дает возраст 2460 млн. лет [7]. Это местонахождение расположено в 320 км западнее от выходов докембрийских образований в Центральных Скалистых горах и представляет собой наиболее удаленное из известных в США продолжение провинции озера Верхнего.

ДОКЕМБРИЙ X

В восточной и юго-восточной частях Центральных Скалистых гор (как они понимаются в настоящей работе) более молодые докембрийские супракрустальные образования (X) заключены среди преобладающих древних кристаллических образований Wgn, Wg. Они слагают большую часть выходов докембрия в горах Блэк-Хилс и меньшие по площади участки в расположенных юго-западнее поднятии Хартвилл и хребте Медисин-Боу. Все они имеют гудзонский возраст и отнесены к докембрию X, однако значительные различия в литологическом составе и последовательности напластования, имеющиеся в разрезах различных областей, препятствуют более точной корреляции.

В горах Блэк-Хилс, в западной части штата Южная Дакота, выходы докембрийских образований на поверхность в своде купола имеют форму вытянутого в северном направлении свала площадью около 2300 км² (рис. 18). Все эти образования изучались при рекогносцировочных работах, проведенных в начале столетия Пейджем [48]. Позднее близ золотого рудника Хомстейк, расположенного у северного края области, и в поле развития пегматитов на юге [147, 148, 154] проводились разведочные работы, но детальное региональное картирование проведено сравнительно недавно [170, 171, 169, 10, 11, 12, 13].

Разрез представлен толщей метаморфизованных осадочных пород с подчиненным количеством вулканитов общей мощностью более 12 тыс. м; слои смяты в крутые или изоклиальные складки меридионального простиранья и местами прихотливо перемяты. В северной половине района толща слагает крупный синклиниорий, погружающийся к югу. Здесь, в округе Немо, расположенном на востоке района, обнажена нижняя часть толщи [179], которая примыкает к слагающим фундамент гранитам, обнаженным по ручью Литл-Элк-Крик и имеющим кеноранский возраст

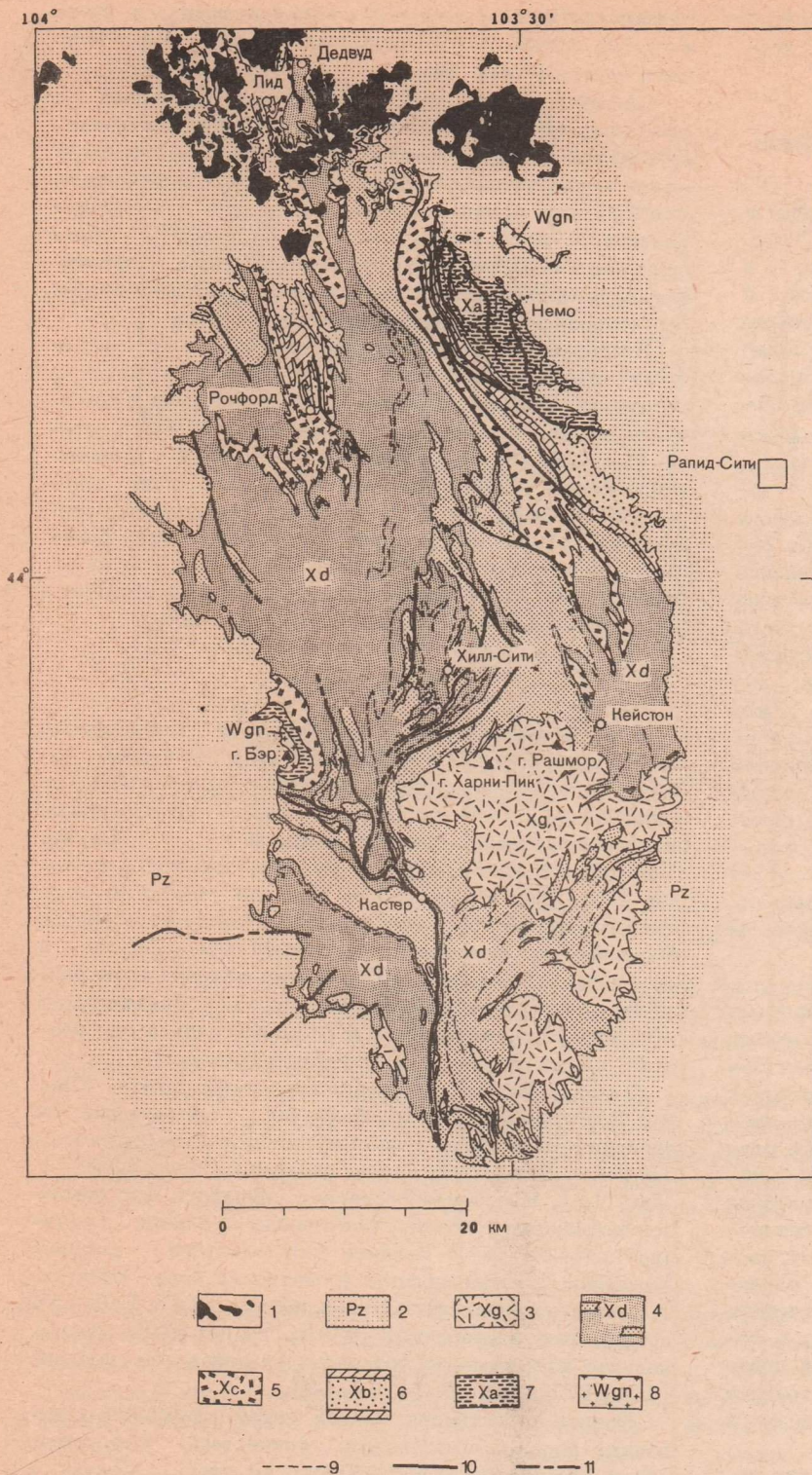


Рис. 18. Карта, показывающая докембрийские образования гор Блэк-Хилс, запад штата Южная Дакота. Составлена по материалам многих источников, включая [48, 147, 148, 170, 171, 169, 10, 11, 12, 13].

1 - третичные интрузивные породы; 2 - палеозой (с верхним кембрием в основании); 3 - докембрий X, граниты Харни-Пик, 1620-1680 млн. лет. *Эвгеосинклинальная толща* (4-6): 4 - кристаллические и глинистые сланцы с тонкими или мощными пластами граувакк и кварцитов (более редкие точки); 5 - подушечные базальты, железорудная формация и известняки; 6 - кристаллические или глинистые сланцы; 7 - глинистые сланцы и кварциты (заштрихованы) с железорудной формацией Хомстейк в основании на севере; 8 - докембрий W, граниты Литл-Элк (на северо-востоке) и гранито-гнейсы Бер-Маунтинс (на юго-западе), 2500 млн. лет; 9 - стратиграфические границы внутри подразделений; 10 - докембрийские разрывы; 11 - фанерозойские разрывы.

2500 млн. лет [234]. Мощная толща базальных кварцитов сменяется здесь вверх по разрезу также мощными конгломератами с подчиненными пластами железорудных отложений, кристаллических сланцев и известняков. Верхняя часть разреза, слагающая остальную обнаженную площадь на западе района, представлена эвгеосинклинальными образованиями, отло-

жившимися первоначально в виде слоев граувакк, глинистых сланцев, графитовых сланцев, кремней и подушечными лавами. Они содержат несколько мало-мощных, но выдержанных формаций железистых кремнистых пород, одна из которых (формация Хомстейк) на руднике Хомстейк содержит золото.

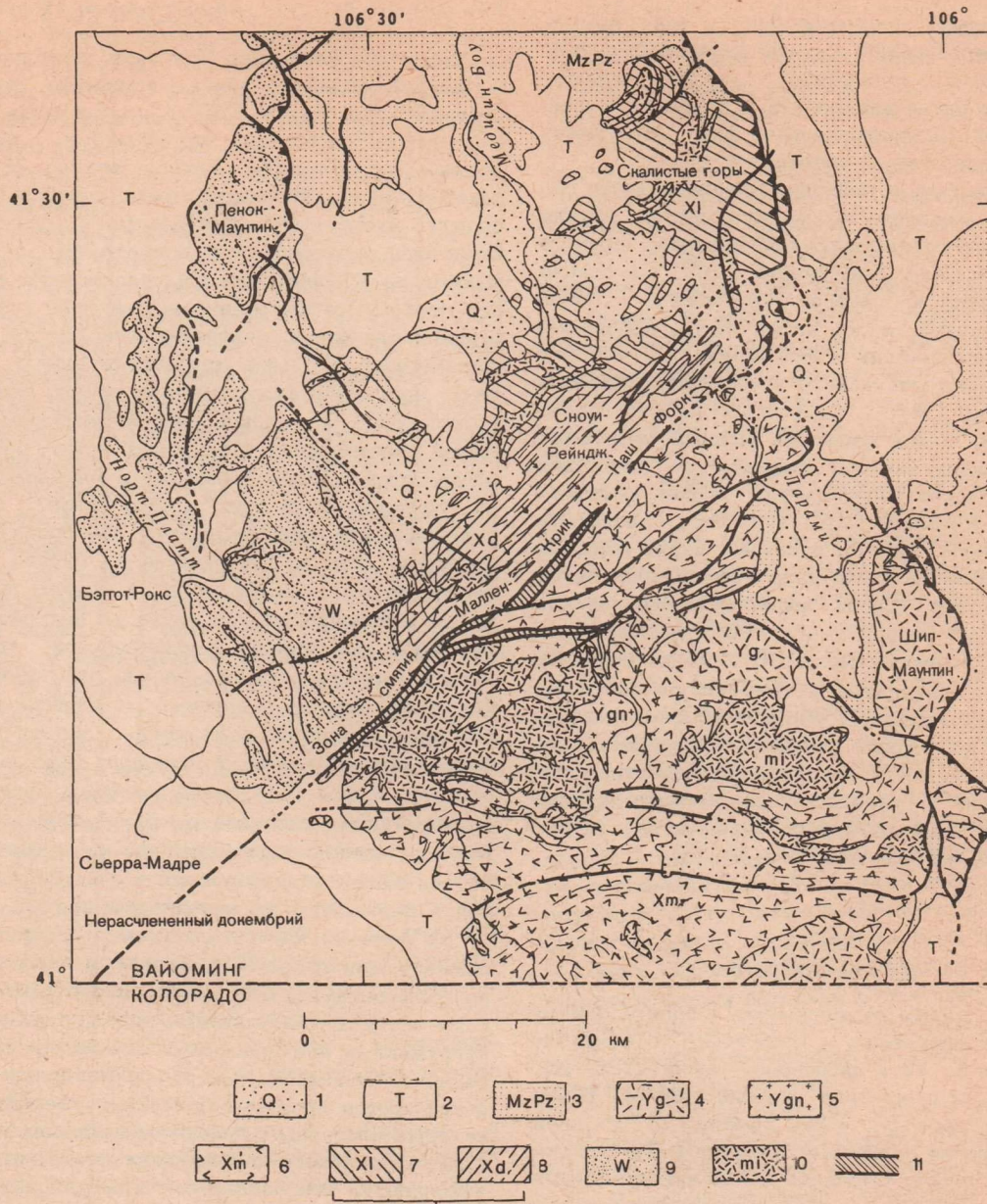


Рис. 19. Карта северной части гор Медисин-Боу в штате Вайоминг, показывающая распространение пород докембрия W и X и их соотношения с окружающими фанерозойскими отложениями. Зона смятия Маллен-Крик – Наш-Форк разделяет докембрийские провинции Центральных и Южных Скалистых гор [106, 105].

1 – четвертичные отложения (ледниковые отложения и аллювий); 2 – третичные отложения (палеоцен-миоцен); 3 – мезозой и палеозой; 4 – граниты Шерман, 1335 млн. лет; 5 – гнейсо-граниты, 1410 млн. лет; 6 – парагнейсы, 1715 млн. лет. *Супракрустальная толща*, 1550–1650 млн. лет (7–8); 7 – группа Либби; 8 – формация Дип-Лейк; 9 – ортогнейсы и парагнейсы (2400 млн. лет); 10 – основные интрузии (различного докембрийского возраста); 11 – катакластические породы в зоне смятия.

Менее изучен стратиграфический разрез, слагающий возвышенность южной части района. Породы фундамента с кеноранскими датировками обнажены в гнейсовом куполе с оболочкой, расположенном на горе

Бэр на западе района (Wgn). Далее к востоку на горе Харни-Пик и в ее окрестностях крупный гранитный плутон (Xg) протыкает ранее смятые и разбитые разрывами супракрустальные образования [180];

плутон окружен сериями пегматитовых жил. Калий-аргоновый и уран-свинцовый методы датирования указывают, что граниты и пегматиты имеют возраст 1620–1680 млн. лет и внедрились в течение поздне-тектонической или посттектонической фаз орогенеза "Блэк-Хилс" (=гудзонскому орогенезу) [81].

В южном Вайоминге в приводораздельной части гор на севере хребта Медисин-Боу распространена другая мощная толща супракрустальных образований, которую много лет назад изучал Блэкуелдер [20]. На севере участка она залегает на гнейсах фундамента (Wgn) и моноклинально круто падает на юг по направлению к зоне смятия Маллен-Крик – Наш-Форк, которая отделяет ее от кристаллического комплекса Централь-ных Скалистых гор (Xm и т.д.) (рис. 19). В основании этой толщи, общая мощность которой достигает 11 тыс. м, выделены мощные кварциты (формация Дип-Лейк), несогласно перекрытые более разнообразным набором формаций (группа Либби), включающим проблематичные тиллиты в нижней части разреза, несколько выдержанных пачек кварцитов и далее вверх по разрезу глинистые сланцы, зеленокаменные вулкани-ты и карбонатные породы с обильными хорошо сохранившимися строматолитами [106]. Общий характер разреза миогеосинклинальный в противоположность эв-геосинклинальному характеру большей части разреза гор Блэк-Хилс. Полученные рубидий-стронциевым ме-тодом по валовым пробам изохроны указывают, что разрез отложений хребта Медисин-Боу древнее 1550 млн. лет и моложе гнейсов фундамента, имею-щих возраст 2350–2400 млн. лет [105].

ДОКЕМБРИЙ У

К востоку от хребта Медисин-Боу в хребте Ларамии в зоне смятия Маллен-Крик – Наш-Форк отмечено тело анортозитов (Ya) площадью около 780 км² [146]; анортозиты прорывают древние гнейсы (Wgn), которые слагают северную часть хребта, и в свою очередь прорываются гранитами Шерман (Ygl), слагающими южную часть. Согласно калий-аргоновым оп-ределениям по роговым обманкам, анортозиты имеют минимальный возраст 1510 млн. лет [104], а воз-раст гранитов 1410 млн. лет.

Северные Скалистые горы

В настоящей работе под Северными Скалистыми горами понимается горная область западной части штата Монтана и северной части штата Айдахо. Большая часть юго-западной половины этих гор сло-жена громадной плутонической массой мезозойского батолита Айдахо (Kg, Kgn), но значительная остальная часть, простирающаяся на север через го-сударственную границу в Канаду, сложена супракру-стальными образованиями позднедокембрийского воз-раста, главным образом отложениями надгруппы Белт (Y) и менее широко распространенными более молодыми отложениями группы Уиндермир (Z) на северо-западе.

Надгруппа Белт, или Белтская (надгруппа Перселл в Канаде), обнажена почти непрерывно на площади около 78 тыс. км² в США и, кроме того, на площади 26 тыс. км² в Канаде, что является наиболее об-ширным полем распространения хорошо сохранившихся докембрийских супракрустальных пород в стране. На большей части этого пространства слои надгруппы Белт лишь наклонены или покороблены, разбиты раз-рывами на крупные блоки и подвергнуты лишь в сла-бой степени метаморфизму – поистине замечательная сохранность пород, учитывая истекшие со времени их образования 900 млн. лет последующего докембрий-ского времени и фанерозойское время. Отложения над-группы Белт оставались слабонарушенными вплоть до эпохи мезозойского и раннетретичного орогенеза (ла-рамийского и более древнего) в Кордильерах. В ре-зультате движений этих орогенических эпох значи-тельная часть надгруппы Белт приобрела аллохтонное залегание, будучи перемещена на многие километры на восток по надвигу Льюис и другим пологим над-вигам и оказавшись надвинута на палеозойские и ме-зозойские образования Кордильерской миогеосинкли-нали и форланда. На юго-западе они также прорваны батолитом Айдахо и другими мезозойскими плутона-ми, вблизи которых отложения метаморфизованы до амфиболитовой фации. В пределах этой западной части области, кроме того, имеется толща гнейсов (Ym), превосходящая смежные с ней образования надгруппы Белт по степени метаморфизма и сложности строения, но она могла образоваться за счет белтских отложе-ний в результате магматической деятельности [31].

На большей части поля своего распространения от-ложения надгруппы Белт являются наиболее молодыми из сохранившихся отложений, но местами на них зале-гают останцы палеозойских пород, а на периферии они погружаются под палеозойские и более молодые обра-зования. Отложения надгруппы Белт, как правило, пе-рекрываются среднекембрийскими кварцитами Флатхед, которые отделены от нижележащих слоев незначи-тельным структурным несогласием или перерывом осадко-накопления. Эти взаимоотношения породили устойчивое заблуждение, а именно что надгруппа Белт должна быть помещена в самом веру докембрия, если не в раннем кембрии; Дэли [45] предложил даже коррели-ровать большую часть объема надгруппы Белт с ниж-не- и среднекембрийскими формациями, распространен-ными севернее в Скалистых горах. Значительно позд-нее Дейс [49] показал, что слои надгруппы Белт регионально срезаются вышележащим средним кемб-рием (правда, результаты его работы были до неко-торой степени испорчены предположением, что раз-личные формации, составляющие надгруппу Белт, име-ют постоянную мощность). Кроме того, десятилетием

¹ Сводку данных по надгруппе Белт на 1963 г. см. в работах [177, 178]; более поздняя информация и работы по канадской части этих образований [162, 70], а по части, распространенной в США, см. [98, 99].

раньше Уолкер [216] установил, что позднедокембрийская группа Уиндермир на северо-западе несогласно налегает на отложения надгруппы Белт, доказав таким образом, что сама надгруппа Белт относится к значительно более древнему докембрию, чем предполагали до этого времени (см. стр. 54).

На юго-восточном краю поля своего распространения в горах Литл-Белт и в районе Три-Форкс в юго-западной Монтане надгруппа Белт залегает на древнем докембрийском кристаллическом фундаменте Wgn) с кеноранскими и гудзонскими датировками (стр. 49). Близ Три-Форкс надгруппа Белт на юге граничит с расчлененной и частично поднятой по разрывам возвышенностью, сложенной кристаллическими породами, вблизи которой отложения надгруппы Белт представлены грубыми валунными фациями (формация Ла-Худ), совершенно непохожими на обычно тонкозернистые белтские осадки [135]; это, очевидно, местная особенность. Выклинивание белтских отложений в восточном направлении должно существовать также к северу от гор Литл-Белт; линия, по которой белтские отложения перекрывают фундамент в этом северном районе, ныне скрыта под надвиговым покровом Льюис. Далее к западу в поле распространения отложений надгруппы Белт их фундамент нигде не выходит на поверхность; более того, все отложения, распространенные западнее выходов белтских отложений, более молодые, так что здесь нет указаний на существование на западе какого-либо бордерленда.

Вдоль восточного края выходов, как, например, в горах Белт-Маунтинс и в национальном парке Глейшер, надгруппа Белт достигает мощности около 6100 м и легко подразделяется на полдюжины или дюжину четко различающихся формаций, включая два выдержанных карбонатных подразделения (Ньюлент, или Алтин, внизу Хелина, или Сайи, вверху), несколько подразделений светло-красных аргиллитов и (близ государственной границы) лавы Перселл - единственные вулканические породы в этом разрезе или вообще в надгруппе Белт.

Эти фации являются краевыми по отношению к главной области распространения белтских отложений на западе. Близ вероятного центра первичного бассейна осадконакопления наблюдаемые частные разрезы надгруппы Белт имеют мощность до 15 тыс. м, а общая мощность, вероятно, превышает 20 тыс. м. Здесь контрастность осадков сглаживается и границы формаций становятся расплывчатыми. Большая часть отложений представлена алевролитами, которые постепенно переходят, с одной стороны, в аргиллиты, а с другой - в тонкозернистые кварциты. Красные цвета замещаются коричневыми; карбонатные породы переходят в известковые алевролиты, содержащие несколько маломощных прослоев известняков. Примечательной чертой толщи являются почти повсеместные свидетельства осаждения в мелководном бассейне, о чем свидетельствуют трещины усыхания, текстуры врезания и заполнения эрозионных ложбин, слепки кристаллов соли и другие осадочные текстуры. Все указывает на то, что эта огромная масса тонкозернистых осадков снесена с области кратона, расположенного восточнее и юго-восточнее.

Как мы вскоре увидим, радиологические данные показывают, что накопление белтских осадков продолжалось в течение приблизительно 500 млн. лет - промежутка времени, равного большей части фанерозоя начиная с ордовика. Если исходить из предположения о непрерывности осадконакопления, то даже огромная общая известная мощность надгруппы Белт кажется несоответствующей такому интервалу времени. Это привело к предположению, что разрез надгруппы Белт должен содержать несколько скрытых несогласий, отражающих длительные перерывы [150]. Действительно, несколько несогласий наблюдалось в отдельных местах, но они, по-видимому, незначительные и локальные. Наилучшим объяснением может быть то, что здесь происходило "длительное полунепрерывное осадконакопление, нарушаемое многочисленными перерывами" [98].

Как в США, так и в Канаде, в разных районах подразделения надгруппы Белт именовались по-разному и их корреляция неоднократно обсуждалась. В последние десятилетия большинство взаимоотношений было выяснено, что привело к выделению крупных региональных подразделений. В главном поле выходов белтских отложений они могут быть отображены на Геологической карте. Поэтому на карте показано подразделение Y1, представленное алевролитами, аргиллитами и кварцитами и включающее формацию Причард и группу Равалли на юго-западе площади; подразделение Y2, представленное карбонатными породами и известковыми алевролитами, включающее формацию Уоллас на западе и известняки Хелина и Сайи далее на востоке, и подразделение Y3, вновь представленное алевролитами, аргиллитами и кварцитами, включающее группу Мизула. Подобные крупные подразделения могут быть выделены также в других, меньших полях распространения белтских отложений, особенно на юго-востоке, но они не могут быть показаны в масштабе карты; эти площади показаны просто как нерасчлененные отложения Y.

Свежий облик белтских пород и их сохранившиеся осадочные текстуры побуждали геологов со времен Уолкота [215] искать ископаемые остатки организмов. В результате были обнаружены обильные и хорошо сохранившиеся строматолиты (в карбонатных породах на многих уровнях), которые, казалось, пригодны для создания по крайней мере местной схемы зонального расчленения [174], а также другие вероятные организмы, такие, как бактерии. Сообщалось, что обнаружены также следы более развитых форм жизни (Metazoa), такие, как ходы червей, следы ползания и обломки раковин, но эти остатки проблематичны, а некоторые из них являются явно неорганическими осадочными текстурами. Предполагаемая брахиопода *Obolella montana* Fenton и Fenton, очевидно, является водорослевым строматолитом [32].

Для докембрийского стратифицированного разреза надгруппы Белт получены довольно многочисленные радиологические данные о возрасте, но это либо косвенные данные, либо неоднозначные и противоречивые [150, 98]. Пределы абсолютного возраста толщи Белт установлены на том основании, что ее кристал-

лический фундамент имеет возраст 1700 млн. лет, а жилы, секущие ее верхнюю часть (формацию Гарнет-Рейндж группы Мизула), имеют возраст 760 млн. лет. Для самих белтских осадков датировки получены приблизительно с дюжины уровней от основания до кровли по глаукониту, биотиту и аргиллиту рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами; эти датировки колеблются от более чем 1300 млн. лет до менее чем 900 млн. лет; лавы Перселл и связанные с ними интрузии близ основания группы Мизула (Y3) дают калий-аргоновую датировку около 1100 млн. лет. Кроме того, датировка 1500 млн. лет получена для гнейсов (Ym), произошедших, вероятно, за счет нижней части белтских отложений, но их значение спорно. Имеющиеся данные свидетельствуют, таким образом, что накопление отложений надгруппы Белт продолжалось по крайней мере 400, а возможно, 500 млн. лет. Данные, касающиеся времени завершения белтского осадконакопления, можно получить из датировок пород вышележащей группы Уиндермир.

ДОКЕМБРИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ШТАТА АЙДАХО

В восточной части центрального Айдахо, к юго-востоку от батолита Айдахо и к северу от равнины Снейк-Ривер палеозойские отложения, слагающие различные хребты, подстилаются мощной толщей обломочных осадочных пород, которые обычно рассматриваются в качестве эквивалентов надгруппы Белт и которые в соответствии с этим показаны на Геологической карте как докембрий Y. Разрез этих отложений и их состав описаны Руппелем [181].

Их мощность, вероятно, превышает 9150 м, их тектоническая структура сложна вследствие главным образом мезозойских деформаций, и весь разрез не обнажается в каком-либо одном районе. Они слабо регионально метаморфизованы (хлоритовая и биотитовая зоны), а северо-западнее, близ батолита, на них наложился дополнительный метаморфизм. Разрез расчленяется на залегающую внизу формацию Йеллоуджэкет, сменяемую вверх по разрезу группой Лемхи, состоящей из пяти формаций, и венчающую формацию Суогер.

Осадочные отложения этой области напоминают типичные белтские отложения — они представлены мощной толщей обломочных осадков, залегающих между древними докембрийскими кристаллическими образованиями (распространен восточнее) и перекрывающими их палеозойскими отложениями. Однако в деталях отложения обеих областей имеют удивительно мало общего. В противоположность надгруппе Белт с преобладающими алевролитами отложения центрального Айдахо представлены мелко- или среднезернистыми полевошпатовыми песчаниками. Известняки и доломиты практически отсутствуют, а строматолиты редки. Песчаники не обнаруживают осадочных текстур, указывающих на мелководное осадконакопление, характерное для отложений надгруппы Белт. Исследователи не в состоянии найти какие-либо черты сходства в деталях строения двух толщ, которые позволили бы провести

корреляцию, так что предлагаемая корреляция, основанная на общем характере разрезов [181], весьма ненадежна. По-видимому, существует единственная причина наблюдаемых различий: толща докембрийских отложений центрального Айдахо и перекрывающие ее палеозойские отложения перемещены в результате образования мезозойских надвигов в восточном направлении на значительное расстояние от места их первоначального накопления; имеющиеся данные свидетельствуют, что перемещение произошло на расстояние более 160 км. Очевидно, два докембрийских бассейна осадконакопления, характеризующиеся различными условиями, были приведены в соприкосновение.

Дополнительные данные по докембрийским отложениям центрального Айдахо приведены Армстронгом [6]. Он находит, что гранито-гнейсы близ Салмона в штате Айдахо, показанные на Геологической карте как восточная апофиза батолита Айдахо, имеют возраст около 1500 млн. лет по определениям рубидий-стронциевым методом, и, таким образом, относятся к раннему докембрию Y. Этот вывод влечет за собой много следствий. В частности, можно предполагать, что породы, пересекающие среднюю часть батолита, имеют раннедокембрийский возраст. На Геологической карте наиболее сильно метаморфизованная их часть, действительно, показана как X_m, но Армстронг полагает, что и остальная часть, показанная на карте как метаморфизованные белтские образования (Y) или как "краевая фация батолита Айдахо" (Kgn), также должна быть показана как X_m. Более того, гнейсы с возрастом 1500 млн. лет явно прорывают докембрийскую осадочную толщу центрального Айдахо, что приводит к выводу об ее добелтском возрасте, а именно это может быть или ранний докембрий Y, или докембрий X. Проведенные до сих пор исследования, касающиеся этих интересных проблем, еще недостаточны для того, чтобы получить определенный ответ.

ДОКЕМБРИЙ Z

На северо-западном краю поля ее распространения надгруппу Белт перекрывает группа Уиндермир — более молодая докембрийская супракрустальная толща. В типичном виде она распространена в горах Перселл и Селкерк на юго-востоке Британской Колумбии, откуда она простирается на север вдоль большей части Канадских Кордильер [70]. Она протягивается также на юг в северо-восточный угол штата Вашингтон, в частности в округ Металин [156], но здесь эти отложения сохранились лишь в виде небольших разобнесенных останков (Z). Части группы Уиндермир известны на протяжении многих лет; так, часть, распространения вдоль государственной границы, выделялась как "серия Саммит" Дэли [45], который полагал, что она является эквивалентом белтских отложений более восточных районов. Осознание этих различных частей как новой и до того времени неизвестной сущности впервые осуществлено Уолкером [216], чье открытие явилось одним из наиболее существенных вкладов в познание геологии докембрия Северной Америки в текущем столетии. Тем не менее даже вплоть до наших

дней группа Уиндермир остается странным образом непознанной; большинство геологов в США игнорируют ее или неправильно интерпретируют.

Группа Уиндермир несогласно залегает на белтских отложениях и намечает начало нового цикла осадконакопления. Местные несогласия между двумя этими толщами незначительны, но регионально группа Уиндермир залегает на различных подразделениях верхней части надгруппы Белт; ее базальные пласты содержат обильные обломки белтских пород, часть из которых метаморфизована. Несогласия отражают событие, называемое "орогенезом Ист-Кутеней", которое выразилось в эпейрогеническом поднятии в районе гор Перселл и местами в интрузивной деятельности [70].

В пределах расположенной на западе главной геосинклинальной области осадочный цикл группы Уиндермир практически непрерывно сменяется палеозойскими отложениями. (Действительно, наиболее верхние подразделения группы Уиндермир в первоначальном понимании Уокера, а именно формации Хамилл, Лардо и т.д., содержат, как выяснилось, нижнекембрийские окаменелости и ныне исключены из состава группы Уиндермир.) В восточном направлении в краевой части поля распространения группы Уиндермир в ее кровле наблюдается перерыв осадконакопления; на отрезке Банфф - Джаспер Скалистых гор уиндермирские отложения (группа Миетт) несогласно перекрываются нижнекембрийскими кварцитами. Окаменелости в группе Уиндермир (в узком понимании) не отмечены, за исключением *Chuaria*, встреченной в группе Миетт [86] и напоминающей окаменелости из группы Чуар Большого каньона (стр. 67).

Мощность группы Уиндермир в юго-восточной Британской Колумбии и прилежащих частях штата Вашингтон достигает 4600-6100 м; это умеренная величина по сравнению с мощностью нижележащей надгруппы Белт, но тем не менее впечатляющая. Близ государственной границы разрез толщи включает (снизу вверх): конгломераты Тоби (Шедруф), вулканиты Айрин (Леола) и формацию Хорстиф-Крик (Монк); последняя сменяется вверх по разрезу нижнекембрийскими кварцитами Хамилл (Джипси). (Южнее в штате Вашингтон первые два подразделения объединены в формацию Хаклберри.)

Формация Айрин представлена подушечными лавами основного состава с прослойками туфов, которые выклиниваются на небольшом расстоянии к северу от границы. Формация Тоби является регионально распространенным подразделением, имеющим изменчивую мощность; большая часть этой формации сложена грубыми диамиктитами, состоящими из обломков всех размеров и представленными в основном белтскими породами, но включающими также немногочисленные обломки гранитов и гнейсов, которые снесены с расположенного восточнее кратона. Диамиктиты вновь являются в нижней части формации Монк (вероятно, далее к северу они связаны с основным телом формации Тоби), но большая их часть представлена неоднородной смесью филлитов, карбонатных пород и кварцитов. Формация Тоби и нижняя часть формации Монк являются, вероятно, морскими ледниковыми отложе-

ниями, снесенными льдами с расположенной восточнее суши, и, по-видимому, отражают эпоху всемирного похолодания в позднекембрийское время [1].

Время начала уиндермирской седиментации (и, стало быть, конца белтской седиментации) является важным рубежом в докембрийской эволюции области Кордильер, но этот уровень охарактеризован лишь скудными данными радиологических определений возраста. Определения возраста гранитных штоков в области Перселл, которые, как полагают, образовались во время "орогенеза Ист-Кутеней", дают противоречивые результаты, - датировки, полученные калий-аргоновым методом, равны 705-770 млн. лет, а возраст, определенный по изохроне, полученной рубидий-стронциевым методом, равен 1260 млн. лет [70]; если последняя датировка ближе к истинному возрасту, то следует полагать, что интрузии, внедрились в течение накопления позднебелтских осадков. Вулканиты из нижней части группы Уиндермир в штате Вашингтон (эквиваленты формации Айрин) по недавним определениям калий-аргоновым методом в валовых пробах и мономинеральных фракциях имеют возраст 829-918 млн. лет [138]; это предполагает, что накопление уиндермирских осадков началось, вероятно, за 300 млн. лет до начала кембрия.

Южные Скалистые горы¹

Южными Скалистыми горами называют хребты, которые простираются от штата Вайоминг на юг, через центральную часть штата Колорадо в северную часть штата Нью-Мексико. Эти хребты, подобно хребтам Централных Скалистых гор, являются поднятиями, в ядрах которых обнажены докембрийские образования, но они более тесно сближены, и разделяющие их низменности значительно уже, чем и отличаются от расположенных севернее поднятий. На востоке Южные Скалистые горы по резкой границе сменяются Великими равнинами, в то время как на западе через зону промежуточных хребтов и плато они сливаются с плато Колорадо (рис. 20).

К Великим равнинам обращен Передовой хребет - грандиозное нагорье длиной 400 км и шириной 50-95 км; на севере в Вайоминге он разветвляется на хребты Ларамии и Медисин-Боу, а на юге штата Колорадо оканчивается ответвлением, известным под названием горы Уэт. К югу от этого окончания над окружающей местностью возвышаются горы Сангре-де-Кристо, которые образуют фронтальный хребет, простирающийся на юг в штат Нью-Мексико и оканчивающийся близ Санта-Фе. К западу от Передового хребта протягивается столь же длинный, но более узкий хребет Парк, а за ним - короткий и широкий хребет Савач длиной 145 и шириной 65 км, в котором расположена высочайшая вершина Скалистых гор - гора Элберт высотой 4399 м. За хребтом Савач располо-

¹ Полезной сводкой данных по докембрийским породам и событиям Южных Скалистых гор, а также по взаимоотношениям их с фанерозойскими образованиями является работа Туито [206].

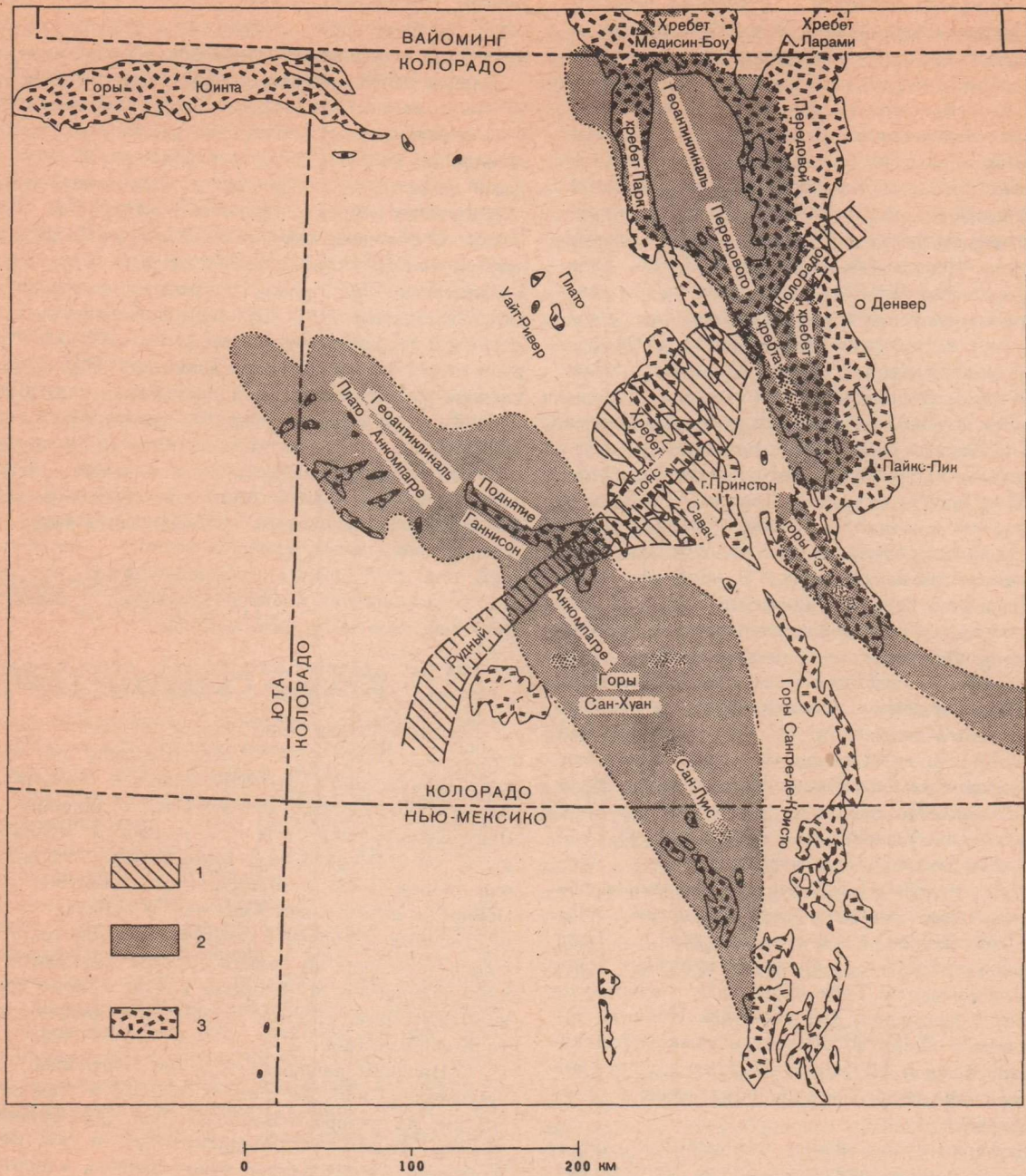


Рис. 20. Карта Южных Скалистых гор в штатах Колорадо в Нью-Мексико, показывающая выходы докембрийских пород, положение позднепалеозойских геоантиклиналей и Рудного пояса Колорадо и местонахождения, упомянутые в тексте. Положение Рудного пояса Колорадо и палеозойских геоантиклиналей приведено по [207, 136].

1 - Рудный пояс Колорадо; 2 - геоантиклинали позднего палеозоя; 3 - выходы докембрийских пород.

жены менее высокие возвышенности, все еще перекрытые фанерозойскими слоями; докембрийские образования вскрываются здесь только в глубоких врезях и каньонах. Это плато Уайт-Ривер на северо-западе, плато Анкомпагре на западе и почти рядом с последним - возвышенность вдоль реки Ганнисон; здесь в отвесных стенках каньона Блэк-Каньон, имеющих вы-

соту 700 м, обнажены докембрийские породы. К юго-западу от хребта Савач лежит обширное вулканическое поле кайнозойских пород гор Сан-Хуан; на юго-западном краю этого поля в куполообразных горах Нидл вновь обнажены докембрийские образования.

Как и на севере, главнейшие черты структуры Южных Скалистых гор определились в результате позд-

немелового – раннетретичного (ларамийского) орогенеза, но здесь в большей степени проявилась интрузивная и вулканическая деятельность. Одним из результатов этой деятельности является формирование Рудного пояса Колорадо, который простирается диагонально в северо-восточном направлении вкост всех хребтов [207] и включает большинство богатых рудных месторождений штата Колорадо; пояс характеризуется наличием большого числа разрывов, жил и интрузивных штоков, а также крупным плутоном горы Принстон, расположенным в южной части хребта Савач (Kg3, Ti).

Геологические соотношения в Южных Скалистых горах осложнены также более ранними, чем ларамийские, фанерозойскими, орогеническими событиями, особенно позднепалеозойскими, во время которых образовались геосинклинали и прогибы, отличающиеся по положению в простирании от ларамийских структур – геосинклинали Передового хребта на месте Передового хребта и северной части хребта Парк и геосинклинали Анкомпагре – Сан-Луис на месте плато Анкомпагре и гор Сан-Хуан (рис. 20) [136].

Общая схема строения докембрийских образований и их структуры в Южных Скалистых горах яснее, чем в более северных районах, из-за большей близости хребтов, но детали с трудом поддаются изучению из-за более сложной фанерозойской истории. Наиболее запутанная картина наблюдается в Рудном поясе Колорадо, где ларамийский интрузивный магматизм, образование разрывов и минерализация наложены на древнюю зону смятия, образовавшуюся в докембрийское время. Эрозия и седиментация, обусловленные палеозойскими орогеническими событиями, породили различия слоев, залегающих на докембрии в различных местах: в прогибах это нижнепалеозойские шельфовые отложения (например, в хребте Савач), на крыльях геосинклиналей – верхнепалеозойские обломочные отложения (например, в Передовом хребте и в горах Сангре-де-Кристо), а на сводах геосинклиналей – мезозойские слои (например, на плато Анкомпагре).

ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС ДОКЕМБРИЯ

Докембрийские образования Южных Скалистых гор представлены комплексом парагнейсов, в которые включены многочисленные мелкие и крупные гранитные плутоны. К югу от зоны смятия Маллен-Крик – Наш-Форк в южном Вайоминге все докембрийские породы имеют гудзонский и более поздний возраст, а кенорские датировки не известны. Поэтому все докембрийские образования Южных Скалистых гор отнесены к докембрию X или к более молодым подразделениям, а породы докембрия W не выделяются, если, конечно, они здесь вообще когда-либо существовали.

Преобладающие парагнейсы (формация Айдахо-Спрингс Передового хребта) представлены биотит-кварц-полевошпатовыми гнейсами, образовавшимися за

счет первоначальной мощной геосинклиальной толщи глинистых сланцев и граувакк; в гнейсах присутствуют многочисленные линзы и прослои амфиболитов (гнейсы Суондаик Передового хребта), образовавшихся за счет первично-вулканических пород. Единственной выделяющейся из общего ряда этих пород разновидностью являются смятые в синклинали кварциты передового фаса гор к северо-западу от Денвера [222]. Гнейсы пластически смяты в крутые складки северо-западного или запад-северо-западного простирания; по степени метаморфизма они отвечают алмадин-амфиболитовой фации. Местами наблюдаются реликты более древней и более открытой складчатости приблизительно того же простирания; на эти оба ряда структур наложена более поздняя катакlastическая деформация, в результате чего образовались зоны дробления, особенно заметные в Рудном поясе Колорадо, приблизительно в средней части Передового хребта и в северной части хребта Савач [207].

Рубидий-стронциевые определения по валовым пробам и полевым шпатам указывают, что возраст главной деформации гнейсов равен 1750 млн. лет; более ранние деформации и первичное накопление осадков могли происходить не ранее 100 млн. лет до этого [103]; в соответствии с этим гнейсы на Геологической карте показаны под индексом Xm. Они могут являться эвгеосинклиальным эквивалентом миеосинклиальных образований докембрия X северной части хребта Медисин-Боу [105].

ГРАНИТОИДЫ ДОКЕМБРИЯ X И Y

В парагнейсах залегают гранитоиды, слагающие почти половину площади выходов докембрийских пород. В Передовом хребте и в других районах они расчленяются на три группы, имеющие различный возраст, причем каждая более молодая группа внедрялась во все более верхние слои коры [158].

Древнейшая группа (Xg), примером которой являются граниты Боулдер-Крик в Передовом хребте, слагает согласные плутоны в парагнейсах и является синорогенической по отношению к главным деформациям; возраст ее – гудзонский, около 1700 млн. лет. Значительно шире распространения средняя группа (Yg1) представленная, например, гранитами Шерман хребта Ларамии и гранитами Силвер-Плам Передового хребта в более южных районах, в целом одновозрастна с заключительной катакlastической деформацией гнейсов и имеет элсонский возраст (1390–1450 млн. лет). Наиболее молодая группа (Yg2), или граниты Пайкс-Пик, распространена только в южной части Передового хребта, где она слагает огромный плутон, обнажающийся на площади 3100 км² и несколько побочных тел; эти граниты посторогенические и имеют гренвиллский возраст (около 1040 млн. лет) [102].

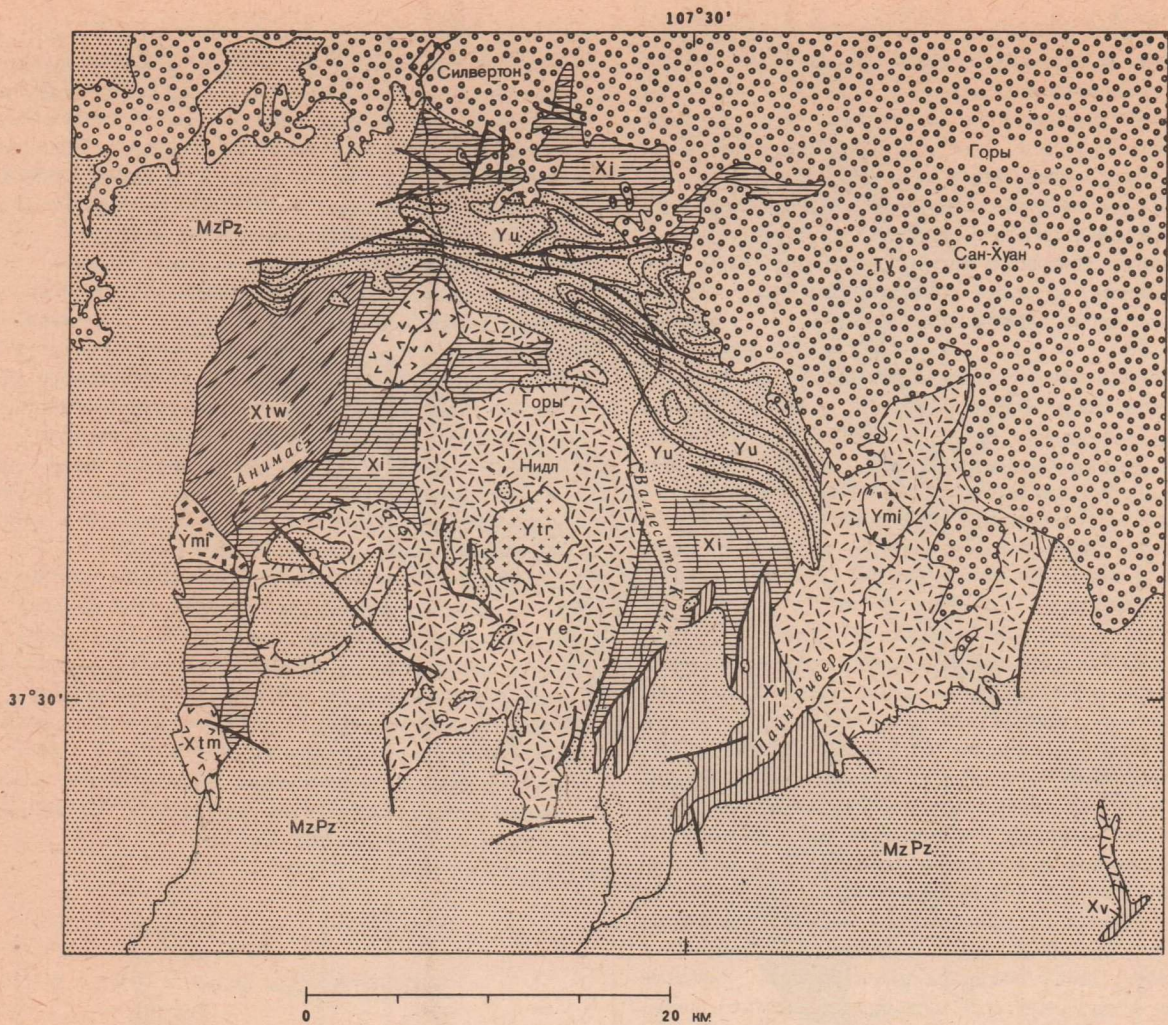


Рис. 21. Карта распространения докембрия X и Y в горах Нидл, юго-западное Колорадо [8]; фанерозойские отложения показаны по другим источникам.

1 - третичные вулканические породы; 2 - мезозой и палеозой; 3 - граниты Тримбл (1350 млн. лет); 4 - граниты Иолес (1460 млн. лет); 5 - диориты и габбро; 6 - формация Анкомпагре (кварциты с прослоями аргиллитов); 7 - граниты Тенмайл (1700-1720 млн. лет) и граниты Бейкерс-Бридж; 8 - гранито-гнейсы Туилайт (1780 млн. лет); 9 - формация Эрвинг; 10 - конгломераты Валлесито.

ДОКЕМБРИЙ ГОР НИДЛ

Докембрийские образования гор Нидл, расположенных на краю вулканического поля Сан-Хуан в юго-западном Колорадо, более разнообразны, чем где-либо в других районах Южных Скалистых гор, и поэтому давно интересовали геологов, но их взаимоотношения были выяснены лишь недавно благодаря детальному картированию и радиологическому датированию [8, 19] (рис. 21).

Древний метаморфический комплекс (Xm) представлен конгломератами Валлесито, обломочный материал которых образовался за счет размыва еще более древних пород; выше по разрезу залегает формация Эрвинг, представленная амфиболитами, парагнейсами и метаграувакками. Этот комплекс смят в крутые складки северного и северо-восточного простираний; степень его метаморфизма соответствует амфиболитовой фации; комплекс прорван синтетектоническими гра-

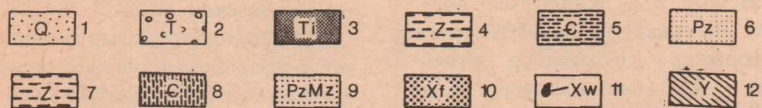
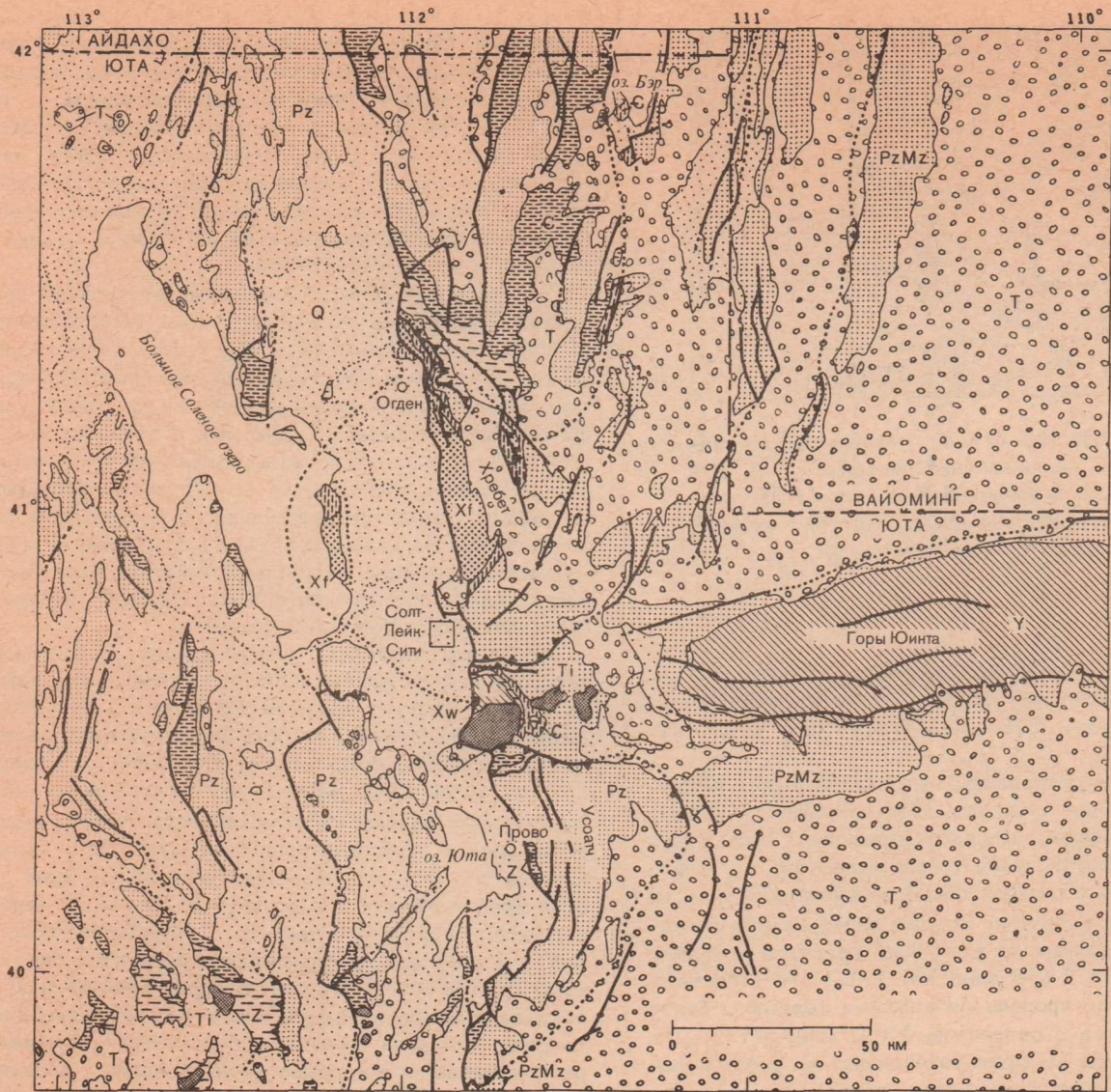


Рис. 23. Геологическая карта северо-восточной части штата Юта, показывающая породы докембрия X, Y и Z в восточной части Большого Бассейна, а также в примыкающих с востока горах и плато, которые являются частями аллохтона и автохтона мелового орогенического пояса Севир. Составлена по Геологической карте штата Юта (1963 г.) с дополнениями по опубликованным и рукописным материалам М. Криттендена мл.

1 - четвертичные межгорные отложения; 2 - третичные посторогенические отложения (включая часть верхнего мела); 3 - третичные интрузивные породы. *Породы аллохтона* (4-6): 4 - супракристалльные породы докембрия Z; 5 - кембрий; 6 - палеозой. *Породы автохтона* (7-12): 7 - супракристалльные породы докембрия Z; 8 - кембрий; 9 - палеозой и мезозой; 10 - комплекс Фармингтон-Каньон; 11 - формация Литл-Уиллоу; 12 - супракристалльные породы докембрия Y.

верной части хребта Уосатч, а в южной части этого хребта, во фронтальной части покрова, они на поверхность не выходят. При последующем изложении мы сначала коснемся данных о докембрии автохтона, а

затем будет рассмотрен докембрий аллохтона северной части хребта Уосатч и районов, расположенных севернее и западнее.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ (ДОКЕМБРИЙ X)

Кристаллический фундамент автохтона (Xm) обнажен в центральной части хребта Уосатч, западнее на одном из островов Большого Соленого озера (рис. 23) и в 250 км восточнее на северном склоне гор Юинта.

Комплекс Фармингтон-Каньон [55] слагает переднюю часть хребта Уосатч на протяжении 40 км между Огденом и Солт-Лейк-Сити. Он представлен кристаллическими сланцами кислого состава, по степени метаморфизма отвечающих амфиболитовой фации и образовавшихся за счет первичной осадочной толщи мощностью более 3000 м; кристаллические сланцы пронизаны гранитами и пегматитами. Приблизительно в 25 км южнее на небольшом участке, расположенном между устьями каньонов Биг-Коттонвуд и Литл-Коттонвуд (не показан на Геологической карте; см. рис. 23), обнажается формация Литл-Уиллоу; породы этой формации похожи на описанные выше кристаллические сланцы, но не содержат инъекций магматического материала, напоминая в этом отношении кварциты Ред-Крик гор Юинта (см. ниже). Вверх по разрезу формация Литл-Уиллоу сменяется супракрустальными образованиями докембрия Y, но они в северном направлении выклиниваются, и комплекс Фармингтон-Каньон перекрываются здесь непосредственно кварцитами Тинтик, являющимися базальными слоями кембрия. Комплекс Фармингтон-Каньон имеет глэзонский возраст, равный 1640-1700 млн. лет, согласно определениям калий-аргоновым методом по роговым обманкам, и несколько более молодой, согласно определениям рубидий-стронциевым методом по мусковиту [224]. Для формации Литл-Уиллоу не получены датировки, соответствующие докембрийскому возрасту; для нее определен возраст лишь от 27 до 29 млн. лет, что обусловлено влиянием близрасположенных третичных плутонов.

Близ восточного окончания гор Юинта, на их северном склоне, из-под отложений группы Юинта-Маунтин, относящихся к докембрию Y, в небольшом эрозионном окне вскрываются кварциты Ред-Крик [95]. Определения возраста пород толщи Ред-Крик, проведенные по мусковиту рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами, дают датировки 2320 и 1520 млн. лет соответственно. Большее значение, вероятно, близко к минимальному возрасту этой формации, которая накапливалась, по-видимому, в начальный период докембрия X или даже в докембрии W. Тем не менее ее общие черты весьма напоминают образования докембрия X более восточных и западных районов, в соответствии с чем она и показана на Геологической карте.

ФОРМАЦИЯ БИГ-КОТТОНВУД (ДОКЕМБРИЙ Y)

В районе Коттонвуд к юго-востоку от Солт-Лейк-Сити кристаллический фундамент, сложенный формацией Литл-Уиллоу, сменяется верх по разрезу несогласно залегающей формацией Биг-Коттонвуд (Y) — толщей кварцитов с прослоями разнообразных

глинистых сланцев, имеющую общую мощность 5000 м [56]. Ее породы не метаморфизованы (исключая участки вблизи третичных плутонов), а слои полого падают на восток под супракрустальные образования докембрия Z и кембрия. Знаки ряби, косая слоистость и конгломераты, образованные комками глины, хорошо сохранились, указывая на осадконакопление в мелководных условиях. Для формации Биг-Коттонвуд, как и для других докембрийских супракрустальных пород восточной части Большого Бассейна, нет радиологических данных о возрасте, но на основе соотношений с подстилающими и перекрывающими породами обычно полагают, что она является эквивалентом некоторой части образований докембрия Y Северных Скалистых гор (надгруппы Белт).

ТИЛЛИТЫ МИНЕРАЛ-ФОРК И ФОРМАЦИЯ МЬЮТЬЮЕЛ (ДОКЕМБРИЙ Z)

В верховьях реки Биг-Коттонвуд и в других близрасположенных каньонах между формацией Биг-Коттонвуд и кембрийскими кварцитами Тинтик залегают породы верхних подразделений докембрия — тиллиты Минерал-Форк и формация Мьютьюел (Z) (рис. 23).

Тиллиты (диамиктиты) Минерал-Форк представлены массивными граувакками, в которые включены многочисленные обломки пород различных размеров вплоть до крупных валунов; в граувакках наблюдаются прослой кварцитов и слоистых аргиллитов. По составу обломки пород отвечают породам докембрийского кристаллического фундамента и представлены гранитами, гнейсами, кварцитами и доломитами; некоторые обломки исстрихованы. В соответствии с рельефом эродированной поверхности формации Биг-Коттонвуд эти отложения то увеличиваются в мощности, то утоняются, достигая более чем 300 м мощности в широких впадинах с выровненным дном и почти полностью исчезая на участках между ними. Гипотеза о гляциальном происхождении этих отложений выдвигалась ранее многими геологами, например Блэкуелдером [21], и была подтверждена некоторыми исследователями позднее [41], но ряд геологов ее оспаривают [36], сравнивая эти отложения с образованиями подводных грязевых потоков и турбидитами других районов. Такие образования могли, конечно, быть проявлением общего оледенения, и реальность такого ледникового эпизода убедительно подтверждается региональным распространением диамиктитов Минерал-Форк и их коррелятивов по всей площади восточной части Большого Бассейна [42].

Формация Мьютьюел образует тело мощностью до 360 м, сложенное лилово-красными кварцитами и красными и зелеными глинистыми сланцами, которое залегают на эродированной поверхности тиллитов Минерал-Форк и в свою очередь срезается кварцитами Тинтик.

Положение тиллитов Минерал-Форк и формации Мьютьюел между формацией Биг-Коттонвуд и кварцитами Тинтик предполагает их позднедокембрийский воз-

раст (вероятно, докембрий Z) и позволяет сопоставить их с группой Уиндермир Северных Скалистых гор.

ГРУППА ЮИНТА-МАУНТИН (ДОКЕМБРИЙ Y)

Горы Юинта, подобно другим хребтам Центральных и Южных Скалистых гор, являются изолированным антиклинальным поднятием, по краям частично ограниченным разрывами, в ядре которого на больших площадях вскрываются образования докембрия. Однако здесь породы ядра представлены не кристаллическим фундаментом, а мощной супракрустальной обломочной толщей — группой Юинта-Маунтин (Y).

Группа Юинта-Маунтин залегает на относящихся к кристаллическому фундаменту кварцитах Ред-Крик, обнаженных близ восточного окончания хребта, а на флангах перекрывается с умеренным несогласием палеозойскими слоями, которые включают маломощные прерывистые кембрийские образования в основании разреза — среднекембрийские на западе и верхнекембрийские на востоке. Слой группы полого изогнуты в соответствии с общим поднятием хребта и практически не метаморфизованы. В восточных выходах полная мощность толщи, залегающей между кварцитами Ред-Крик и палеозойскими отложениями, составляет 7600 м [95]; на более западных участках, там, где фундамент не обнажен, вскрытая мощность толщи составляет не более 3000 м [217].

Группа Юинта-Маунтин содержит различные картируемые подразделения, но собственное наименование дано лишь глинистым сланцам Ред-Пайн, залегающим в верхней части разреза в западной половине хребта и слагающим вместе с алевролитами и подчиненными кварцитами тело общей мощностью до 1500 м. Нижележащая главная часть отложений группы Юинта-Маунтин представлена главным образом кварцитами и аркозами, в которых глинистые сланцы встречаются лишь в виде тонких прослоев. Могут быть выделены три различные фации, представляющие контрастные обстановки осадконакопления: дельтово-аллювиальная, аллювиально-пойменная и параличско-неритовая [217]. Осадки образовались за счет размыва расположенной на севере и северо-востоке суши, сложенной породами кристаллического фундамента, и транспортировалась на запад, вдоль оси прогиба. Кварциты и аркозы, особенно грубозернисты и массивны в восточной части, где они содержат мощные клинья галечных и валунных конгломератов, содержащих окатанные обломки кварца и кварцитов [95].

Как современное, так и первичное распространение отложений группы Юинта-Маунтин трудно определить, потому что горы Юинта с севера и юга примыкают к впадинам Грид-Ривер и Юинта; эти впадины заполнены столь мощными фанерозойскими осадками, что их фундамент не достигнут бурением. Тем не менее отложения группы, по-видимому, распространены необычно далеко для докембрийских супракрустальных образований на восток, в область, сложенную породами кри-

сталлического фундамента. Такие кристаллические породы (кеноранского возраста) известны на некотором расстоянии к северу, близ гор Уинд-Ривер, а породы гудзонского возраста известны, по данным бурения, вдоль южного края впадины Юинта [144]. Это грубо очерчивают простирающийся на восток пояс докембрийских супракрустальных пород, который, вероятно, является первичной структурой, о чем свидетельствуют осадочные фации самих этих образований. Этот пояс можно сравнить с авлакогенами советских геологов — древними прогибами, простиравшимися поперек кратонов и заполнявшимися осадками.

Западное продолжение прогиба, выполненного отложениями группы Юинта-Маунтин, наблюдается в районе Коттонвуд автохтонной центральной части хребта Уосатч; здесь распространены уже описанные толщи супракрустальных пород докембрия Y и Z. Северный борт прогиба расположен в пределах северной части автохтонного участка хребта Уосатч, где супракрустальные породы выпадают из разреза, а базальные слои кембрия ложатся непосредственно на более древний кристаллический фундамент, представленный образованиями комплекса Фармингтон-Каньон (рис. 23).

Возраст пород группы Юинта-Маунтин со времени первых геологических исследований, проводившихся столетие назад, оценивался умозрительно. Прежние предположения о том, что по возрасту группа относится к раннему или даже позднему палеозою, ныне отброшены, так как установлено, что кембрийские слои перекрывают ее с несогласием. В центре современных размышлений стоит вопрос о точной корреляции группы с подразделениями докембрийской супракрустальной толщи автохтонного сегмента хребта Уосатч, расположенного западнее. Является ли группа Юинта-Маунтин эквивалентом (полностью или частично) формации Биг-Коттонвуд (докембрий Y) или она соответствует более молодым образованиям докембрия Z (формациям Минерал-Форк и Мьютьюел)? В горах Юинта не встречены тиллиты (диамиктиты), подобные диамиктитам формации Минерал-Форк, однако значительная часть отложений группы Юинта-Маунтин, лежащая ниже глинистых сланцев Ред-Пайн, в литологическом отношении весьма похожа на формацию Мьютьюел; на этой основе и проводилась их корреляция. В то же время отчетливые вариации осадочных фаций внутри самой группы Юинта-Маунтин предостерегают от опасности корреляций исключительно на литологической основе, так что отложения группы Юинта-Маунтин могут быть и прибрежной фацией формации Биг-Коттонвуд. Наилучшая современная оценка возраста, проведенная на палеогеографической основе, позволяет считать, что группа Юинта-Маунтин относится, по-видимому, к докембрию Y [42]; эта оценка и принята при составлении Геологической карты США. Изохрона, полученная недавно рубидий-стронциевым методом по валовым пробам глинистых сланцев Ред-Пайн, залегающих в кровле разреза, указала их возраст, равный 950 млн. лет (Питермен, письменное сообщение, 1974 г.), что подтверждает вышеуказанную оценку.

СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ АЛЛОХТОНА (ДОКЕМБРИЙ Z)

Вдоль восточного края Большого Бассейна докембрийские образования обнажены в далеко отстоящих друг от друга хребтах на протяжении 480 км от юго-восточной части штата Айдахо до юга центральной части штата Юта. В штате Айдахо они выходят на поверхность близ Покателло, в хребтах, расположенных непосредственно к югу от равнины Снейк-Ривер. В штате Юта они обнажены в северной части хребта Уосатч, в хребте Промонтори к западу от него и в хребтах Шипрок, Дагуэй, Каньон и Бивер далее к югу (рис. 23). За исключением пород одного из островов Большого Соленого озера к западу от автохтонного сегмента, все породы этих выходов залегают в аллохтоне, в верхних покровах надвигов орогенического пояса Севир. Все эти образования супракрустальные и относятся к части докембрия Z. Не установлены супракрустальные образования докембрия Y и, за одним небольшим исключением, образования кристаллического фундамента; распространение древних докембрийских пород в этой области, если они существуют, остается неясным.

Среди образований аллохтона выделяются эквиваленты двух относительно маломощных, ограниченных несогласиями подразделений докембрия Z автохтона (формации Минерал-Форк и Мьютьюел), но здесь они залегают в значительно более мощном согласном разрезе. В северной части хребта Уосатч в хорошо известных обнажениях верхнего покрова надвига Уиллард толща, залегающая ниже основания кембрия, имеет мощность 4000 м, а близ Покателло, в структурно более сложных условиях, она достигает, как определил Д. Тримбл, мощности 6100 м [40]. Неполные разрезы, сохранившиеся в более южных хребтах, имеют меньшую мощность.

В хребте Уосатч, в верхнем покрове надвига Уиллард супракрустальная толща покоится на тонком клине кристаллического фундамента, возраст которого, определенный рубидий-стронциевым методом по мусковиту, равен 1600–1800 млн. лет [39], что позволяет приблизительно сопоставлять его с залегающим в южнее в автохтоне комплексом Фармингтон-Каньон.

Тиллиты (диамиктиты), подобные диамиктитам формации Минерал-Форк, встречены в нижних частях почти всех разрезов, а в Покателло среди них встречена пачка зеленокаменно измененных лав и туфов, напоминающих вулканы Айрин, залегающие в диамиктидах группы Уиндермир более северных районов. Подразделение, идентичное в литологическом отношении формации Мьютьюел, автохтона, залегают значительно выше по разрезу, причем промежуточные слои представлены глинистыми сланцами и алевролитами, содержащими одну или несколько пачек кварцитов и местами маломощный слой известняка. Отложения, залегающие выше эквивалентов формации Мьютьюел, представлены преимущественно кварцитами, которые в зависимости от местонахождения назывались кварцитами Бригем, Тинтик или Проспект-Маунтин и рассматривались как базальные отложения кембрия. Однако палеонтологически кембрийский возраст уста-

навливается лишь для их верхних частей, а нижние части могут относиться к докембрию Z; это нижние части ныне получили собственные наименования. Вулканические брекчи формации Браунс-Хол, залегающей между формацией Мьютьюел и верхними кварцитами, имеют возраст, установленный аргон-аргоновым методом по роговым обманкам, равный 570 млн. лет [43], что указывает на их близость к границе докембрия и кембрия.

СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ НА ГРАНИЦЕ ШТАТОВ ЮТА И НЕВАДА

Западнее, близ границы штатов Юта и Невада супракрустальные образования докембрия Z вновь обнажаются в различных местах; они встречены на площади, простирающейся от хребта Пайлот на 250 км на юг до южной оконечности хребта Снейк и на запад на 80 км в пределы Невады. Они весьма напоминают только что описанные супракрустальные породы, но отделены от них обширным пространством, занятым пустыней Большого Соленого озера; их структурное положение также отличается. Все они лежат в инфраструктуре под упомянутым ранее региональным срывом; эти породы подверглись в течение мезозойских орогенических эпох метаморфизму низких или средних ступеней.

Эти образования известны под названием группы Мак-Кой-Крик и расположены в горах Шелл-Крик, Невада, где они слагают толщу мощностью 2700 м, залегающую под кембрийскими кварцитами Проспект-Маунтин [139]. Приблизительно ту же мощность они имеют и в хребте Дип-Крик, а в южной части хребта Снейк сохранилась верхняя часть разреза мощностью 1100 м. Эти отложения включают несколько выдержанных подразделений, сложенных кварцитами, разделенных пачками аргиллитов и алевролитов, с несколькими маломощными пластами мраморов. Толща в хребте Дип-Крик, более выдвинутая к востоку, чем остальные местонахождения, включает несколько горизонтов "тиллитовых кристаллических сланцев", первоначально представляющих собой диамиктиты, сложенные песком или алевролитом с рассеянным в них гальками и валунами гранитов, гнейсов и кварцитов; это отложившиеся в водной среде дистальные фации тиллитов (диамиктитов), распространенных восточнее в Большом Бассейне.

Породы, занимающие наиболее низкое положение в разрезе толщи, обычно наиболее сильно метаморфизованы, но сменяются вышележащими породами согласно; более древний фундамент к югу от хребтов Албион и Рафт-Ривер не вскрыт (стр. 49). Верхние слои отделены от перекрывающих кварцитов Проспект-Маунтин резкой границей, но переход от одних к другим, по-видимому, согласный.

Южная часть провинции Бассейнов и Хребтов

В последнем разделе настоящего обзора будут рассмотрены докембрийские образования юго-запада США,

выходящие на поверхность на территории от южной Калифорнии на протяжении 1300 км на восток до западной части штата Техас и на протяжении 1100 км или более на север от границы с Мексикой. Хотя этот обширный регион разнообразен по современной морфологии и фанерозойской структуре, его докембрийские образования обладают определенной однородностью, что облегчает их описание. Наиболее обширная площадь выходов докембрия и наиболее важные разрезы находятся в штате Аризона; они представляют стандарт, с которым могут сравниваться остальные докембрийские образования региона.

Южная часть провинции Бассейнов и Хребтов является областью глыбовых гор, лежащих между ними равнин и пустынь и весьма напоминает в этом отношении восточную часть Большого Бассейна, описанную в предыдущем разделе. Однако здесь сток в основном внешний, в реку Колорадо и ее притоки. В более низменном, "пустынном", районе юго-западной Аризоны и юго-восточной Калифорнии многие глыбовые хребты настолько эродированы, что утратили свои первичные структурные формы; они стоят как острова в широком "море" равнин. С другой стороны, в "гористом" районе Аризоны далее к северу, вдоль края плато Колорадо, глыбовые хребты настолько сближаются, что выходы докембрийских пород почти непрерывны, исключая останцы и опущенные по сбросам блоки фанерозойских пород. В данной работе рассматриваются также давно известные классические докембрийские образования, слагающие нижние части обрывов Большого каньона в пределах плато Колорадо и докембрийские образования Поперечных хребтов южной Калифорнии; фанерозойская тектоническая обстановка и рельеф этих участков отличаются от рельефа и тектонической обстановки других районов.

На большей части площади региона, и особенно в Аризоне, из докембрийских образований наиболее широко распространены выходы кристаллического фундамента (докембрий X) — кристаллические сланцы, парагнейсы, ортогнейсы и граниты, в которые внедрилось несколько более молодых плутонов, относящихся к докембрию Y. На их глубоко эродированной поверхности залегают сохранившиеся на небольших участках слабдеформированные супракрустальные образования докембрия Y, включающие в штате Аризона такие подразделения, как надгруппа Гранд-Каньон и группа Апач. Более молодые супракрустальные образования докембрия Z слагают еще меньшие участки, главным образом в юго-западной Неваде и восточной Калифорнии. Как и в Южных Скалистых горах и восточной части Большого Бассейна, в этом районе не установлены образования докембрия W, если, конечно, они вообще когда-либо здесь существовали.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ АРИЗОНЫ (ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ДОКЕМБРИЙ X)

В Аризоне (и других районах юго-запада США) кристаллический фундамент подразделяется на Геологической карте на метасадочные породы (X), ор-

тогнейсы и парагнейсы (Xm) и гранитоиды (Xg, Yg1 и Yg2).

Эти подразделения отличаются от подразделений Геологической карты Аризоны 1969 г. в следующем: наше подразделение X включает кристаллические сланцы, зеленокаменные породы, риолиты и кварциты Мазатзал (подразделения p_{fsc}, p_{fgs}, p_{fgy} и p_{fsm} на карте Аризоны); ввиду того что масштаб Геологической карты США слишком мелкий, метавулканиды объединены с метасадочными породами. Наше подразделение Xm включает гнейсы (p_{fgn}), а также так называемые "мезозойские" и "меловые — третичные" гнейсы (Mzgn, TKgn), которые образовались в основном в докембрии, но были переработаны во время фанерозойских эпох орогенеза. Наши подразделения Xg, Yg1 и Yg2 соответствуют гранитам, кварцевым монзонитам и кварцевым диоритам на карте Аризоны (p_{fgr}), которые выделены нами отдельно в соответствии с их радиологическим возрастом. Докембрийские диориты и пироксениты (p_{fdi}, p_{fpy}), показанные на Геологической карте Аризоны, имеют слишком небольшую площадь выходов и не показаны на Геологической карте США.

Метаморфические образования Аризоны традиционно именовались кристаллическими сланцами Вишну на севере, в Большом каньоне кристаллическими сланцами Явапай в центральном районе и кристаллическими сланцами Пайнал в юго-восточном районе и считались более или менее коррелятами. Сейчас обо всех этих образованиях имеется больше сведений, хотя кристаллические сланцы и гнейсы пустынного района на юго-западе остаются еще плохо изученными. Современные радиологические исследования показывают, что все эти метаморфические породы и большая часть прорывающих их гранитов имеют гудзонский возраст (1650-1850 млн. лет) и, таким образом, относятся к верхней части докембрия X, но они не обязательно являются коррелятами, и некоторые из них явно моложе других.

Кристаллические сланцы Вишну в Большом каньоне включают кварцевые и слюдяные кристаллические сланцы Вишну (в узком смысле) и основные кристаллические сланцы Брахма: первые произошли из осадочных пород, вторые — из вулканитов; те и другие слагают толщу мощностью в десятки тысяч футов. Эти образования сматы в крутые складки северо-восточного простирания, метаморфизованы и прорваны гранитами Зороастр [137] (не выделены на карте). Уран-свинцовый метод датирования по цирконам дает для гранитов Зороастр возраст 1725 млн. лет, что определяет минимальный возраст всего комплекса [157], хотя рубидий-стронциевый метод определяет для них и для вмещающих кристаллических сланцев возраст в 1390 млн. лет [74].

Кристаллические сланцы Пайнал формируют такую же мощную толщу, образовавшуюся из первичных граувакк и глинистых сланцев с прослоями кислых и основных вулканитов; толща смята в крутые складки северо-восточного простирания, метаморфизована (зеленосланцевая или амфиболитовая фации) и прорвана гранодиоритами и гранитами [38]. Риолиты имеют

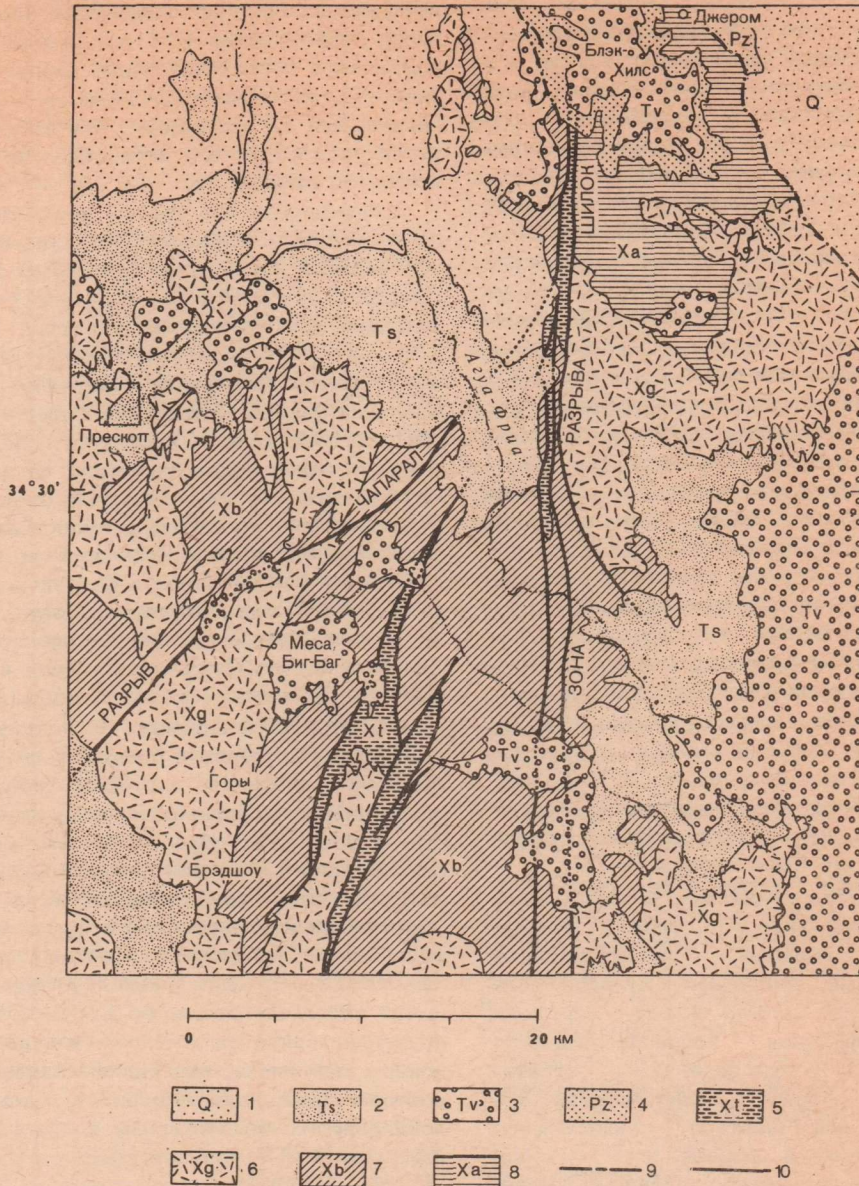


Рис. 24. Карта района Прескотт-Джером, центральная Аризона, показывающая соотношения серии Явапай и других пород докембрия X [5]; фанерозойские отложения показаны по другим источникам.

1 - четвертичные межгорные отложения; 2 - третичные отложения; 3 - третичные вулканические породы; 4 - палеозой; 5 - формация Техас-Галч (несогласно залегает на гранодиоритах); 6 - гранодиориты и кварцевые диориты (1760-1770 млн. лет). *Серия Явапай*, 1770-1820 млн. лет (7-8); 7 - группа Биг-Баг; 8 - группа Аш-Крик; 9 - фанерозойские разрывы; 10 - докембрийские разрывы.

возраст 1715 млн. лет, а интрузивные гранодиориты - 1615-1630 млн. лет (уран-свинцовые определения по цирконам), что указывает на их несколько более молодой возраст в сравнении с аналогичными породами Большого каньона.

Кристаллические сланцы Явапай и связанные с ними метаморфические породы центральной Аризоны

обнажены на более обширных и непрерывных площадях по сравнению со сланцами Вишну и Пайнал и являются более разнообразными. Они подверглись деформациям северо-восточного простирания и метаморфизованы в зеленосланцевой или низкой амфиболитовой фациях, но их первичные осадочные или вулканогенные текстуры обычно хорошо сохранились. Уилсон [227] был одним

из первых геологов, показавшим, что толща Явапай подразделяется на четко картируемые формации; он выделил их около дюжины под собственными названиями и на этой основе проводил корреляцию толщ в различных районах. Его первоначальная схема была развита и уточнена последующим картированием и радиологическим датированием, которое более ясно показало относительный возраст подразделений.

Типичная область распространения толщи Явапай находится в центре штата Аризона близ Прескотта и Джерома, где ее разрез включает группы Аш-Крик и Биг-Баг, каждая из которых имеет мощность около 6100 м и которые состоят из кислых и основных вулканических и вулканогенно-обломочных пород, преслаивающихся с осадочными породами [4] (рис. 24). Обе группы отделены друг от друга гранитными плутонами и крупным меридиональным сдвигом; радиологические определения возраста уран-свинцовым методом по цирконам указывают, что группа Аш-Крик древнее, хотя в целом возраст обеих групп заключен в пределах между 1775 и 1820 млн. лет [5]. На этой основе полагают, что обе эти группы представляют хроностратиграфическое подразделение, названное серией Явапай. В том же районе, в отдельном ограниченном разрывом блоке, на гранодиоритах Брейди-Бьютт залегает с базальными конгломератами в основании формация Техас-Галч. Раньше формация Техас-Галч рассматривалась как основание разреза толщи Явапай, но гранодиориты имеют возраст 1770 млн. лет, так что формация Техас-Галч является наиболее молодым образованием в районе и исключена из серии Явапай, как она только что была определена.

Далее к востоку, в горах Мазатзал, которые были наиболее детально изучены Уилсоном, толща Явапай включает несколько подразделений, представленных зеленокаменными породами, риолитами и вулканогенно-обломочными породами; они весьма сильно нарушены сбросами, так что их первичная последовательность неясна. Только риолиты Ред-Рок залегают в стратиграфически непрерывном разрезе с выдержанными, хорошо слоистыми кварцитами Мазатзал, занимающими наиболее высокое положение в разрезе, и с мало-мощными подстилающими глинистыми сланцами Маверик и кварцитами Дедман [227]. Возраст риолитов Ред-Рок, определенный уран-свинцовым методом, равен 1715 млн. лет [187], что заставляет рассматривать значительную часть образований гор Мазатзал как более молодые отложения по сравнению с серией Явапай в современном узком понимании.

Немного восточнее, в районе Даймонд-Бьютт на северном склоне возвышенности Сьерра-Анча, Гэстил [71] детально закартировал образования, подобные встреченным в горах Мазатзал, которые слагают толщу мощностью 6100 м, не имеющую подошвы и кровли и расчлененную на восемь имеющих собственные наименования формаций, главным образом вулканических и вулканогенно-обломочных. Очевидный эквивалент кварцитов Мазатзал (формация Хоуден) залегает в средней части разреза и перекрывается более молодыми вулканитами, не представленными, очевидно, в более западных районах.

Могли бы быть упомянуты и другие области в центральной Аризоне, сложенные образованиями типа пород серии Явапай (см., например, [130]), но вышеизложенное достаточно полно характеризует их особенности, их сложность, а также проблемы, возникающие при их корреляции; для того чтобы создать стройную картину для всей области, необходимы дальнейшие исследования.

Метаморфические породы центральной Аризоны прорваны многочисленными синтетектоническими и посттектоническими гранитными плутонами (Xg). В районе Прескотт-Джером и далее к западу их возраст, определенный уран-свинцовым методом, колеблется от 1760 до 1775 млн. лет; это указывает, что внедрение гранитов происходило частично одновременно с поздними фазами вулканизма серии Явапай. Восточнее и юго-восточнее, в области распространения упомянутых ранее кристаллических сланцев Пайнал, сходные граниты несколько моложе (около 1660 млн. лет). Более поздние гранитоиды, типичными представителями которых являются граниты Руин и Оракл в районах между Сьерра-Анча и Таксоном, имеют определенный различными методами возраст от 1420 до 1460 млн. лет, а единичное тело гранитов в горах Уэвер к югу от Прескотта (Yg2) имеет определенный уран-свинцовым методом возраст 1000 млн. лет.

В центральной Аризоне (и в других частях юга провинции Бассейнов и Хребтов) деформации, метаморфизм и внедрение плутонов, характеризующие кристаллический фундамент, предшествовали накоплению супракрустальных образований докембрия Y, описанных ниже; эти супракрустальные образования залегают на срезанной, глубоко эродированной поверхности кристаллического фундамента. Это является отражением "мазатзалской революции" (орогенеза) Уилсона [227]. Одно время полагали, что этот орогенез имеет элсонский возраст (1350-1550 млн. лет) [74], но эта интерпретация была основана на недостаточно полном материале, отобранном главным образом из посторогенных плутонов; более полные исследования показали, что его истинный возраст гудзонский (от 1660 до 1715 млн. лет) [220, 187].

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ЮЖНОЙ КАЛИФОРНИИ (ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ДОКЕМБРИЙ X)

Кристаллический фундамент, подобный тому, который наблюдается в Аризоне, и также характеризующийся гудзонским преобладающим возрастом, обнажен во многих хребтах южной Калифорнии, от Долины Смерти на севере и далее на юг в пустыне Мохаве и в Поперечных хребтах. В этом районе в отличие от более восточных районов фундамент в большей степени был вовлечен в фанерозойские орогенические события.

На юге Долины Смерти докембрийский кристаллический фундамент слагает возвышенную, сильно изрезанную часть гор Блэк-Маунтинс на восточной стороне Долины и наблюдается в эрозионных окнах на западной стороне, среди более поздних докембрийских супракрустальных образований (Y и Z) хребта

Панаминт. В области Панаминт древние парагнейсы и ортогнейсы секутся интрузиями, возраст которых, определенный уран-свинцовым методом по цирконам, равен 1720–1780 млн. лет (гудзонский), что определяет минимальный возраст комплекса в целом [193]. Рубидий-стронциевое и калий-аргоновое отношения в породах были настолько нарушены в результате мезозойского метаморфизма, что дают ненадежные результаты [219].

Небольшие, более разобщенные выходы фундамента наблюдаются южнее, в пустыне Мохаве. Датирование этих пород калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами указывает на гудзонский метаморфизм вмещающих пород (около 1650 млн. лет тому назад), но несколько плутонов (как, например, в горах Марбл) имеют элсонский возраст (около 1400 млн. лет) [127]; на Геологической карте эти плутоны не отделены от пород докембрия X.

Значительно больший интерес представляют докембрийские образования Поперечных хребтов на юго-западе, которые расположены ближе к Тихоокеанскому побережью, чем какие-либо другие докембрийские образования США. Они являются частью кристаллического комплекса сильно изрезанных гор Сан-Габриель и Сан-Бернардино, чьи вершины воздымаются до высоты 3000 м и более. Эти горы представляют собой вздернутые блоки в системе сдвигов прибрежной части Калифорнии и лежат по разные стороны от знаменитого разрыва Сан-Андреас [50].

Кристаллический комплекс этих двух хребтов состоит из замечательного набора метаморфических и плутонических пород различного возраста, включающего верхнемезозойские эвгеосинклинальные образования (кристаллические сланцы Пелона μMze), палеозойские многоэосинклинальные кварциты и мраморы (μPz), мезозойские гранитные плутоны с возрастом 75–90 и 160–170 млн. лет (Kg) и верхнепалеозойские гранодиориты Маунт-Лов с возрастом 220 млн. лет (Pzg3). Все эти образования лежат или среди сохранившихся обрывками докембрийских вмещающих пород, или среди ортогнейсов и парагнейсов гранулитовой фации (Xm), в которые внедрились крупные тела анортозитов (Ya), расположенные в западной части гор Сан-Габриель [44].

К югу от Поперечных хребтов, за впадиной Лос-Анджелес и перевалом Сан-Горгонио-Пасс, расположены другие кристаллические массивы Полуостровных хребтов, но их породы удивительно отличаются от вышеописанных; все они по возрасту палеозойские и мезозойские.

В Поперечных хребтах геологические исследования и радиологическое датирование докембрийских пород (особенно уран-свинцовым методом по цирконам) свидетельствуют о сложной истории становления структур и метаморфизма в течение докембрийского и более позднего времени [192, 189]. Супракрустальные осадочные и вулканические отложения накапливались в интервале между 1680 и 1750 млн. лет назад, а затем были деформированы и метаморфизованы в амфиболитовой фации. В интервале 1650–1680 млн. лет назад они были прорваны гранодиоритами и кварцевы-

ми монцититами, а 1425–1450 млн. лет назад были вовлечены в главное орогеническое событие, в течение которого породы были перемяты и метаморфизованы в гранулитовой фации. Приблизительно 1220 млн. лет назад комплекс был прорван интрузией анортозитов и связанных с ними габбро и сиенитов; более поздних докембрийских орогенических событий не отмечается, но анортозиты были сильно нарушены и раздроблены в фанерозойское время [29].

Многообразные докембрийские события, запечатленные в кристаллических породах Поперечных хребтов, резко отличаются от более простых событий в районах, расположенных восточнее и севернее, где проявились лишь гудзонский метаморфизм и магматизм и, реже, элсонский магматизм. Это противоречит основанной на геологических данных интерпретации, согласно которой породы этих хребтов находятся далеко от мест их первичного залегания, откуда они были перемещены сдвиговыми движениями по разрыву Сан-Андреас и сопутствующим ему разрывам в область чуждых условий Тихоокеанского побережья. Следы похожих образований имеются в горах Орокопия и в близлежащих хребтах, расположенных северо-восточнее озера Солтон-Си [44], но даже здесь они представляют тектонические клинья в более широкой сети разрывов. Первичное местоположение всех этих пород находится еще далее к юго-востоку, в пока еще не установленном районе.

СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ АРИЗОНЫ (ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ДОКЕМБРИЙ Y)

На срезанной и глубоко эродированной поверхности только что описанного кристаллического фундамента, особенно на северо-востоке района вблизи кратонной области плато Колорадо, залегают неметаморфизованные и лишь слабдеформированные супракрустальные осадочные образования, содержащие в подчиненном количестве прослойки лав и интрузивные диабазы. На Геологической карте Аризоны 1969 г. эти образования показаны как серия Гранд-Каньон (pGg), группа Апач (pCa), кварциты Трой (pEt) и диабазы (pCdb). На Геологической карте США все эти образования, включая диабазы, но исключая группу Чуар в восточном конце Большого каньона, сгруппированы в одно подразделение Y. Группа Чуар по причинам, указанным ниже, отнесена к докембрию Z.

Типичным примером этих супракрустальных образований является хорошо известная надгруппа Гранд-Каньон, обнажающаяся в нижней части обрывов Большого каньона, однако группа Апач и кварциты Трой более южных районов Аризоны весьма сходны с нею и являются, вероятно, частично ее коррелятами. Как и в случае с надгруппой Белт Северных Скалистых гор, свежий облик пород создавал неправильное представление об их истинном возрасте, приводя к неверному заключению о том, что они являются нижнепалеозойскими; это неправильное первое впечатление было сначала рассеяно в Большом каньоне работами Уолкотта [214], но в Аризоне оно сохранялось дольше, до тех пор пока его не опроверг Дартон [47].

Таблица 4

Докембрийские супракрустальные породы
Аризона

Большой каньон [214, 149, 68]	Центральная Аризона [47, 184]
Кембрий <i>Значительное несогласие</i> Надгруппа Гранд-Каньон Группа Чуар, 2000 м Формация Сиксти-Майл Формация Квагант Формация Галерос	Кембрий или девон <i>Значительное несогласие</i>
<i>Размыт</i> Группа Анкар, 1700 м Формация Нанковип Базальты Рама (Карденас) Песчаники Докс Кварциты Шинумо Глинистые сланцы Хакатаи Известняки Басс Конгломераты Хотата	Кварциты Трой, 360 м (максимально)
<i>Значительное несогласие</i> Кристаллический фундамент	<i>Размыт</i> Группа Апач, 380-490 м Известняки Мескал (поток базальтов в верхней части) Кварциты Дриппинг-Спринг (с пачкой конгломератов Барнс) Глинистые сланцы Пайонир (с пачкой конгломератов Сканлан) <i>Значительное несогласие</i> Кристаллический фундамент

В часто посещаемых знаменитых обнажениях главного участка Большого каньона нижняя часть надгруппы Гранд-Каньон (группа Анкар) наклонена, разбита сбросами и срезана горизонтально залегающими среднекембрийскими песчаниками Тапитс (рис. 25). Верхняя часть надгруппы (группа Чуар), наблюдаемая в редко посещаемых восточных нишах каньона, в меньшей степени разбита разрывами и смята в синклинальную складку. Некоторые из разрывов развились лишь в докембрийское время, но другие были позднее омоложены и в различной степени смещают палеозойские слои. Наиболее ярким примером является разрыв Бьютт в восточной части каньона; его западное крыло было опущено в докембрийское время на 1500 м, а восточное крыло было опущено на 820 м в послепалеозойское время, причем каждое из этих смещений сопровождалось крутым задирианием пластов у сместителя [213] (рис. 25). Отложения группы Апач и кварциты Трой в докембрийское время были слабо нарушены, за исключением обильных внедрений диабазовых силлов и связывающих их даек, которые разорвали и значительно раздули эти толщи (рис. 25). Вдоль края плато Колорадо, как, например, в Сьерра-Анча, они почти столь же слабо нарушены фанерозойскими движениями, как и в Большом каньоне, но юго-западнее они разбиты сложными сбросами, смещающими палеозойские слои.

Супракрустальные образования Большого каньона и центральной Аризоны подразделяются на выдержанные,

четко ограниченные формации, которые перечислены в табл. 4. Группа Апач и кварциты Трой являются очевидными эквивалентами группы Анкар и содержат идентичные породы, но последовательность напластования литологических подразделений в этих двух областях странным образом различается. Известняки Басс залегают близ основания толщи Анкар, а известняки Мескал располагаются в 300 м (или более) выше основания разреза толщи Апач. Красные глинистые сланцы Хакатаи залегают над известняками Басс, а красноцветные глинистые сланцы Пайонир залегают ниже известняков Мескал. Кварциты Трой залегают в кровле разреза центральной Аризоны, а кварциты Шинумо перекрыты мощной толщей вышележащих формаций группы Анкар. Каждый из этих наборов формаций выдержан в пределах области своего распространения, и причины, по которым происходит изменение порядка напластования в разных областях, остаются неясными. Интерес представляет также различие мощностей толщ в этих двух районах; группа Апач и кварциты Трой имеют более чем в два раза меньшую мощность, чем группа Анкар. Возможно, первые два подразделения представляют собой шельфовые или платформенные фации, расположенные дальше от центра бассейна осадконакопления, чем отложения группы Анкар.

Стратиграфическое положение кварцитов Трой до недавнего времени было неясно [184]; их полная мощность и расчленение смогли быть определены лишь в результате детальных работ, включивших расшифровку тектонической структуры, порожденной внедрением многочисленных силлов диабазов (рис. 21). Даже после того, как был установлен докембрийский возраст подстилающей группы Апач, возраст кварцитов Трой долгое время считался частично или полностью кембрийским и они рассматривались как эквиваленты среднекембрийских кварцитов Болса. Действительно, кварциты Трой несогласно перекрываются кварцитами Болса или песчанистыми фациями вышележащих кембрийских известняков Абриго или девонских известняков Мартин [125]. Докембрийские кварциты повсеместно перекрыты палеозойскими песчаниками и кварцитами, но секущими кварциты Трой диабазами вышележащие отложения не прорваны, а базальные слои этих отложений содержат обломки диабазов, в том числе в нескольких местах гальку и валуны.

Как известняки Мескал, так и известняки Басс на нескольких горизонтах содержат строматолиты. Строматолиты из известняков Мескал сравнимы с формами из нижней части среднего рифея и среднерифейскими и вендскими формами из разрезов в СССР [35]. Другие окаменелости также отмечались в супракрустальных отложениях Аризоны, но почти все они оказались осадочными образованиями неорганического происхождения.

Силлы диабазов в группе Апач и кварцитах Трой в Сьерра-Анча по определениям уран-свинцовым и калий-аргоновым методами имеют возраст 1150-1200 млн. лет [185, 130]. Группа Апач и кварциты Трой древнее, чем диабазы, но моложе, чем гранитоиды (Ygl) подстилающего фундамента, имеющие возраст 1420-1460 млн. лет (стр. 66). Как диаба-

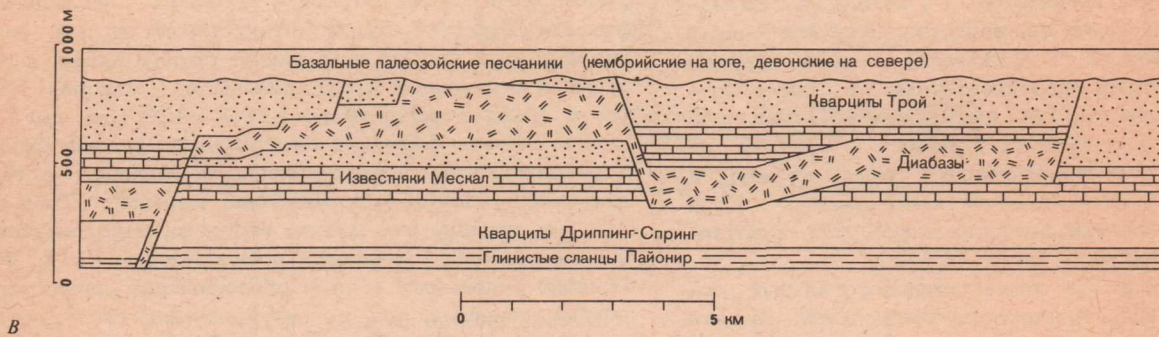
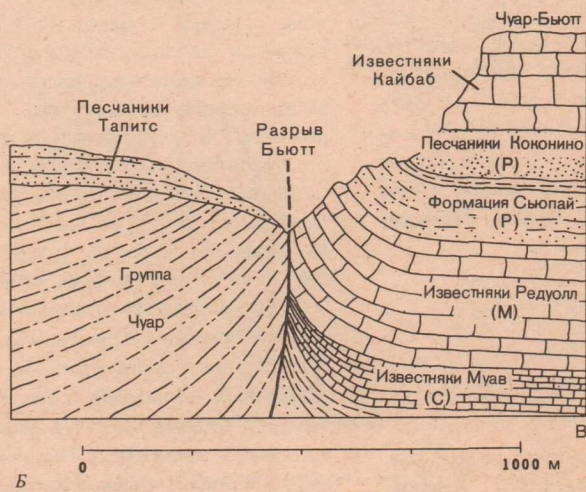
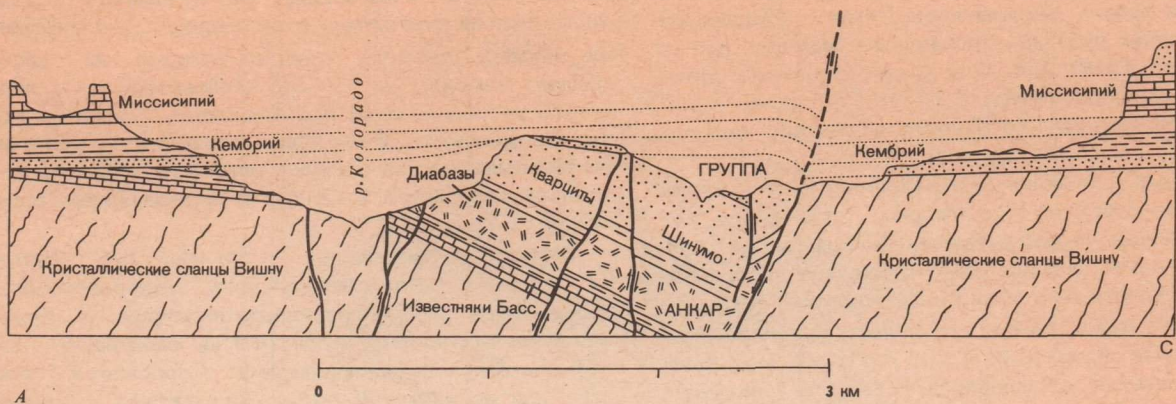


Рис. 25. А. Разрез, показывающий кристаллические сланцы Вишну и группу Анкар (докембрий X и Y) в районе Шинумо, Большой каньон, северная Аризона, и срезание их глыбовой структуры кембрийскими отложениями. Обратите внимание, что крупный разрыв в правой части рисунка испытал обратное смещение после палеозойского времени [149]. Б. Разрез разрыва Бьютт в восточной части Большого каньона, Аризона, показывающий докембрийское опускание левого крыла и пост-палеозойское опускание правого крыла, сопровождавшихся крутым изгибом слоев у сместителя [213]. В. Идеализированный разрез, показывающий нарушение и растяжение слоев группы Апах и кварцитов Трой в результате внедрения силлов и даек интрузивных диабазов. По обнажениям в Сьерра-Анча и в близлежащих участках в центральной Аризоне [184].

зовые силлы, прорывающие группу Анкар, так и залегающие близ кровли разреза лавы Рама (Карденас) по определениям рубидий-стронциевым методом имеют возраст около 1100 млн. лет; калий-аргоновые датировки тех же пород, равные 800-900 млн. лет, свидетельствуют, вероятно, о более позднем их прогревании [133].

Группа Чуар - верхнее подразделение надгруппы Гранд-Каньон - довольно значительно отличается от супракристалльных пород, рассматриваемых до сих пор. Она образует мощное тело, сложенное пестрокрашенными аргиллитами с тонкими прослоями строматолитсодержащих известняков, залегающих приблизительно в двенадцати горизонтах и с редкими пластинами кремней, оолитов и песчаников [68]. Глинистые сланцы в верхней части группы содержат небольшие округлые карбонатные образования, называемые *Chuaria* одно время полагали, что это остатки примитивных брахиопод, но сейчас их рассматривают как раздавленные шары, образованные колониями микропланктонных водорослей [67]. Датировки нижележащих лав Рама (Карденас) показывают, что группа Чуар моложе 1100 млн. лет, так что она является или наиболее верхней частью докембрия Y, или даже частью докембрия Z. На Геологической карте она отнесена к докембрию Z, хотя это никоим образом не доказано.

ГРУППА ПАРАМП ВОСТОЧНОЙ КАЛИФОРНИИ (ДОКЕМБРИЙ Y И Z)

Супракристалльные образования, частично подобные встреченным в Аризоне, вновь появляются в южной части района Долины Смерти в восточной Калифорнии, где они слагают группу Парамп (отнесенную на Геологической карте к докембрию Y, хотя, как показано ниже, верхняя часть ее, вероятно, включает образования докембрия Z). Отложения этой группы сохранились в поясе, простирающемся в северо-западном направлении на 130 км от хребта Кингстон, расположенного к востоку от Долины Смерти, до хребта Панаминт, расположенного к западу от нее; к северо-востоку и юго-западу от этого пояса более молодые слои залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте (Xm) [231].

Группа представлена толщей супракристалльных пород, внутренне неоднородных и испытывающих значительные изменения в боковых направлениях, отделенных несогласиями от нижележащих и вышележащих докембрийских образований. Она подразделяется на формацию Кристал-Спринг, доломиты Бек-Спринг и формацию Кингстон-Пик, которые имеют общую мощность 1500 м в хребте Кингстон, но западнее от него достигает мощности 2100-2400 м [229].

Формация Кристал-Спринг залегают на фундаменте, имеет мощность 900-1200 м и сложена литологическими подразделениями, весьма сходными с подразделениями групп Анкар и Апач Аризоны, включающими кварциты и глинистые сланцы в нижней и верхней

частях разреза и известняки или доломиты с кремнями в средней части. Формация прорвана многочисленными силлами диабазов, один из которых на широкой площади изменил вмещающие карбонатные породы вплоть до образования промышленных месторождений талька. Доломиты Бек-Спринг являются массивным телом, имеющим на востоке мощность 300 м, но выклинивающимся в западном и юго-западном направлениях.

Верхнее подразделение группы, или формация Кингстон-Пик, отличается от всех супракристалльных образований, распространенных восточнее, в Аризоне. Это тело мощностью 300-760 м, сложенное конгломератами или диамиктитами; с прослоями глинистых или песчаных пород. Диамиктиты содержат мелкие и крупные обломки пород кристаллического фундамента, отложений формации Кристал-Спринг и доломитов Бек-Спринг, а также диабазов, подобных тем, которые прорывают формацию Кристал-Спринг. В пределах площади выходов формация Кингстон-Пик залегает на подстилающих отложениях группы со слабым несогласием, но в других местах эти отложения должны быть значительно размывы, чтобы обеспечить поступление обломочного материала в диамиктиты. На северо-востоке формация Кингстон-Пик с угловым несогласием перекрыта доломитами Нундей, залегающими в основании главной толщи докембрия Z, но в других местах несогласие слабое или не очевидно.

Строматолиты встречаются как в карбонатных породах формации Кристал-Спринг, так и в доломитах Бек-Спринг; строматолиты, встреченные в первой из указанных формаций, сравнимы с формами из среднего рифея и нижней части верхнего рифея в СССР. Строматолиты доломитов Бек-Спринг ассоциируют с нанофоссилиями - эвкаротидами, указывающими на очень раннее существование здесь предшественников Metazoa [33]. Надежные радиологические датировки пород группы Парамп и диабазов, прорывающих формацию Кристал-Спринг, отсутствуют, но две нижние формации весьма напоминают группу Анкар, группу Апач и кварциты Трой Аризоны и, подобно им, могут иметь возраст около 1100-1420 млн. лет.

Диамиктиты формации Кингстон-Пик весьма сходны с диамиктитами, распространенными севернее в Кордильерах (тилиты Минерал-Форк, формация Тоби и т.д.), и, подобно им, имеют, вероятно, непосредственно или косвенно ледниковое происхождение [115, 42]. Подобно сравнимым с ними образованиям, распространенным севернее, они, вероятно, должны быть отнесены к нижней части докембрия Z, однако здесь они несогласно перекрыты основной массой вышележащих отложений докембрия Z.

ДОКЕМБРИЙ ЗАПАДНОГО ТЕХАСА (ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ДОКЕМБРИЙ Y)

В провинции Бассейнов и Хребтов, к востоку от южной Аризоны, в юго-западной части штата Нью-Мексико и в западном Техасе в области преимущественно распространения фанерозойских отложений, в структурно приподнятых частях хребтов имеются не-

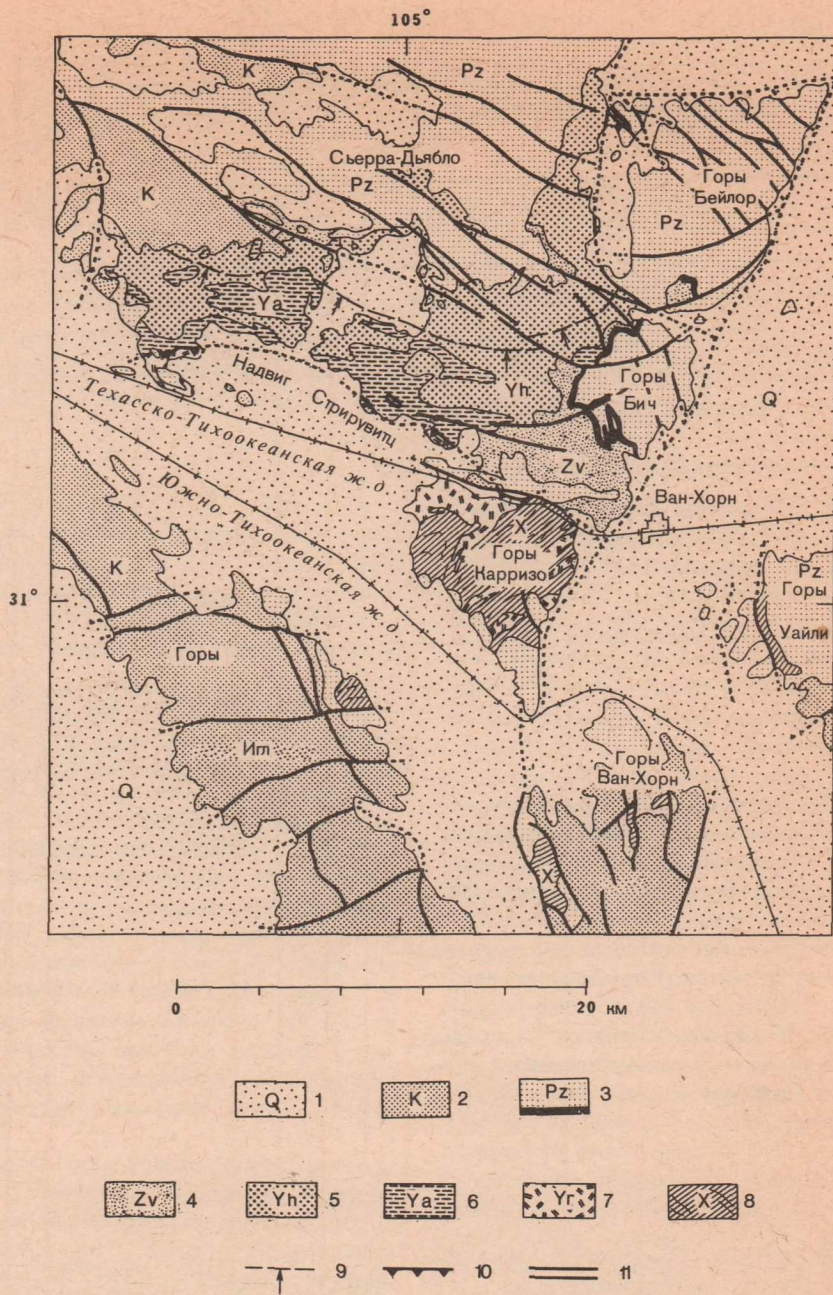


Рис. 26. Карта района Ван-Хорн, западный Техас, показывающая докембрийские породы и их соотношения с окружающими фанерозойскими отложениями. Составлена по материалам Кинга и Флоуна [122] и другим источникам.

1 - четвертичные межгорные отложения; 2 - меловые осадочные породы, местами перекрытые третичными вулканическими образованиями; 3 - пермские и ордовикские карбонатные породы; ордовикские базальные песчаники Блисс показаны там, где они сохранились; 4 - песчаники Ван-Хорн; 5 - формация Хейзл; 6 - формация Алламур; 7 - интрузии риолитов в формации Карризо-Маунтин; 8 - формация Карризо-Маунтин; 9 - северная граница области напряженных деформаций пород докембрия; 10 - пологопадающие разрывы докембрийского возраста; 11 - крутопадающие разрывы, главным образом кайнозойского возраста.

Таблица 5

Докембрийские породы западного Техаса (индексы соответствуют употребляемым на Геологической карте США)

Район Ван-Хорн [122, 66]		Горы Франклин [96, 97]
<p>IPz Песчаники Блисс (нижний ордовик)</p> <p>— Структурное несогласие —</p> <p>Песчаники Ван-Хорн, 260 м</p> <p>— Структурное несогласие —</p> <p>Z Формация Хейзл, 1500 м? (красные песчаники с конгломератами в нижней части)</p> <p>— Несогласие —</p> <p>Y Формация Алламур, 900 м? известняки, вулканогенно-обломочные отложения, лавы, интрузии диабазов)</p> <p>— Последовательность нарушена —</p> <p>Формация Карризо-Маунтин, 5800 м (обломочные метасадочные породы, прорванные силлами метариолитов и метаббро)</p> <p>X</p> <p>Основание не обнажено</p>	<p>Не показаны на Геологической карте</p>	<p>IPz Песчаники Блисс (нижний ордовик и верхний кембрий)</p> <p>— Структурное несогласие —</p> <p>Yg¹ Граниты</p> <p>— Интрузивный контакт —</p> <p>Экструзии риолитов, 600 м Кварциты Ланория, 790 м Брекчии Манди, 0-63 м (агломерат базальтов)</p> <p>Известняки Кастнер, 350 м (с силлами диабазов)</p> <p>Основание не обнажено</p>

большие выходы докембрийских образований. В Нью-Мексико это главным образом метаморфические и плутонические породы докембрия X, а в Техасе докембрийские образования более разнообразны, имеют более молодой возраст и включают супракrustальные породы докембрия Y, которые распространены в 400 км или более к востоку от аналогичных образований Аризоны.

В Техасе докембрий обнажен в горах Франклин к северу от Эль-Пасо в крайней западной части штата, а также области Ван-Хорн, расположенной в 160 км юго-восточнее, и на двух небольших участках между этими районами. Близ Ван-Хорна докембрийские образования (показанные на Геологической карте как X, Y и Z) выходят в нескольких тектонических блоках на площади около 580 км²; эта структура довольно неудачно названа "купол Ван-Хорн" (рис. 26). В горах Франклин докембрийские образо-

вания почти столь же разнообразны, как и в районе Ван-Хорн (хотя на Геологической карте они показаны только как Yg²), но здесь они обнажены лишь в узкой (23 км) полосе, протягивающейся вдоль восточного фаса хребта. Последовательность толщ в этих двух областях показана в табл. 5.

В западной части штата Техас и в юго-восточной части штата Нью-Мексико на докембрии залегают песчаники Блисс, относящиеся к самым верхам кембрия или самым низам ордовика, но эти песчаники сохранились не везде и в других местах непосредственно на докембрии залегают верхнепалеозойские или даже меловые отложения. В горах Франклин докембрийские супракrustальные образования прорваны интрузией докембрийских гранитов, однако наклон их слоев почти совпадает с наклоном слоев перекрывающих палеозойских отложений. В области Ван-Хорн все докембрийские супракrustальные образования, за

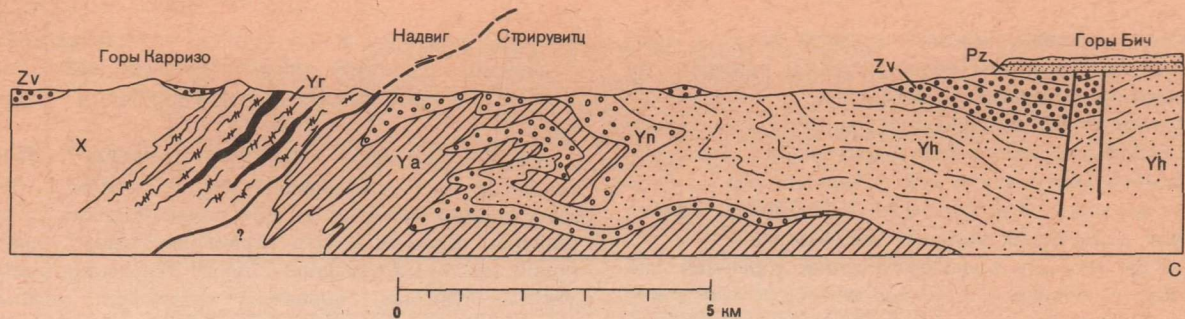


Рис. 27. Обзорный разрез через докембрийские образования района Ван-Хорн, западный Техас, показывающий структурные соотношения различных подразделений и их значение для расшифровки докембрийской истории района. Буквенные обозначения те же, что и на рис. 26; черные линзы в подразделении Yg — основные интрузии [122].

исключением песчаников Ван-Хорн, подверглись орогенически деформациям в пределах так называемого "подвижного пояса Ван-Хорн" [65] в противоположность супракрустальным образованиям гор Франклин и районов, расположенных западнее, которые описаны ранее.

В пределах подвижного пояса формация Карризо-Маунтин располагается на юге и в северном направлении сменяется последовательно формациями Алламур и Хейзл; песчаники Ван-Хорн являются посторогенными отложениями и залегают на всех остальных формациях. Метаосадочные образования формации Карризо-Маунтин не контактируют с формацией Алламур, а отделены от нее крупными интрузивными телами метариолитов, которые примыкают к формации Алламур вдоль крупного пологопадающего разрыва — надвига Стрирувитц. На протяжении приблизительно 5 км к северу от линии надвига формации Алламур и Хейзл сильно смяты и надвинуты, но вне этой полосы деформации быстро затухают, и отложения формации Хейзл в северных ее выходах залегают почти горизонтально (рис. 27).

Степень метаморфизма пород также уменьшается в северном направлении. Степень метаморфизма пород формации Карризо-Маунтин в южных ее выходах соответствует амфиболитовой фации; здесь встречается много пегматитовых жил. В северных выходах степень метаморфизма соответствует зеленосланцевой фации, но близ надвига Стрирувитц породы подверглись ретроградному метаморфизму, а риолиты вдоль надвига превращены в милониты с заметной линейностью, имеющей падение к югу. Вблизи надвига породы формации Алламур гидротермально изменены и превращены в джаспероиды, а севернее некоторые слои известняков в результате тех же процессов избирательно превращены в тальк; местами встречаются синий щелочной амфибол и белый асбестоподобный амфибол (рихтерит) [176]. В других участках пояса нарушений ни формация Алламур, ни формация Хейзл не метаморфизованы сколько-нибудь значительно, хотя некоторые из менее крепких слоев обладают отчетливой сланцеватостью.

По традиции формация Карризо-Маунтин рассматривалась как наиболее древнее подразделение разреза

и на Геологической карте этот предположительно древний возраст выражен тем, что формация отнесена к докембрию X. Однако это плохо подтверждается известными геологическими и радиологическими данными; формация Карризо-Маунтин может или согласно наращивать вниз разрез формации Алламур, или являться внутренними, эвгеосинклинальными фациями последней [66]. Надвиг Стрирувитц мог быть даже крупным докембрийским швом, по которому приведены в соприкосновение контрастные толщи, первоначально располагавшиеся на значительном удалении друг от друга, но для подтверждения такого предположения обнаженность района недостаточна.

Известняки формации Алламур идентичны известнякам Кастнер гор Франклин; те и другие содержат слои со строматолитами. В свою очередь они поразительно напоминают известняки Мескал и Басс Аризоны и известняки формации Кристал-Спринг Калифорнии. Месторождения талька в формации Алламур, подобно аналогичным месторождениям в формации Кристал-Спринг, являются промышленными и разрабатываются в широких масштабах [176].

В поясе деформаций, расположенном севернее надвига Стрирувитц, формации Хейзл и Алламур совместно сложно смяты, но чаще они разделены зонами смятия и надвигания, так что их нормальный контакт сохраняется редко. Он должен быть несогласным, потому что нижняя часть формации Хейзл представлена конгломератами, состоящими в основном из обломков пород формации Алламур — известняков (иногда мраморизованных), лав и основных интрузивных пород. Кроме того, конгломераты содержат несколько обломков красных гранитов и риолитовых порфиров, подобных тем, которые распространены в горах Франклин и в других районах к северу от района Ван-Хорн; это свидетельствует о том, что формация Хейзл моложе не только этих образований, но моложе других супракрустальных формаций гор Франклин.

Формация Хейзл — это очень мощная толща, сложенная двумя контрастными фациями: грубыми, плохо сортированными конгломератами с плохо окатанным материалом в нижней части и тонкозернистыми, почти алевритистыми, тонкослоистыми красноцветными пес-

чаниками — в верхней. Переход от одной фации к другой осуществляется путем переслаивания, однако он редко бывает постепенным — небольшое количество конгломератов имеет красную песчанистую связующую массу, а небольшое количество песчаников содержит гальку. Заманчиво сравнить эти конгломераты с диамиктитами формации Кингстон-Пик Калифорнии, однако это требует дальнейших полевых наблюдений.

Какими бы ни были взаимоотношения формаций Алламур и Хейзл, основной орогенез в подвижном поясе Ван-Хорн произошел позже, после отложения формации Хейзл. Этот орогенез привел к перемещению формации Карризо-Маунтин и сопровождающих интрузивных риолитов в северном направлении по надвигу Стрирувитц, к ретроградному метаморфизму этих образований и к деформации слоев формаций Алламур и Хейзл в более северных участках. Эти деформации смяли слои формации Алламур в опрокинутые на север складки и направили их на отложения формации Хейзл. Кроме этих складок и надвигов севернее наблюдаются странные обрывки сильно смятых отложений формации Алламур, залегающих на почти горизонтально лежащих слоях формации Хейзл; эти обрывки могли переместиться в течение орогенической эпохи как отдельные гравитационные оползни.

Радиологические данные о возрасте докембрия западного Техаса являются неполными, но они частично проясняют некоторые из геологических проблем, в том числе и вопрос о времени орогенеза [221]. Радиологические определения возраста калий-аргоновым, рубидий-стронциевым и, в меньшей степени, уран-свинцовым методами были получены для гранитов гор Франклин и близрасположенных гор Уэко, для риолитов из Памп-Стейшн-Хилс к северу от района Ван-Хорн и для метариолитов и пегматитов из формации Карризо-Маунтин; все они равны приблизительно 1100 млн. лет.

Эти датировки определяют широко проявившееся магматическое событие, более позднее по возрасту, чем все супракрустальные породы гор Франклин и формации Алламур района Ван-Хорн. С другой стороны, это событие древнее, чем формация Хейзл, которая содержит немногочисленные обломки кислых изверженных пород, и, стало быть, древнее, чем основной орогенез подвижного пояса Ван-Хорн.

Датировки в 1100 млн. лет сравнимы с датировками, полученными для основных интрузий, прорывающих супракрустальные породы докембрия У Аризона; они сравнимы также с датировками, полученными для инфракрустальных метаморфических и плутонических пород поднятия Льяно, расположенного в 480 км восточнее в центральном Техасе (стр. 43), подобные же определения возраста получены даже в более близком районе для пород фундамента "Техасского кратона", которые были достигнуты бурением западного поднятия [221]. Таким образом, в западном Техасе супракрустальные породы докембрия У наиболее близко подходят к инфракрустальным образованиям Гренвиллского орогенического пояса западной части США. Подвижный пояс Ван-Хорн, наблюдаемый в районе Ван-Хорн, является крайне интересным не-

большим отрезком более крупной докембрийской тектонической структуры этой части Северной Америки, дальнейшее простираение которой остается неизвестным.

Залегающие выше в разрезе песчаники Ван-Хорн являются посторогенными; они с резким угловым несогласием ложатся на все более древние докембрийские формации. Это красноцветные, аркозовые, грубозернистые континентальные отложения с конгломератами, которые, вероятно, являются отложениями слившихся аллювиальных вееров; обломочный материал в них поступал в основном с расположенных на севере возвышенностей [132]. Конгломераты содержат обломки пород формаций Алламур и Хейзл и милонитизированных риолитов из всякого крыла надвига Стрирувитц, распространенных на юге района. Однако наиболее характерным их компонентом являются океанские гальки и валуны красных гранитов и риолитовых порфиритов, подобных тем, которые встречаются в составе докембрийских образований на северо-западе. Слои песчаников Ван-Хорн полого наклонены в различных направлениях, но не смяты в складки. Они были разбиты сбросами и наклонены до отложения ордовикских базальных песчаников Блисс. В более ранних работах эта формация относилась к кембрию, но она совершенно не похожа на кембрийские отложения других районов на юго-западе США и почти несомненно является позднедокембрийской; на Геологической карте она показана как докембрий Z.

СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ ДОКЕМБРИЯ Z В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРОВИНЦИИ БАССЕЙНОВ И ХРЕБТОВ

Помимо до сих пор рассмотренных супракрустальных докембрийских образований в южной Неваде и восточной Калифорнии распространены другие мощные осадочные толщи, охватывающие интервал от докембрия Z до нижнего кембрия и залегающие согласно. Они обнажены во многих хребтах от гор Спринг близ Лас-Вегаса и далее в западном направлении до района Долины Смерти, где они имеют мощность 4000 м и залегают между группой Парамп и кристаллическим фундаментом внизу и породами среднего кембрия вверху [230]. Северо-западнее они обнажены в горах Инио и Уайт-Маунтинс Калифорнии и смежного округа Эсмеральда, штат Невада, где они достигают мощности 6400 м и не имеют видимого основания [145]; этот разрез включает типичную серию Уокобан, выделенную Уолкоттом (нижний кембрий). Верхняя треть разреза содержит руководящие нижнекембрийские ископаемые; следы окаменелостей встречаются и в более низких слоях, но большая часть отложений ископаемых не содержит. Положение границы докембрия и кембрия в этом разрезе проблематично (см. ниже).

Исчерпывающий обзор стратиграфии и схемы расчленения этих отложений сделан Стюартом [198]; результаты его работы в обобщенном виде приведены в табл. 6.

Таблица 6 Формация докембрия Z — нижнего кембрия
 в западной части провинции Бассейнов и Хребтов
 (По Стюарту [198]. Двойная линия
 соответствует основанию на Геологической карте США;
 пунктирная линия — основание кембрия по Стюарту)

Западный пояс	Центральный пояс	Восточный пояс
Средний кембрий	Средний кембрий	Средний кембрий
Известняки Мьюл-Спринг	Формация Каррара	Глинистые сланцы Брайт-Анджел
Формация Салин-Валли	Кварциты Забри-ски	Песчаники Тапитс
Формация Харклесс		Несогласие
Формация Полета	Формация	
Формация Кампито	Вуд-Каньон	
Формация Дип-Спринг		Перерыв
Доломиты Рид	Кварциты Стер-линг	
Формация Уайман	Формация Джонни	
Основание не обнажено	Доломиты Нундей	
	Несогласие	
	Группа Парамп и кристаллический фундамент	Кристаллический фундамент

Как показано в этой таблице, выделяемые в разрезе формации естественным образом группируются в трех поясах, сменяющих друг друга с востока на запад (или с юго-востока на северо-запад); в каждом из этих поясов имеется набор прослеживаемых на широкой площади литостратиграфических подразделений, которые не могут быть непосредственно сопоставлены с подразделениями других поясов из-за разобщенности обнажений. Отсюда проистекает некоторая неопределенность корреляции, хотя довольно удовлетворительные результаты могут быть получены при сопоставлении мощностей измеренных разрезов.

На Геологической карте США нижняя часть толчи показана как Z, а верхняя включена в подразделение E. При работе над картой в основу были положены некоторые допущения, так как карта была составлена до того, как стали доступны результаты исследований Стюарта. В частности, полагали, что доломиты Нундей и кварциты Стерлинг центрального пояса являются коррелятами литологически сходных

доломитов Рид и формации Кампито (песчаника Кампито) значительно более мощного западного разреза, в то время как Стюарт поместил последние два подразделения на более высокий стратиграфический уровень. Кроме того, предполагалось, что основания кварцитов Стерлинг и формации Кампито являются "естественным" основанием кембрия, однако Стюарт помещает основания кембрия выше, показывая не только, что эти границы в обоих районах не сопоставляются, но что "естественной" границы в согласном разрезе такого типа вообще не существует. Эти расхождения, хотя и кажутся фундаментальными, в действительности не искажают сколько-нибудь значительно отображение границ на мелкомасштабной Геологической карте США.

Супракрустальное тело докембрия Z — нижнего кембрия в западной части провинции Бассейнов и Хребтов является огромным клином осадочных образований, который образовался на западном краю Северо-Американского континента таким же образом, как супракрустальные белтские отложения докембрия Y

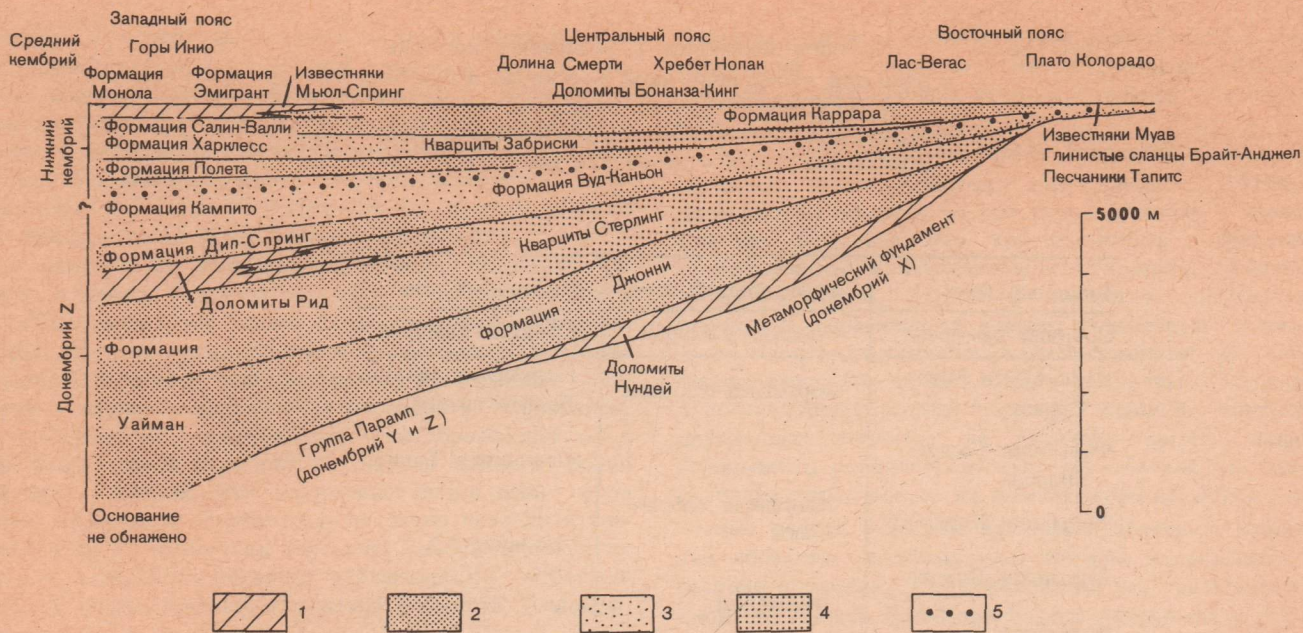


Рис. 28. Стратиграфическая схема, показывающая соотношения позднедокембрийских (Z) и нижнекембрийских подразделений, обнаженных в различных участках западной части провинции Бассейнов и Хребтов от края плато Колорадо к востоку от Лас-Вегаса, Невада, до гор Инио, Калифорния [198]. Протяженность изображенной области около 400 км.

Литология показана обобщенно. 1 – доломиты и известняки; 2 – глинистые сланцы с подчиненными пластами карбонатных пород; 3 – песчаники и алевролиты; 4 – кварциты; 5 – наиболее низкие горизонты, содержащие руководящие кембрийские окаменелости.

формировались севернее в Кордильерах на несколько сот миллионов лет ранее. Подобно белтским отложениям, описываемые образования сложены снесенным с кратона осадочным обломочным материалом, огромные мощности которого накапливались в тектонически спокойных условиях [198]. Описываемый клин увеличивается в мощности от нескольких сот футов в Большом каньоне и в других участках, расположенных вдоль края плато Колорадо, до более чем 1000 футов (6400 м) в западном поясе, удаленном от указанных районов на 280 км. В центральном поясе выделяются мощные подразделения кварцитов и мелкогалечных конгломератов, которые выдерживаются по простиранию пояса в меридиональном направлении на значительном протяжении и постепенно исчезают в западном поясе, в наиболее мощной части клина, замещаясь мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, глинистыми алевролитами и карбонатными породами (рис. 28).

Проблема границы докембрия и кембрия в этом разрезе более остра, чем в любой другой части США. Окаменелости исчезают вниз по разрезу согласно напластованной толщине, в которой отсутствуют "естественные" рубежи, обусловленные изменением литологического состава. На большей части территории США эта проблема не возникает, так как докембрийские и фанерозойские образования разделены значительными несогласиями и длительными перерывами. Даже на

противоположном конце континента, в Южных Аппалачах, где также присутствуют докембрий Z и нижний кембрий, в большинстве мест выделяется довольно очевидная "естественная" граница в основании группы Чилхови.

В отложениях западной части провинции Бассейнов и Хребтов оленеллиды, археоциатида и другие руководящие ископаемые нижнего кембрия довольно обильны в верхней и средней частях формации Вуд-Каньон в центральном поясе и в средней части формации Кампито в западном поясе, распространяясь вниз по разрезу, вероятно, до приблизительно одного и того же стратиграфического уровня. Этот уровень использован Стюартом [198] для определения нижней границы кембрия, и это, возможно, наилучшее практическое решение вопроса в данной ситуации.

Тем не менее указания на присутствие Metazoa отмечены в некотором интервале ниже по разрезу. Нижняя часть формации Вуд-Каньон в центральном поясе содержит следы и ходы ископаемых червей. Средняя часть формации Дип-Спринг в западном поясе содержит *Rusophycus* и *Cruziana*, которые представляют следы жизнедеятельности трилобитов и других членистоногих, напоминающих следы, встреченные в доказанных кембрийских слоях [34]. Приблизительно в 105 м ниже по разрезу этой формации встречена ребристая раковина, напоминающая раковины из проблематичного рода *Pteridium* (= *Plagiogonus*),

которые встречаются в составе эдиакарской фауны в венде и других подразделениях наиболее позднего докембрия Восточного полушария. Близ границы формации Дип-Спринг и доломитов Рид, в 180 м ниже этой границы, встречена моллюскоподобная раковина *Wyattia*, напоминающая глоборилиды из кембрийских отложений.

Ниже слоев, в которых встречены эти ископаемые остатки, сколько-нибудь ценные для стратиграфии окаменелости исчезают; в доломитах Нундей имеются трубчатые образования, вероятно, водорослевого происхождения [198], а наннофасиили-эвкариотиды в доломитах Бек-Спринг группы Парамп уже были отмечены; и те и другие могут быть уверенно отнесены к докембрию.

Обобщая вышеизложенное, можно сказать, что часть рассматриваемой толщи относится явно к докембрию Z, а часть — явно к нижнему кембрию, но между этими частями нет четкой границы. Принимаемая граница или границы зависят не столько от данных, предоставляемых самими отложениями, сколько от субъективных мнений отдельных стратиграфов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Цель предшествовавшего обзора заключалась в характеристике региональных черт строения докембрийских образований США в той мере, в какой это необходимо для отображения их на Геологической карте США. По самой своей природе этот обзор не является, таким образом, философским или умозрительным трактатом, посвященным докембрийским образованиям или истории докембрийского времени. Тем не менее можно сделать ряд обобщений, которые кратко изложены ниже.

Из обзора ясно, что докембрийские образования Северной Америки не могут рассматриваться просто как не поддающийся расшифровке комплекс пород, более древних, чем наиболее ранние стратифицированные и палеонтологически охарактеризованные фанерозойские отложения. Нельзя их также расчленять на "архейский" комплекс кристаллических пород и "протерозойский" или "альгонкский" комплекс менее деформированных и менее метаморфизованных стратифицированных образований — или, иначе говоря, на "ранний" и "поздний" докембрий. Радиологические определения абсолютного возраста, каковы бы ни были их недостатки и ошибки в деталях, подробно описали и значительно прояснили общую картину, которая в дальнейшем будет еще более уточнена. Используя этот и другие критерии, в настоящее время можно расчленить и коррелировать докембрийские образования, а результаты могут быть представлены на региональных геологических картах, таких, как Геологическая карта Канады (1969 г.) и Геологическая карта США.

Радиологическое датирование подчеркивает огромную продолжительность докембрийского времени — от

более 4000 млн. лет назад до приблизительно 600 млн. лет назад, что примерно в семь раз превосходит продолжительность фанерозойского времени. На протяжении этого громадного интервала времени Земля развивалась от своего первичного состояния до состояния, более напоминающего современное, причем в земной коре, гидросфере и атмосфере происходили изменения, влиявшие на ход геологических процессов [32]. Тем не менее основные законы материи и энергии сохраняли силу на протяжении всего этого времени, так что при изучении этого отрезка геологического времени можно прилагать принципы униформизма, по крайней мере в модифицированной форме.

Так, аналогично фанерозойскому времени, процессы деформации и плутонизма в орогенических поясах шли в то время, когда в других областях существовали условия кратона, а предполагавшихся ранее эпох универсального докембрийского орогенеза не было вообще. Аналогично, если процессы тектоники плит имели место в фанерозойское время, они должны были существовать и в докембрийское время, хотя неотчетливость геологической летописи, запечатленной в этих древних породах, позволяет оценивать характер этих процессов лишь умозрительно.

Скорости накопления вулканических и осадочных отложений в докембрии не могли существенно отличаться от соответствующих скоростей в фанерозойское время. Из этого следует, что толщи докембрийских супракрустальных пород, хотя они и имеют во многих областях большие мощности, отражают лишь небольшие части необычно длительного интервала докембрийского времени. Докембрийские толщи в типичных областях своего распространения, таких, как район озера Верхнего, должны содержать многочисленные перерывы, которые в других областях по времени, вероятно, соответствуют вулканизму и седиментации.

Радиологическое датирование докембрийских пород указывает, что для интервалов, имеющих продолжительность в несколько сот миллионов лет, имеется большое количество определений абсолютного возраста. Между этими интервалами имеются столь же или еще более длительные интервалы, для которых датировки немногочисленны или отсутствуют. Отрезки времени, соответствующие пикам обилия датировок, отвечают кеноранскому, гудзонскому, элсонскому, гренивиллскому и авалонскому событиям в Канаде и США. Эти события рассматривались как эпохи орогенеза, но более вероятно, что большинство из них представляют орогенические эры или циклы, подобные Аппалачскому и Кордильерскому орогеническим циклам фанерозоя. Как в фанерозое, проявления орогенических циклов сконцентрированы в провинциях или поясах, в которых радиологические датировки характеризуют главным образом время инфракрустального метаморфизма и плутонизма. Датировки пород, залегающих вне пределов этих поясов, отражают неорогенические или кратонные процессы, такие, как вулканизм, осадконакопление и отдельные проявления интрузивной деятельности.

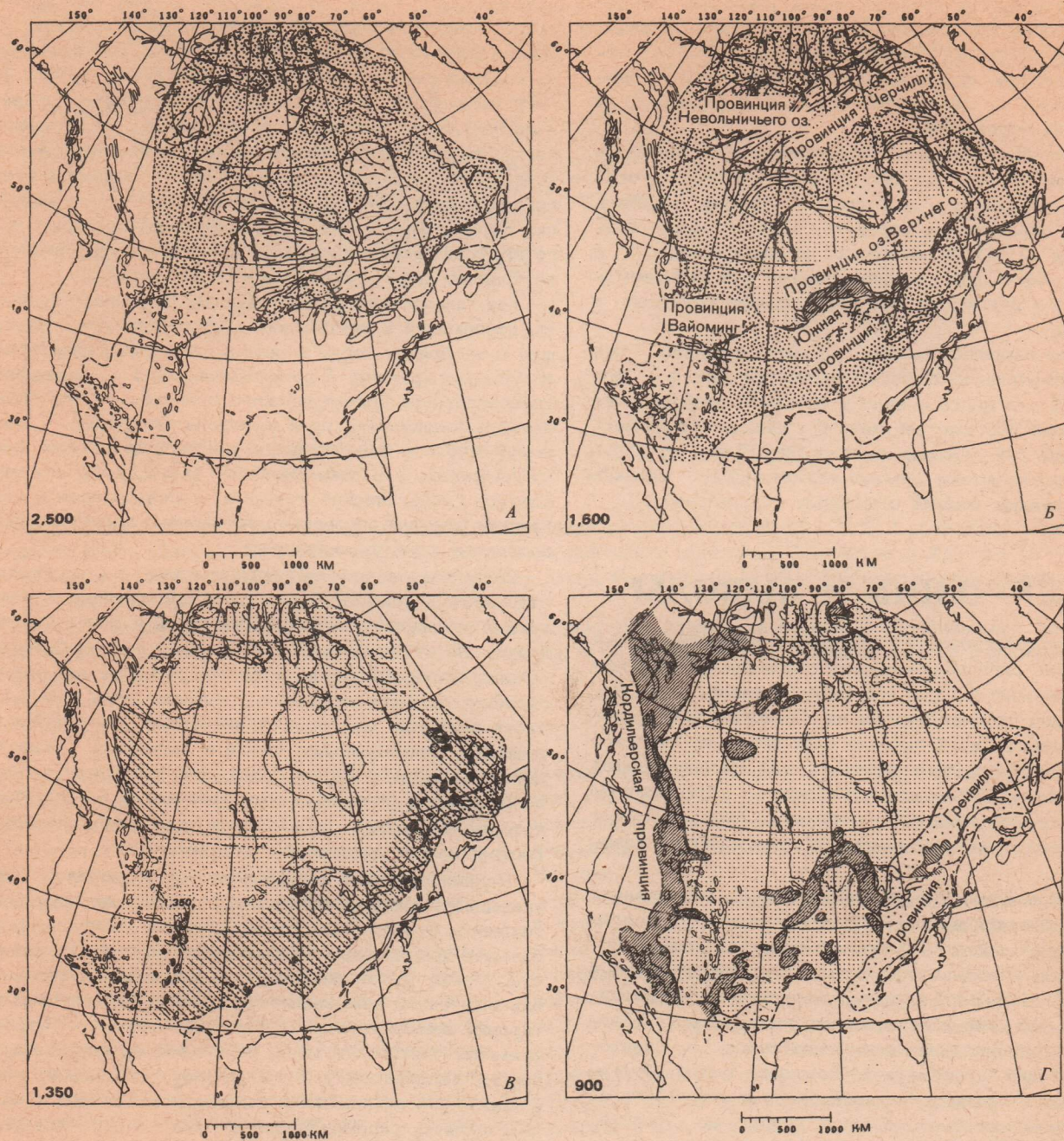
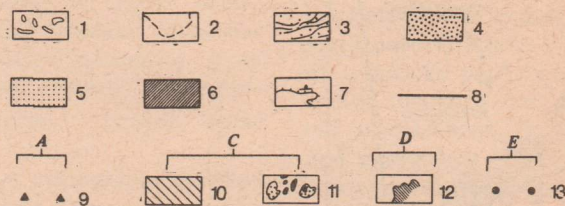
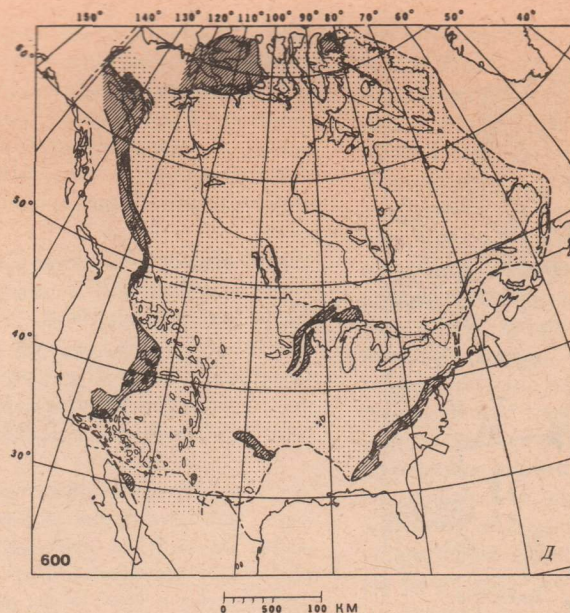


Рис. 29. Карты США и отдельных частей Канады и Мексики, показывающие эволюцию Северо-Американского континента в течение докембрийского времени: А – в конце докембрия W (вслед за кеноранским событием, около 2500 млн. лет назад). Б – в конце докембрия X (вслед за гудзонским событием, около 1600 млн. лет назад). В – близ середины докембрия Y (вслед за элсонским событием, около 1350 млн. лет назад). Г – близ конца докембрия Y (вслед за грениллским событием, около 900 млн. лет назад). Д – в конце докембрия (около 600 млн. лет назад). Не учтено возможное искажение в результате более поздних тектонических процессов. Эти карты сходны с картами, приведенными Мюельбергером [143], но учитывают более поздние данные и представления автора настоящей работы. Некоторые супраконтинентальные отложения, показанные на рис. 29, Г древнее, чем событие с возрастом 1350 млн. лет. Авалонский пояс с возрастом 550–700 млн. лет причленился к Северной Америке в палеозойское время.

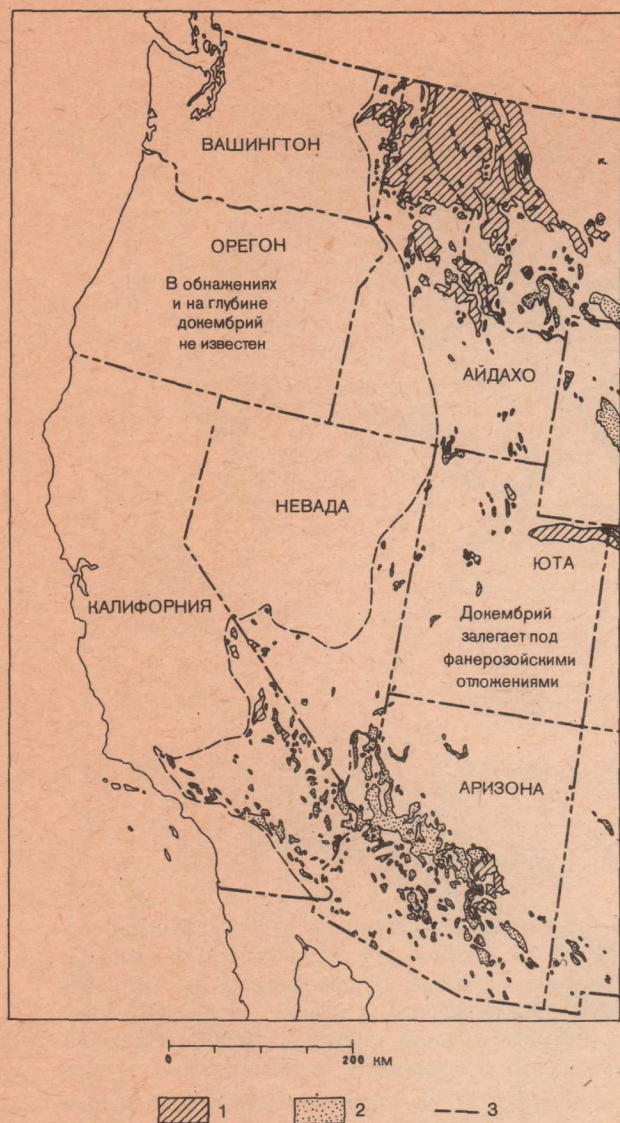


1 - контуры выходов докембрийских образований; 2 - известные внешние пределы распространения докембрийских пород (и приблизительное положение края континента в конце докембрийского времени), 3 - орогенетические области (которые были подвижными в течение событий, отраженных на карте; простирающиеся складчатости показаны частично); 4 - прочие области, сложенные, вероятно, докембрийскими породами, более древними, чем события, отраженные на карте; 5 - области кратонов (стабилизировавшиеся в течение предшествующих событий); 6 - супракратальные осадочные и вулканогенные отложения (континентальные отложения показаны, кроме того, точками); 7 - несогласное налегание супракратальных отложений на древние кратоны (знак падения указывает моноклиналиную структуру); 8 - разрывы (которые были, вероятно, активны в течение события, отраженного на карте); 9 - породы с возрастом древнее 3200 млн. лет (подтверждено радиологическим датированием); 10 - области, подвергшиеся воздействию элсонского (1350 млн. лет) события; 11 - плутоны гранитов и анортозитов; 12 - метаморфические геосинклинальные породы в Гренвиллском орогенетическом поясе; 13 - местонахождения диамиктитов (тиллитов, по крайней мере частично).

Для Северной Америки в целом или для отдельных ее частей были составлены различные карты, показывающие провинции с различным абсолютным возрастом пород (например, [72, 59, 81, 119]). Вне шита, в районах, где обнажения не столь непрерывны и где в большей степени приходится полагаться на данные глубинного изучения, эти карты в деталях иногда неточны, потому что они не могут учесть различий датировок орогенетического и неорогенетического происхождения. Более выразительны, хотя и значительно более субъективны, карты, показывающие предполагаемые условия, существовавшие в различные последо-

вательные периоды докембрийского времени (рис. 29).

Эти карты вносят некоторый вклад в познание, но лишь частично отвечают на вопрос об эволюции Северо-Американского континента. До настоящего времени дискутируются вопросы о том, как он возник, и как развивался. Некоторая часть его континентальной коры должна быть весьма древней ("докембрий V" или "катархей"); породы, имеющие возраст более чем 3200 млн. лет, радиологически датированы в юго-западной Миннесоте, на границе штатов Монтана и Вайоминг и в юго-западной Гренландии (отмечены черными треугольниками на рис. 29, А). В других рай-



Фиг. 30. Карта западной части США, показывающая известную западную границу распространения докембрийских пород. 1 - выходы супракрустальных пород (докембрий Y и Z); 2 - выходы метаморфических и плутонических пород (докембрий W и X); 3 - известная западная граница распространения докембрийских пород.

онах по геологическим данным также предполагается существование очень древних пород, но радиологические доказательства этого пока отсутствуют. В других местах основная масса докембрийских пород моложе и относится к докембрию W ("архею") или более поздним образованиям. Одна из предложенных моделей "катархейских" и "архейских" образований предполагает, что они были "компонентами возникающих протократонов и располагавшихся между ними субпараллельных симатических орогенических поясов, предположительно включавших центры разрастания океанической коры, островные дуги и междуговые впадины, а также зоны субдукции. Однако приблизительно 2500 млн. лет назад большинство "гранитных" протократонов сгруппировалось воедино, сблизив находящиеся между ними океанические участки, островные дуги и междуговые впадины и бордерленды в серии субпараллельных "зеленокаменных поясов", имеющих в

целом синклинарную структуру" [61] (см. также 59, 84)].

К концу времени докембрия W кратоны стабилизировались в результате процессов, охвативших провинцию озера Верхнего в центре континента и провинции Невольничье озеро и Вайоминг на северо-западе и юго-западе (рис. 29, А). Породы докембрия W были установлены также в провинциях Черчилл и Гренвилл Канадского щита, где они были переработаны последующими орогеническими событиями и не стабилизировались до более позднего времени. После кеноранского события, в конце докембрия W, еще более обширная область континента превратилась в кратон. На стабилизацию провинций указывают не только история их метаморфизма и плутонизма, но и несогласное залегание более молодых отложений на их окраинах, например, несогласное налегание отложений докембрия X по краям провинции озера Верхнего (рис.

29, Б). Последним стабилизировался Гренвиллский пояс на юго-востоке континента; метаморфизм и плутонизм происходили здесь в то время, когда остальная часть континента уже была кратоном. Гренвиллский орогенический пояс и мощные слабдеформированные осадочные накопления надгруппы Белт на противоположном западном краю континента представляют поразительный контраст (рис. 29, Г).

Кеноранские датировки не известны в южной части континента, к югу от Висконсина и Вайоминга (рис. 29, А), где повсюду возраст кристаллических пород более молодой (рис. 29, Б). Весьма возможно, что образования докембрия W ("архея") вообще не существовали на большей части этой южной области, из чего следует, что она причленилась к континенту уже после кеноранского события.

Сходным образом, примечательно отсутствие, как на поверхности, так и на глубине, вообще любых докембрийских образований в обширной области на Западе США, к западу от линии, показанной на рис. 30, и имеется много свидетельств того, что в докембрийское время кора здесь была океанической и преобразовалась в континент в палеозойское или более позднее время. Даже наиболее западные выходы докембрийских пород, близ побережья Тихого океана в южной Калифорнии, вероятно, достигли своего современного положения в результате сдвигов блоков коры позже, в фанерозойское время.

На картах (рис. 29) эта линия показывает приблизительное положение западного края Северо-Американского континента в конце докембрийского времени. Аналогичные линии показаны на этих картах вдоль южной и юго-восточной окраин континента. Граница на юге указывает край палеозойского орогенического пояса Уошито, в котором докембрийский фундамент не установлен; возможно, первичная континентальная кора этой области была удалена в результате дрейфа в течение фанерозойского времени в область к югу от Мексиканского залива. Граница на юго-востоке указывает внешний известный предел распространения пород Гренвиллского пояса; докембрийские образования более молодого возраста в Авалонском поясе на большей части Аппалачской цепи лежат вне этого прогиба, но они, вероятно, причленились к континенту в результате столкновения плит в фанерозое.

Имеющиеся данные показывают, что после кеноранского события Северо-Американский континент был монолитным телом, постепенно разрастающимся в результате аккреции — вне зависимости от того, какие движения оно совершало и каковы были его пространственные соотношения с другими континентальными плитами. Единственным ясным указанием на рост континента в результате столкновения плит является только что упомянутый Авалонский пояс.

Конец докембрийского времени (докембрий Z или "гадриний") плохо изучен, потому что отложения этого времени очень слабо представлены в Центральном районе США — в основном, вероятно, континентальными

ми отложениями, подобными группе Бейфилд района озера Верхнего, и частично вулканическими и обломочными образованиями прогиба Уичито в более южных районах (рис. 29, Д). Осадконакопление сместилось в это время к восточной и западной окраинам континента, в Аппалачский и Кордильерский пояса, где накапливались морские осадки с подчиненным количеством вулканитов, слагая толщи столь же впечатляющие, как и более древние; эти толщи вверх по разрезу переходят в палеозойские геосинклинальные отложения, отделяясь от последних лишь незначительным перерывом. На востоке отложения докембрия Z менее зрелые, чем сменяющие их вверх по разрезу палеозойские отложения, что указывает на аккумуляцию в тектонически спокойных условиях. На западе отложения докембрия Z, особенно те, которые ныне сохранились в западной части провинции Бассейнов и Хребтов, отлагались в условиях, подобных тем, в которых происходило накопление более древней надгруппы Белт того же района.

Диамиктиты встречаются близ основания докембрия Z на большей части поля его распространения в Кордильерском поясе на западе и в двух участках в Аппалачском поясе на востоке. Заманчиво сопоставить их с широко распространенными ледниковыми отложениями позднего докембрия, которые доказаны на других континентах, и рассматривать их все как возможный временной репер. В США и Канаде отсутствуют исчерпывающие доказательства ледникового происхождения всех диамиктитов, а известное положение полюса в это время не вполне согласуется с предполагаемым похолоданием. Тем не менее региональное распространение этих отложений и разнообразный состав их обломочной части указывают на совершенно иной механизм образования, чем просто оползневой или другой, контролируемый чисто местными причинами.

В настоящей работе нет необходимости подробно касаться вызывающего споры вопроса о границе между докембрием и кембрием. В Центральном районе и в восточной части Кордильерского пояса отложения, более молодые, чем самые низы, кембрия залегают несогласно на докембрийских породах, которые представлены частично супракрустальными образованиями, но во многих местах — образованиями кристаллического инфракрустального фундамента. Вопрос о границе встает лишь во внутренних частях Аппалачского и Кордильерского поясов, где породы позднего докембрия (Z) и кембрия залегают в единых разрезах. Однако здесь слои орогенически деформированы в течение фанерозойского времени и полосы выходов рассматриваемых пород очень узкие, так что для целей изображения на Геологической карте США этот вопрос о границе несуществен и им можно пренебречь. Существенным является то, что докембрий и кембрий не обязательно разделены несогласием (как на кратоне) и не разделяются "липалианским" или каким-то утраченным интервалом времени.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Эта работа не могла быть создана без информации, помощи и советов со стороны тех из моих коллег по Геологической службе, которые также интересуются геологией докембрия США. Среди многих, внесших свой вклад, Чарлз А. Андерсон, Хелен М. Бейкмен, Макс Д. Криттенден мл., Гарольд Л. Джеймс, Зелл Е. Питермен, Гершон Д. Робинсон и Джон Х. Стюарт, частично или полностью просмотревшие рукопись на разных стадиях ее создания. Однако не приходится и говорить, что эта работа не является ни выражением их коллективного мнения, ни окончательным официальным документом Геологической службы США; я несу единоличную ответственность за высказанные взгляды.

Я также глубоко признателен Престону Е. Клауду мл. (Калифорнийский университет, Санта-Барбара) и Клиффорду Х. Стоквеллу (Геологическая служба Канады), чье глубокое понимание проблем докембрия помогало мне четче сформулировать мои собственные представления и которые помогали мне советами и вдохновляли меня при работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Aalto K.R.*, 1971, Glacial marine sedimentation and stratigraphy of the Toby Conglomerate (Upper Proterozoic), southeastern British Columbia, northwestern Idaho, and northeastern Washington: *Canadian Jour. Earth Sci.*, **8**, No. 7, p. 753 – 787.
2. *Adams F.D., Bell Robert, Lane A.C., Leith C.K., Miller W.G., Van Hise R.R.*, 1905, Report of the Special Committee on the Lake Superior Region: *Jour. Geology*, **13**, No. 2, p. 89 – 104.
3. *Aldrich L.T., Davis G.L., James H.L.*, 1965, Ages of minerals from metamorphic and igneous rocks near Iron Mountain, Michigan: *Jour. Petrology*, **6**, pt. 3, p. 445 – 472.
4. *Anderson C.A.*, 1968, Metamorphosed Precambrian silicic volcanic rocks in central Arizona, in *Coats R.R., Hay R.L., Anderson C.A.*, eds. *Studies in volcanology*: *Geol. Soc. America Mem.* 116, p. 9 – 44.
5. *Anderson C.A., Blacet P.M., Solver L.T., Stern T.W.*, 1971, Revision of Precambrian stratigraphy in the Prescott-Jarome area, Yavapai County, Arizona: *U.S. Geol. Survey Bull.* 1324 – C, p. C1 – C16.
6. *Armstrong R.L.*, 1975, Precambrian (1,500 m.y. old) rocks of central Idaho; the Salmon River arch and its role in Cordilleran sedimentation and tectonics: *Am. Jour. Sci.*, **275** – A, 437 – 467.
7. *Armstrong R.L., Hills F.A.*, 1967, Rb/Sr and K/Ar geochronologic studies of mantled gneiss domes, Albion Range, southern Idaho, U.S.A.: *Earth and Planetary Sci. Letters*, **3**, No. 2, p. 114 – 124.
8. *Barker Fred*, 1969, Precambrian geology of the Needle Mountains, southwestern Colorado: *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 644 – A, 35 p.
9. *Bayley R.W.*, 1968, Ore deposits of the Atlantic City district, Fremont County, Wyoming, in *Ridge J.D.*, ed., *Ore deposits of the United States, 1933 – 1967 (Graton-Sales Volume)*: *Am. Inst. Mining, Metall., and Petroleum Engineers*, **1**, p. 568 – 604.
10. *Bayley R.W.*, 1970, Structure and mineralization of Precambrian rocks in the Galena-Roubaix district, Black Hills, South Dakota: *U.S. Geol. Survey Bull.* 1312 – E, p. E1 – E15.
11. *Bayley R.W.*, 1972a, A preliminary report on the geology and gold deposits of the Rochford district, Black Hills, South Dakota: *U.S. Geol. Survey Bull.* 1332 – A, p. A3 – A24.
12. *Bayley R.W.*, 1972b, Preliminary geologic map of the Nemo district, Black Hills, South Dakota: *U.S. Geol. Survey Misc. Geol. Inves. Map I – 712*, scale 1:24 000.
13. *Bayley R.W.*, 1972c, Geologic field compilation map of the northern Black Hills, South Dakota: *U.S. Geol. Survey open-file report*, scale 1:48 000.
14. *Bayley R.W., James H.L.*, 1973, Precambrian iron formations in the United States, in *James H.L. and Sims P.K.*, eds., *Precambrian iron formations of the world*: *Econ. Geology*, **68**, No. 7, p. 934 – 959.
15. *Bayley R.W., Muehlberger W.R.*, 1968, Basement rock map of the United States, exclusive of Alaska and Hawaii: *U.S. Geol. Survey*, scale 1:2 500 000.
16. *Becker G.F.*, 1908, Relations of radioactivity to cosmology and geology: *Geol. Soc. America Bull.*, **19**, No. 2, p. 113 – 146.
17. *Bentley R.D., Neathery T.L.*, 1970, Geology of the Brevard fault zone and related rocks of the inner Piedmont of Alabama: *Alabama Geol. Society 8th Ann. Field Trip Guidebook (Dec. 4 – 5, 1970)*, 119 p.
18. *Bickford M.E.*, 1972, Chronology of igneous events in the Precambrian of the St. Francois Mountains, southeast Missouri; U/Pb ages of zircons and Rb/Sr ages of whole rocks and mineral separates [abs.]: *Geol. Soc. America Abs. with Programs*, **4**, No. 7 (Ann. Mtg., Minneapolis), p. 451 – 452.
19. *Bickford M.E., Wetherill G.W., Barker Fred, Lee-Hu Chin-Nan*, 1967, Precambrian Rb/Sr chronology in the Needle Mountains, southwestern Colorado: *Jour. Geophys. Research*, **74**, No. 6, p. 1660 – 1676.
20. *Blackwelder Eliot*, 1926, Precambrian geology of the Medicine Bow Mountains: *Geol. Soc. America Bull.*, **37**, No. 4, p. 615 – 658.
21. *Blackwelder Eliot*, 1932, An ancient glacial formation in Utah: *Jour. Geology*, **40**, No. 4, p. 289 – 304.
22. *Bloomer R.O., Werner H.J.*, 1955, Geology of the Blue Ridge region in central Virginia: *Geol. Soc. America Bull.*, **66**, No. 5, p. 579 – 606.
23. *Boone G.M., Boudette E.L., Moench R.H.*, 1970, Bedrock geology of the Rangeley Lakes-Dead River basin, western Maine, in *Boone G.M.*, ed., *Guidebook for field trips in the Rangeley Lakes-Dead River basin region, western Maine*: *New England Intercollegiate Geol. Conf., 63rd Ann. Mtg.*, p. 1 – 24.
24. *Buddington A.F.*, 1939, Adirondack igneous rocks and their metamorphism: *Geol. Soc. America Mem.* 7, 354 p.
25. *Burchfiel B.C., Livingston J.L.*, 1967, Brevard zone compared to Alpine root zones: *Am. Jour. Sci.*, **265**, No. 4, p. 241 – 256.
26. *Butler J.R.*, 1966, Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming, pt. 6, Cathedral Peak area, Montana: *Geol. Soc. America Bull.*, **77**, No. 1, p. 45 – 64.
27. *Cannon W.F., Gair J.E.*, 1970, A revision of stratigraphic nomenclature for the middle Precambrian rocks in northern Michigan: *Geol. Soc. America Bull.*, **81**, No. 9, p. 2843 – 2846.
28. *Carroll Dorothy, Neuman R.B., Jaffe H.W.*, 1957, Heavy minerals in arenaceous beds in part of the Ocoee Series, Great Smoky Mountains, Tennessee: *Am. Jour. Sci.*, **255**, No. 3, p. 175 – 193.

29. Carter Bruce, Silver L.T., 1971, Post-emplacment structural history of the San Gabriel anorthosite complex [abs.]: Geol. Soc. America Abstracts with Programs, **3**, No. 2 (Cordilleran Section 64th Ann. Mtg.), p. 193 - 194.
30. Catanzaro E.J., 1966, Correlation of some Precambrian rocks and metamorphic events in parts of Wyoming and Montana: Mountain Geologist, **4**, No. 1, p. 9 - 21.
31. Clark S.H.B., 1973, Interpretation of a high-grade Precambrian terrane in northern Idaho: Geol. Soc. America Bull., **84**, No. 6, p. 1999 - 2004.
32. Cloud P.E., Jr., 1968, Pre-metazoan evolution and the origins of the Metazoa, in Drake E.T., ed., Evolution and environment: Yale Univ. Press, New Haven, p. 1 - 72.
33. Cloud P.E., Jr., Licari G.R., Wright L.A., Troxel B.W., 1969, Proterozoic eucaryotes from eastern California: Natl. Acad. Sci. Proc., **62**, No. 3, p. 623 - 630.
34. Cloud P.E., Jr., Nelson C.A., 1966, Paleozoic-Cryptozoic and related transitions; new evidence; Science, **154**, No. 3750, p. 765 - 769.
35. Cloud P.E., Jr., Semikhatov M.A., 1969, Proterozoic stromatolite zonation: Am. Jour. Sci., **267**, No. 9, p. 1017 - 1061.
36. Condie K.C., 1967, Petrology of the late Precambrian tillite (?) association in northern Utah: Geol. Soc. America Bull., **78**, No. 11, p. 1317 - 1344.
37. Conley J.F., Henika W.S., 1973, Geology of the Snow Creek, Martinsville East, Price, and Spray quadrangles, Virginia: Virginia Div. Mineral Resources Rept. Inv. 33, 71 p.
38. Cooper J.R., Silver L.T., 1964, Geology and ore deposits of the Dragoon quadrangle, Cochise County, Arizona: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 416, 196 p.
39. Crittenden M.D., Jr., McKee E.H., Peterman Z.E., 1971, 1.5-billion-year-old rocks in the Willard thrust sheet, Utah [abs.]: Geol. Soc. America Abstracts with Programs, **3**, No. 2 (Cordilleran Section 67th Ann. Mtg.), p. 105 - 106.
40. Crittenden M.D., Jr., Schaeffer F.E., Trimble D.E., Woodward L.A., 1971, Nomenclature and correlation of some upper Precambrian and basal Cambrian sequences in western Utah and southeastern Idaho: Geol. Soc. America Bull., **82**, No. 3, p. 581 - 602.
41. Crittenden M.D., Jr., Sharp B.J., Calkins F.C., 1952, Parleys Canyon to Transverse Ranges, in Geology of the central Wasatch Mountains, Utah: Utah Geol. Society Guidebook to the Geology of Utah, No. 8, p. 1 - 37.
42. Crittenden M.D., Jr., Stewart J.H., Wallace C.A., 1972, Regional correlation of upper Precambrian strata in western North America: Internat. Geol. Cong. 24th (Canada), sec. 1, p. 334 - 361.
43. Crittenden M.D., Jr., Wallace C.A., 1973, Probable equivalents of the Belt Supergroup in Utah, in Belt symposium, 1973, 1: Idaho Bur. Mines and Geol., p. 116 - 138.
44. Crowell J.C., Walker J.W.R., 1962, Anorthosite and related rocks along the San Andreas fault, southern California: California Univ. Pubs. Geol. Sci., **40**, p. 219 - 288.
45. Daly R.A., 1912, Geology of the North American Cordillera at the Forty-ninth Parallel: Canada Geol. Survey Mem. 38, pt. 1, 546 p.
46. Dalziel I.W.D., Dott R.H., Jr., 1970, Geology of the Baraboo district, Wisconsin: Wisconsin Geol. and Nat. History Survey Inf. Circ. 14, 164 p.
47. Darton N.H., 1925, A resume of Arizona geology: Arizona Bur. Mines Bull. 119, 208 p.
48. Darton N.H., Paige Sidney, 1925, Description of the central Black Hills, South Dakota: U.S. Geol. Survey Geol. Atlas, Folio 219, 34 p.
49. Deiss Charles, 1935, Cambrian-Algonkian unconformity in western Montana: Geol. Soc. America Bull., **46**, No. 1, p. 95 - 124.
50. Dibble T.W., Jr., 1968, Displacements on the San Andreas fault system in the San Gabriel, San Bernardino, and San Jacinto Mountains, southern California, in Dickinson W.R., and Grantz Arthur, eds., Proceedings of conference on geologic problems of San Andreas fault system: Stanford Univ. Pubs. Geol. Sci., **11**, p. 260 - 277.
51. Douglas R.J.W., Gabrielse H., Wheeler J.O., Stott D.F., Belyea H.R., 1970, Geology of western Canada, in Douglas R.J.W., ed., Geology and economic minerals of Canada: Canada Geol. Survey Econ. Geol. Rept. 1, 5th ed., p. 366 - 488.
52. Dowse A.M., 1950, New evidence on the Cambrian contact at Hoppin Hill, North Attleboro, Massachusetts: Am. Jour. Sci., **258**, No. 2, p. 95 - 99.
53. Drake A.A., Jr., 1970, Structural geology of the Reading Prong, in Fisher G.W., Pettijohn F.J., Reed J.C., Jr., Weaver K.N., eds., Studies of Appalachian geology; Central and Southern: Interscience Publishers, New York, p. 271 - 291.
54. Dutton C.E., Bradley R.E., 1970, Lithologic, geophysical and mineral commodity maps of Precambrian rocks in Wisconsin: U.S. Geol. Survey Misc. Geol. Inv. Map 1 - 631, scale 1:500 000.
55. Eardley A.J., Hatch R.A., 1940a, Precambrian crystalline rocks of north-central Utah: Jour. Geology, **48**, No. 1, p. 58 - 72.
56. Eardley A.J., Hatch R.A., 1940b, Proterozoic (?) rocks in Utah: Geol. Soc. America Bull., **51**, No. 6, p. 795 - 844.
57. Eckelmann F.D., Poldervaart Arie, 1957, Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming, pt. 1, Archean history of the Quad Creek area: Geol. Soc. America Bull., **68**, No. 10, p. 1225 - 1262.
58. Amslie R.F., 1970, Grenville province, in Douglas R.J.W., ed., Geology and economic minerals of Canada: Canada Geol. Survey Econ. Geol. Rept. 1, 5th ed., p. 121 - 145.
59. Engel A.E.J., 1963, Geologic evolution of North America: Science, **140**, No. 2563, p. 143 - 152.
60. Engel A.E.J., Engel C.G., 1954, Grenville Series in the north-west Adirondack Mountains, New York; part 1, General features of the Grenville Series: Geol. Soc. America Bull., **64**, No. 9, p. 1013 - 1047.
61. Engel A.E.J., Itson S.P., Engel C.G., Stickney D.M., Gray E.J., Jr., 1974, Crustal evolution and global tectonics; a petrogenic view: Geol. Soc. America Bull., **85**, 843 - 848.
62. Fairbairn H.W., Moorbath S., Ramo A.O., Pinson W.H., Jr., Hurley P.M., 1967, Rb/Sr age of granitic rocks of southeastern Massachusetts and age of the Lower Cambrian at Hoppin Hill: Earth and Planetary Sci Letters, **2**, p. 321 - 328.
63. Faul Harry Stern T.W., Thomas H.H., Elmore P.L.D., 1963, Ages of intrusion and metamorphism in the Northern Appalachians: Am. Jour. Sci., **261**, No. 1, p. 1 - 19.
64. Fenton M.D., Faure G., 1969, Another age determination of the Stillwater Complex, Montana, by the total-rock Rb/Sr method [abs.], in Abstracts for 1968: Geol. Soc. America Spec. Paper 121, p. 656 - 657.
65. Flawn P.T., 1956, Basement rocks of Texas and southeast New Mexico: Texas Univ. Bur. Econ. Geol. Pub. 5605, 261 p.
66. Flawn P.T., Muehlberger W.R., 1970, The Precambrian of the United States of America; south-central United States, in

- Rankama Kalervo*, ed., *The Precambrian*, 4, Interscience Publishers, New York, p. 73 – 143.
67. Ford T.D., Breed W.J., 1972, The problematical Precambrian fossil *Chuarina*: *Internat. Geol. Cong.* 24th (Canada), sec. 1, p. 11 – 18.
 68. Ford T.D., Breed W.J., 1973, Late Precambrian Chuar Group, Grand Canyon, Arizona: *Geol. Soc. America Bull.*, 84, No. 4, p. 1243 – 1260.
 69. Fullagar P.D., Odom A.L., 1973, Geochronology of Precambrian gneisses in the Blue Ridge province of northwestern North Carolina and adjacent parts of Virginia and Tennessee: *Geol. Soc. America Bull.*, 84, No. 9, p. 2065 – 3080.
 70. Gabrielse Hugh, 1972, Younger Precambrian of the Canadian Cordillera: *Am. Jour. Sci.*, 272, No. 6, p. 521 – 536.
 71. Gastil Gordon, 1958, Older Precambrian rocks of the Diamond Butte quadrangle, Gila County, Arizona: *Geol. Soc. America Bull.*, 69, No. 12, p. 1495 – 1514.
 72. Gastil Gordon, 1960, The distribution of mineral dates in time and space: *Am. Jour. Sci.*, 258, No. 1, p. 1 – 35.
 73. Giletti B.J., 1966, Isotopic ages from southwestern Montana: *Jour. Geophys. Research*, 71, No. 16, p. 4029 – 4036.
 74. Giletti B.J., Damon P.E., 1961, Rubidium-strontium ages of some basement rocks from Arizona and northwestern New Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, 72, p. 639 – 644.
 75. Gilluly James, 1966, Orogeny and geochronology: *Am. Jour. Sci.*, 264, No. 2, p. 97 – 111.
 76. Glaessner M.F., 1961, Pre-Cambrian animals: *Scientific American*, 204, No. 3, p. 72 – 78.
 77. Glaessner M.F., 1968, Biological events and the Precambrian time scale: *Can. Jour. Earth Sci.*, 5, No. 3, p. 585 – 590.
 78. Glaessner M.F., 1971, Geographic distribution and time range of the Ediacara Precambrian fauna: *Geol. Soc. America Bull.*, 82, No. 2, p. 509 – 514.
 79. Glover Lynn III, Sinha A.K., 1973, The Virgilina deformation, a late Precambrian to early Cambrian (?) orogenic event in the central Piedmont of Virginia and North Carolina: *Am. Jour. Sci.*, 273 – A (Cooper volume), 234 – 251.
 80. Goldich S.S., 1968, Geochronology in the Lake Superior Region: *Canadian Jour. Earth Sci.*, 5, No. 3, p. 715 – 724.
 81. Goldich S.S., Lidiak E.G., Hedge C.E., Walthall F.G., 1966, Geochronology of the Midcontinent Region, United States; pt. 2, Northern area: *Jour. Geophys. Research*, 71, No. 22, p. 5389 – 5406.
 82. Goldich S.S., Muehlberger W.R., Lidiak E.G., Hedge C.E., 1966, Geochronology of the Midcontinent Region, United States: pt. 1, Scope, methods and principles: *Jour. Geophys. Research*, 71, No. 22, p. 5375 – 5388.
 83. Goldich S.S., Nier A.O., Baadsgaard Haltdam, Hoffman J.H., Krueger H.W., 1961, The Precambrian geology and geochronology of Minnesota: *Minnesota Geol. Survey Bull.* 41, 193 p.
 84. Goodwin A.M., 1974, Precambrian belts, plumes and shield development: *Am. Jour. Sci.*, 274, p. 987 – 1028.
 85. Grout F.F., Gruner J.W., Schwartz G.M., Thiel G.A., 1951, Precambrian stratigraphy of Minnesota: *Geol. Soc. America Bull.*, 62, No. 9, p. 1017 – 1078.
 86. Gussow W.C., 1973, *Chuarina* cf. *C. circularis* Walcott from the Precambrian Hector Formation, Banff National Park, Alberta: *Jour. Paleontology*, 47, 1108 – 1112.
 87. Hadley J.B., 1969a, Geologic map of the Cameron quadrangle, Madison County, Montana: U.S. Geol. Survey Geol. Quad. Map GQ – 813, scale 1:62500.
 88. Hadley J.B., 1969b, Geologic map of the Varney quadrangle, Madison County, Montana: U.S. Geol. Survey Geol. Quad. Map GQ – 814, Scale 1:62500.
 89. Hadley J.B., 1970, The Ocoee Series and its possible correlatives in Fisher G.W., Pettijohn F.J., Reed J.C., Jr., Weaver K.N., eds. *Studies of Appalachian geology; Central and Southern*: Interscience Publishers, New York, p. 227 – 245.
 90. Hadley J.B., Nelson A.E., 1971, Geologic map of the Knoxville quadrangle, North Carolina, Tennessee, and South Carolina: U.S. Geol. Survey Misc. Geol. Inv. Map. 1 – 654, scale 1:250000.
 91. Hall L.M., 1968, Times and origin of deformation of bedrock in the Manhattan prong, in Zen, E-an, White W.S., Hadley J.B., Thompson J.B., Jr., eds., *Studies of Appalachian geology; Northern and Maritime*: Interscience Publishers, New York, p. 117 – 127.
 92. Halls H.C., 1966, A review of the Keweenaw geology of the Lake Superior Region, in Steinhart J.S., Smith T.J., eds., *The earth beneath the continents*: Am. Geophys. Union Geophys. Mon. 10, p. 3 – 27.
 93. Ham W.E., Denison R.E., Merritt C.A., 1964, Basement rocks and structural evolution of southern Oklahoma: *Oklahoma Geol. Survey Bull.* 95, 302 p.
 94. Hamblin W.K., 1961, Paleogeographic evolution of the Lake Superior Region from late Keweenaw to late Cambrian time: *Geol. Soc. America Bull.*, 72, No. 1, p. 1 – 18.
 95. Hansen W.R., 1965, Geology of the Flaming Gorge area, Utah – Colorado – Wyoming: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 490, 196 p.
 96. Harbour R.L., 1960, Precambrian rocks at North Franklin Mountain, Texas: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 44, No. 11, p. 1785 – 1792.
 97. Harbour R.T., 1972, Geology of the northern Franklin Mountains, Texas and New Mexico: U.S., Geol. Survey Bull. 1289, 129 p.
 98. Harrison J.E., 1972, Precambrian Belt basin of northwestern United States; its geometry, sedimentation, and copper occurrences: *Geol. Soc. American Bull.*, 83, No. 5, p. 1215 – 1240.
 99. Harrison J.E., Griggs A.B., Wells J.D., 1974, Tectonic features of the Precambrian Belt basin and their influence on post-Belt structures: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 866, 15 p.
 100. Hatcher R.D., Jr., 1971, Geology of Rabun and Habersham Counties, Georgia: *Georgia Geol. Survey Bull.* 83, 48 p.
 101. Hatcher R.D., 1973, Basement versus cover rocks in the Blue Ridge of northeast Georgia, northwestern South Carolina, and adjacent North Carolina: *Am. Jour. Sci.*, 273, No. 8, p. 671 – 685.
 102. Hedge C.E., 1970, Whole-rock Rb/Sr age of Pikes Peak batholith, Colorado, in *Geological Survey research 1970*: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 700 – B, p. B86 – D89.
 103. Hedge C.E., Peterman Z.E., Braddock W.A., 1967, Age of the major Precambrian regional metamorphism in the northern Front Range, Colorado: *Geol. Soc. America Bull.*, 78, No. 4, p. 551 – 558.
 104. Hills F.A., Armstrong R.L., 1971, Rb/Sr and K/Ar geochronology of the Laramie Range, southern Wyoming [abs.]: *Geol. Soc. America Abstracts with Programs*, 3, No. 7, 1971 Ann. Mtg., p. 599 – 600.
 105. Hills F.A., Gast P.W., Houston R.S., Swainbank I.G., 1968, Precambrian geochronology of the Medicine Bow Mountains, southeastern Wyoming: *Geol. Soc. American Bull.* 79, No. 12, p. 1757 – 1784.
 106. Houston R.S. and others, 1968, A regional study of rocks of Precambrian age in that part of the Medicine Bow Mountains,

- lying in southeastern Wyoming, with a chapter on the relationship between Precambrian and Laramide structure: Wyoming Geol. Survey Mem. 1, 167 p.
107. *Hughes C.J.*, 1970, The late Precambrian Avalonian orogeny in Avalon, southeast Newfoundland: *Am. Jour. Sci.*, **269**, No. 2, p. 183 – 190.
 108. *Hughes C.J.*, *Brückner W.D.*, 1971, Late Precambrian rocks of eastern Avalon Peninsula, Newfoundland; a volcanic island complex: *Canadian Jour. Earth Sci.*, **8**, p. 899 – 915.
 109. *Hurst V.J.*, 1973, Geology of the southern Blue Ridge belt: *Am. Jour. Sci.*, **273**, No. 8, p. 643 – 670.
 110. *James H.L.*, 1955, Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan: *Geol. Soc. America Bull.* **66**, No. 12, p. 1455 – 1488.
 111. *James H.L.*, 1958, Stratigraphy of pre-Keweenawan rocks in parts of northern Michigan: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 314-C, p. 27 – 44.
 112. *James H.L.*, 1960, Problems of stratigraphy and correlation of Precambrian with particular reference to the Lake Superior Region: *Am. Jour. Sci.*, **258 – A** (Bradley volume), p. 104 – 114.
 113. *James H.L.*, 1972a, Stratigraphic Commission note 40; Subdivisions of Precambrian, an interim scheme to be used by the U.S. Geological Survey: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **56**, No. 6, p. 1128 – 1133.
 114. *James H.L.*, 1972b, Subdivision of Precambrian; reply: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **56**, No. 10, p. 2084 – 2086.
 115. *Johnson B.K.*, 1957, Geology of a part of the Manly Peak quadrangle, southern Panamint Range, California: *California Univ. Pubs. Geol. Sci.*, **30**, No. 5, p. 353 – 424.
 116. *Jonas A.I.*, *Stose G.W.*, 1939, Age relation of the Precambrian rocks in the Catoctin Mountain-Blue Ridge and Mount Rogers anticlinoria in Virginia: *Am. Jour. Sci.*, **237**, No. 8, p. 575 – 593.
 117. *Jones W.R.*, *Peoples J.W.*, *Howland A.L.*, 1960, Igneous and tectonic structures of the Stilwater Complex, Montana: U.S. Geol. Survey Bull. 1071 – H, p. H281 – H340.
 118. *King E.R.*, *Zietz Isadore*, 1971, Aeromagnetic study of the Midcontinent gravity high of central United States: *Geol. Soc. America Bull.*, **82**, No. 8, p. 2187 – 2208.
 119. *King P.B.*, 1969, The tectonics of North America; a discussion to accompany the Tectonic Map of North America, scale 1:5 000 000: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 628, 95 p.
 120. *King P.B.*, 1970, The Precambrian of the United States of America; southeastern United States; in *Rankama, Kalervo*, ed., *The Precambrian*, **4**: Interscience Publishers, New York, p. 1 – 71.
 121. *King P.B.*, *Beikman H.M.*, 1974, An explanatory text to accompany the geologic map of the United States: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 901, 44 p. (1975).
 122. *King P.B.*, *Flawn P.T.*, 1953, Geology and mineral deposits of the Precambrian rocks of the Van Horn area, Texas: *Texas Univ. Bur. Econ. Geol. Pub.* 5301, 218 p.
 123. *King P.B.*, *Neuman R.B.*, *Hadley J.B.*, 1968, Geology of the Great Smoky Mountains, Tennessee and North Carolina: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 587, 23 p.
 124. *Kistler R.W.*, *Obradovich J.D.*, *Jackson E.D.*, 1968, Isotopic ages of rocks and minerals from the Stillwater Complex, Montana [abs.], in *Abstracts for 1967*: *Geol. Soc. America Spec. Paper* 115, p. 120 – 121.
 125. *Krieger M.H.*, 1968, Stratigraphic relations of the Troy Quartzite (younger Precambrian) and the Cambrian formations in southeastern Arizona, in *Titley, S.R.*, ed., *Southern Arizona guidebook III: Arizona Geol. Society, Geol. Soc. America Cordilleran Sec.*, 64th Ann. Mtg., p. 23 – 32.
 126. *Kulp J.L.*, *Eckelmann F.D.*, 1961, Potassium-argon ages on micas from the Southern Appalachians, in *Geochronology of rock systems*: *New York Acad. Sci. Annals*, **69**, art. 2, p. 408 – 419.
 127. *Lanphere M.A.*, 1964, Geochronologic studies in the eastern Mojave Desert, California: *Jour. Geology*, **72**, No. 4, p. 381 – 419.
 128. *Lawson A.C.*, 1914, A standard scale for the Pre-cambrian rocks of North America: *Internat. Geol. Cong.*, 12th (Canada), *Compte Rendu.*, p. 349 – 370.
 129. *Leith C.K.*, 1934, The Precambrian: *Geol. Soc. America Proc. for 1933*, p. 151 – 180.
 130. *Livingston D.E.*, *Damon P.E.*, 1968, The ages of stratified Precambrian rock sequences in central Arizona and northern Sonora: *Canadian Jour. Earth Sci.*, **5**, No. 3, pt. 2, p. 763 – 772.
 131. *Long L.E.*, *Kulp J.L.*, 1962, Isotopic age study of the metamorphic history of the Manhattan and Reading Prongs: *Geol. Soc. America Bull.*, **73**, No. 8, p. 969 – 996.
 132. *McGowen J.H.*, *Groat C.J.*, 1971, Van Horn Sandstone, west Texas; an alluvial fan model mineral exploration: *Texas Bur. Econ. Geology Rept. Inv.* 72, 57 p.
 133. *McKee E.H.*, *Noble D.C.*, 1974, Radiometric ages of diabase sills and basaltic lava flows in the Unkar Group, Grand Canyon [abs.]: *Geol. Soc. America Abstracts, with Programs*, **6**, No. 5 (Rocky Mountain Section, 27th Ann. Mtg.), p. 458.
 134. *McLaughlin R.E.*, *Hathaway R.E.*, 1973, Fossils in the Murphy Marble [abs.]: *Geol. Soc. America Abs. with Programs*, **5**, No. 5 (Southeastern Sec. 22d Ann. Mtg.), p. 418 – 419.
 135. *McMannis W.J.*, 1963, La Hood Formation, a coarse facies of the Belt Series in southwestern Montana: *Geol. Soc. America Bull.*, **74**, No. 4, p. 407 – 436.
 136. *Mallory W.W.*, 1972, Pennsylvanian arkose and the Ancestral Rocky Mountains, in *Mallory W.W.*, ed., *Geologic Atlas of the Rocky Mountain Region, United States of America*: *Rocky Mountain Assoc. Geol.*, Denver, Colo., p. 121 – 132.
 137. *Maxson J.H.*, 1961, Geologic map of the Bright Angel quadrangle, Grand Canyon National Park, Arizona: *Grand Canyon Nat. Hist. Assoc. (Scale) 1:24 000*.
 138. *Miller F.K.*, *McKee E.H.*, *Yates R.G.*, 1973, Age and correlation of the Windermere Group in northeastern Washington: *Geol. Soc. America Bull.*, **84**, No. 11, p. 2723 – 2730.
 139. *Misch Peter*, *Hazzard J.C.*, 1962, Stratigraphy and metamorphism of late Precambrian rocks in central northeastern Nevada and adjacent Utah: *Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, **46**, No. 3, p. 289 – 343.
 140. *Misra S.B.*, 1971, Stratigraphy and depositional history of late Precambrian coelenterate-bearing rocks, southeastern Newfoundland: *Geol. Soc. America Bull.*, **82**, No. 4, p. 979 – 988.
 141. *Moorbath S.*, *O'Nions R.K.*, *Pankhurst R.J.*, *Gale N.H.*, *McGregor V.R.*, 1972, Further rubidium-strontium age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaab district, west Greenland: *Nature (Physical Sciences)*, **240**, Nov. 27, p. 78 – 82.
 142. *Morey G.B.*, *Sims P.K.*, 1976, Boundary between two Precambrian Wterranes in Minnesota and its geologic significance: *Geol. Soc. America Bull.*, **87**, No. 1, p. 141 – 152.
 143. *Muehlberger W.R.*, *Denison R.E.*, *Lidiak E.G.*, 1967, Base-

- ment rocks of the continental interior of the United States: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **51**, No. 12, p. 2351 – 2380.
144. Muehlberger W.R., Hedge C.E., Denison R.E., Marvin R.F., 1966, Geochronology of the Midcontinent Region, United States; part 3, Southern area: *Jour. Geophys. Research*, **71**, No. 22, p. 5409 – 5426.
 145. Nelson C.A., 1962, Lower Cambrian succession, White-Inyo Mountains, California: *Geol. Soc. America Bull.*, **73**, No. 1, p. 139 – 144.
 146. Newhouse W.H., Hagner A.F., 1957, Geologic map of the anorthosite areas, southern part of Laramie Range, Wyoming: U.S. Geol. Survey Mineral Inv. Field Studies Map MF – 119. scale 1:63 360.
 147. Noble J.A., Harder J.O., 1948, Stratigraphy and metamorphism in a part of the northern Black Hills and the Homestake Mine, South Dakota: *Geol. Soc. America Bull.*, **59**, No. 9, p. 941 – 976.
 148. Noble J.A., Harder J.P., Slaughter A.L., 1949, Structure of part of the northern Black Hills and the Homestake Mine, South Dakota: *Geol. Soc. America Bull.*, **60**, No. 2, p. 321 – 352.
 149. Noble L.F., 1914, The Shinumo quadrangle. Grand Canyon district, Arizona: U.S. Geol. Survey Bull. 549, 100 p.
 150. Obradovich J.D., Peterman Z.E., 1968, Geochronology of the Belt Series, Montana: *Can. Jour. Earth Sci.*, **5**, No. 3, p. 737 – 747.
 151. Odom A.L., Fullager P.D., 1973, Geochronologic and tectonic relationships between the inner Piedmont, Brevard zone, and Blue Ridge belts, North Carolina: *Am. Jour. Sci.*, **273 – A**, (Cooper volume), p. 133 – 149.
 152. Odom A.L., Kisch S.A., Leggo P.J., 1973, Extension of the Grenville basement to the southern extremity of the Appalachians; U/Pb ages of zircons [abs.]: *Geol. Soc. America Abstracts with Programs*, **5**, No. 5 (Southeastern Sec., 22d Ann. Mtg.), p. 425.
 153. Oray Erogan Hinze W.J., O'Hara Norbert, 1973, Gravity and magnetic evidence for the eastern termination of the Lake Superior syncline: *Geol. Soc. America Bull.*, **84**, No. 8, p. 2763 – 2780.
 154. Page L.R., and others, 1953, Pegmatite investigations, 1942 – 1945, Black Hills, South Dakota: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 227, 228 p.
 155. Palmer A.R., 1967, Cambrian trilobite distributions in North America and their bearing on Cambrian paleogeography in Newfoundland, in Kay, Marshall, ed., North Atlantic geology and continental drift: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem.* 12, p. 135 – 144.
 156. Park C.F., Jr., Cannon R.S., Jr., 1943, Geology and ore deposits of the Metaline quadrangle, Washington: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 202, 81 p.
 157. Pateels Paul, Silver L.T., 1966, Geochronologic investigations in the crystalline rocks of the Grand Canyon, Arizona [abs.], in Abstracts for 1965: *Geol. Soc. America Spec. Paper* 87, p. 124.
 158. Peterman Z.E., Hedge C.E., 1968, Chronology of Precambrian events in the Front Range, Colorado: *Can. Jour. Earth Sci.*, **5**, No. 3, p. 749 – 756.
 159. Pettijohn F.J., 1943, Archean sedimentation: *Geol. Soc. America Bull.*, **54**, No. 7, p. 925 – 972.
 160. Pettijohn F.J., 1972, The Archean of the Canadian Shield, a resume, in Doe B.R., Smith D.K., eds., *Studies in mineralogy and Precambrian geology*: *Geol. Soc. America Mem.* 135, p. 131 – 149.
 161. Poole W.H., and others, 1970, Geology of southeastern Canada, in Douglas R.J.W., ed., *Geology and economic minerals of Canada*: Canada Geol. Survey Econ. Geology Rept. 1, 5th ed., p. 228 – 304.
 162. Price R.A., 1964, The Precambrian Purcell System in the Rocky Mountains of southern Alberta and British Columbia: Canadian Petroleum Geologists Bull., **12**, Field Conf. Guidebook Issue, p. 399 – 426.
 163. Quinn A.W., 1971, Bedrock geology of Rhode Island: U.S. Geol. Survey Bull. 1295, 68 p.
 164. Raaben M.E., 1969, Columnar stromatolites and later Precambrian stratigraphy: *Am. Jour. Sci.*, **267**, No. 1, p. 1 – 18.
 165. Rankama Kalervo, 1970, Proterozoic, Archean, and other weeds in the Precambrian rock garden: *Geol. Soc. Finland Bull.* 42, p. 211 – 222.
 166. Rankin D.W., 1970, Stratigraphy and structure of Precambrian rocks in northwestern North Carolina, in Fisher, G.W., Pettijohn F.J., Reed J.C., Jr., Weaver K.N., eds., *Studies of Appalachian geology; Central and Southern*: Interscience Publishers, New York, p. 227 – 245.
 167. Rankin D.W., Espenshade G.B., Shaw K.W., 1973, Stratigraphy and structure of the metamorphic belt in northwestern North Carolina and southwestern Virginia: a study from the Blue Ridge across the Brevard zone to the Sauratown Mountains anticlinorium: *Am. Jour. Sci.*, **273 – A** (Cooper volume), p. 1 – 40.
 168. Rankin D.W., Stern T.W., Reed J.C., Jr., Newell M.F., 1969, Zircon ages of felsic volcanic rocks in the upper Precambrian of the Blue Ridge, Appalachian Mountains: *Science*, **166**, Nov. 7, p. 741 – 744.
 169. Ratte J.C., Wayland R.G., 1969, Geology of the Hill City quadrangle, South Dakota; a preliminary report: U.S. Geol. Survey Bull. 1271 – B, p. B1 – B14.
 170. Redden J.A., 1963, Geology and pegmatites of the Fourmile quadrangle, Black Hills, South Dakota: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 297 – D, p. 199 – 291.
 171. Redden J.A., 1968, Geology of the Berne quadrangle, Black Hills, South Dakota: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 297 – F, p. 343 – 408.
 172. Reed J.C., Jr., 1969, Ancient lavas in Shenandoah National Park area near Luray, Virginia: U.S. Geol. Survey Bull. 1265, 43 p.
 173. Reid R.R., 1963, Metamorphic rocks of the northern Tobacco Root Mountains, Madison County, Montana: *Geol. Soc. America Bull.*, **74**, No. 3, p. 293 – 306.
 174. Rezak Richard, 1957, Stromatolites of the Belt Series in Glacier National Park, Montana: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 294 – D, p. 127 – 154.
 175. Rodgers John, 1972, Latest Precambrian (post-Grenville) rocks of the Appalachian region: *Am. Jour. Sci.*, **272**, p. 507 – 520.
 176. Rohrbacher R.G., 1973, Asbestos in the Allamoore talc district, Hudspeth and Culberson Counties, Texas: *Texas Univ. Bur. Econ. Geology Circ.* 73 – 1, 17 p.
 177. Ross C.P., 1963, The Belt Series in Montana; with a geologic map compiled by Betty A.L. Skipp, and a section on paleontologic criteria by Richard Rezak: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 346, 122 p.
 178. Ross C.P., 1970, The Precambrian of the United States of America: northwestern United States – the Belt Series, in Rankama Kalervo, ed., *The Precambrian*, **4**: Interscience Publishers, New York, p. 145 – 251.
 179. Runner J.J., 1934, Precambrian geology of the Nemo district,

- Black Hills, South Dakota: *Am. Jour. Sci.*, 5th ser., **28**, No. 167, p. 353 – 372.
180. *Runner J.J.*, 1943, Structure and origin of Black Hills granite domes: *Jour. Geology*, **51**, No. 7, p. 431 – 457.
 181. *Ruppel E.T.*, 1975, Precambrian Y sedimentary rocks in east-central Idaho, in *Precambrian and Lower Ordovician rocks in eastcentral Idaho*: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 889, p. 23.
 182. *Sandrock G.S.*, *Penley H.M.*, 1974, Geologic map of Pine Mountain series and adjacent areas in the southwest Georgia Piedmont [abs.]; *Geol. Soc. America Abs. with Programs*, **6**, No. 4 (Southeastern Sec. 23d Ann. Mtg.) p. 395.
 183. *Scholten Robert*, *Keenmon R.A.*, *Kupsch W.O.*, 1955, Geology of the Lima region, southwestern Montana and adjacent Idaho: *Geol. Soc. America Bull.*, **66**, No. 4, p. 345 – 404.
 184. *Shride A.F.*, 1967, Younger Precambrian geology in southern Arizona: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 566, 89 p.
 185. *Silver L.T.*, 1960, Age determinations on Precambrian diabase differentiates in the Sierra Ancha, Gila County, Arizona [abs.]; *Geol. Soc. America Bull.*, **71**, No. 12, p. 1973 – 1974.
 186. *Silver L.T.*, 1963, Isotopic investigations of zircons in Precambrian igneous rocks of the Adirondack Mountains [abs.], in *Abstracts for 1962*: *Geol. Soc. America Spec. Paper* 96, p. 150 – 151.
 187. *Silver L.T.*, 1965, Mazatzal orogeny and tectonic episodicity [abs.], in *Abstracts for 1964*: *Geol. Soc. America Spec. Paper* 82, p. 185 – 186.
 188. *Silver L.T.*, 1968, A geochronologic investigation of the anorthosite complex, Adirondack Mountains, New York, in *Isachsen Y.W.*, ed., *Origin of anorthosite and related rocks*: New York State Mus. and Sci. Service Mem. 18, p. 233 – 251.
 189. *Silver L.T.*, 1971, Problems of crystalline in the Transverse Ranges [abs.]: *Geol. Soc. America Abstracts with Programs*, **3**, No. 1 (Cordilleran Section 64th Ann. Mtg.), p. 193 – 194.
 190. *Silver L.T.*, *Green J.C.*, 1963, Zircon ages for middle Keweenaw rocks of the Lake Superior Region [abs.]: *Am Geophys. Union Trans.*, **44**, No. 1, p. 107.
 191. *Silver L.T.*, *Green J.C.*, 1972, Time constants for Keweenaw igneous activity [abs.]: *Geol. Soc. America Abstracts with Programs*, **4**, No. 7 (Ann. Mtg. Minneapolis), p. 665 – 666.
 192. *Silver L.T.*, *McKinney C.R.*, *Deutsch S.*, *Bolinger J.*, 1963, Precambrian age determinations in the western San Gabriel Mountains, California: *Jour. Geology*, **71**, No. 2, p. 196 – 214.
 193. *Silver L.T.*, *McKinney C.R.*, *Wright L.A.*, 1962, Some Precambrian ages in the Panamint Range, Death Valley, California [abs.], in *Abstracts for 1961*: *Geol. Soc. America Spec. Paper* 95, p. 55.
 194. *Sims P.K.*, 1970, Geologic map of Minnesota; bedrock geology: Minnesota Geol. Survey Misc. Map M – 14. Scale 1:1 100 000.
 195. *Sims P.K.*, *Morey G.B.*, ed., 1972, *Geology of Minnesota; a centennial volume in honor of George M. Schwartz*: Minnesota Geol. Survey, 632 p.
 196. *Sokolov B.S.*, 1973, Vendian of northern Eurasia, in *Pitcher M.G.*, ed., *Arctic geology*: *Am. Assoc. Petroleum Geol. Mem.* 19, p. 204 – 218.
 197. *Stewart D.B.*, 1974, Precambrian rocks of Seven Hundred Acre Island and development of cleavage in the Islasboro Formation, in *Osberg P.H.*, ed., *Guidebook for field trips in east-central and north-central Maine*: New England Intercollegiate Geol. Conf., 64th Ann. Mtg., p. 86 – 92.
 198. *Stewart J.H.*, 1970, Upper Precambrian and Lower Cambrian strata in the southern Great Basin, California and Nevada: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 620, 206 p.
 199. *Stockwell C.H.*, 1961, Structural provinces, orogenies, and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield, in *Lowdon J.A.*, compiler, *Age determinations by the Geological Survey of Canada*, rept. 2, *Isotopic ages: Canada Geol. Survey Paper* 61 – 17, p. 108 – 118.
 200. *Stockwell C.H.*, 1964, Fourth report on structural provinces, orogenies, and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield, in *Age determinations and geological studies: Canada Geol. Survey Paper* 64 – 17, pt. 1, p. 1 – 21.
 201. *Stockwell C.H.*, 1968, Geochronology of stratified rocks of the Canadian Shield: *Canadian Jour. Earth Sci.*, **5**, No. 3, p. 693 – 698.
 202. *Stockwell C.H.*, 1972, Revised Precambrian time scale for the Canadian Shield: *Canada Geol. Survey Paper* 72 – 52, 4 p.
 203. *Taylor F.C.*, 1971, A revision of Precambrian structural provinces in northeastern Quebec and northern Labrador: *Canadian Jour. Earth Sci.*, **8**, No. 5, p. 579 – 584.
 204. *Tilton G.R.*, *Wetherill G.W.*, *Davis G.L.*, *Bass M.N.*, 1960, 1000-million-year-old minerals from the United States and Canada: *Jour., Geophys. Research*, **65**, No. 12, p. 4173 – 4179.
 205. *Tilton G.R.*, *Wetherill G.W.*, *Davis G.L.*, *Hopson C.A.*, 1958, Ages of minerals from the Baltimore Gneiss near Baltimore, Maryland: *Geol. Soc. America Bull.*, **69**, No. 11, p. 1469 – 1474.
 206. *Tweto Ogden*, 1968, Geologic setting and interrelationships of mineral deposits in the mountain province of Colorado and southcentral Wyoming, in *Ridge J.D.*, ed., *Ore deposits of the United States 1933 – 1967 (Graton-Sales Volume)*: *Am Inst. Mining, Metall., and Petroleum Engineers*, **1**, p. 551 – 558.
 207. *Tweto Ogden*, *Sims P.K.*, 1963, Precambrian ancestry of the Colorado mineral belt: *Geol. Soc. America Bull.*, **70**, No. 8, p. 991 – 1014.
 208. *Van Hise C.R.*, 1892, Correlation papers; Archean and Algonkian: U.S. Geol. Survey Bull. 86, 594 p.
 209. *Van Hise C.R.*, *Leith C.K.*, 1909, Precambrian geology of North America: U.S. Geol. Survey Bull. 360, 959 p.
 210. *Van Schmus W.R.*, 1972, Geochronology of Precambrian rocks in the Penokean foldbelt subprovince of the Canadian Shield [abs.]: 18 th Ann. Inst. on Lake Superior Geology, pt. 1, paper 32, Houghton, Mich.
 211. *Van Schmus W.R.*, *Medaris L.G., Jr.*, *Banks P.O.*, 1975a, Geology and age of the Wolf River batholith, Wisconsin: *Geol. Soc. America Bull.*, **86**, No. 8, p. 907 – 914.
 212. *Van Schmus W.R.*, *Thurman E.M.*, *Peterman Z.E.*, 1975b, Geology and Rb/Sr geochronology of middle Precambrian rocks in eastern and central Wisconsin: *Geol. Soc. America Bull.*, **86**, No. 9, p. 1255 – 1265.
 213. *Walcott C.D.*, 1889, Study of a line of displacement in the Grand Canyon in northern Arizona: *Geol. Soc. America Bull.*, **1**, No. 1, p. 49 – 64.
 214. *Walcott C.D.*, 1895, Algonkian rocks of the Grand Canyon of the Colorado: *Jour. Geology*, **3**, No. 3, p. 312 – 330.
 215. *Walcott C.D.*, 1899, Precambrian fossiliferous formations: *Geol. Soc. America Bull.*, **10**, No. 4, p. 199 – 244.
 216. *Walker J.F.*, 1926, Geology and mineral deposits of the Windermere map area, British Columbia: *Canada Geol. Survey Mem.* 148, 69 p.

217. Wallace C.A., Crittenden M.D., Jr., 1969, The stratigraphy, depositional environment, and correlation of the Precambrian Uinta Mountain Group, western Uinta Mountains, Utah, in Lindsay J.B., ed., Geologic guidebook of the Uinta Mountains, Utah's maverick range: Intermountain Assoc. Geol. 16th Ann. Field Conf., p. 126 - 141.
218. Walton M.S., de Waard D., 1963, Orogenic evolution of the Precambrian in the Adirondack highlands; a new synthesis: Koninkl. Nederlands Akad. Wetensch. Proc. B. 66, p. 98 - 106.
219. Wasserburg G.J., Albee A.L., Lanphere M.A., 1964, Migration of radiogenic strontium during metamorphism: Jour. Geophys. Research, **69**, No. 20, p. 4395 - 4401.
220. Wasserburg G.J., Lanphere M.A., 1965, Age determinations in the Precambrian of Arizona and Nevada: Geol. Soc. America Bull., **50**, No. 7, p. 1113 - 1164.
221. Wasserburg G.J., Wetherill G.W., Silver L.T., Flawn P.T., 1962, A study of the ages of the Precambrian of Texas: Jour. Geophys. Research, **67**, No. 10, p. 4021 - 4047.
222. Wells J.D., Sheridan D.M., Albee A.L., 1964, Relationship of Precambrian quartzite-schist sequence along Coal Creek to Idaho Springs Formation, Front Range, Colorado: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 454 - 0, p. 01 - 025.
223. Wheeler H.E., 1965, Ozark Precambrian-Paleozoic relations: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **49**, No. 10, p. 1647 - 1665.
224. Whelan J.A., compiler, 1970, Radioactive and isotopic age determinations of Utah rocks: Utah Geol. and Mineralog. Survey Bull. 81, 25 p.
225. White W.S., 1960, The Keweenaw lavas of Lake Superior, an example of flood basalts: Am. Jour. Sci., **258A** (Bradley vol.), p. 367 - 374.
226. White W.S., 1966, Geologic evidence for crustal structure in the western Lake Superior basin, in Steunhart J.S., Smith T.J., eds., The earth the continents: Am. Geophys. Union Geophys. Mon. 10, p. 28 - 41.
227. Wilson E.D., 1939, Precambrian Mazatzal recolon in central Arizona: Geol. Soc. America Bull., **50**, No. 7, p. 1113 - 1164.
228. Wilson J. Tuzo, 1969, Aspects of the different mechanics of ocean floors and continents: Tectonophysics, **8**, No. 4 - 6, p. 281 - 289.
229. Wright L.A., 1968, Talc deposits of the southern Death Valley-Kingston Range region, California: California Div. Mines and Geology Spec. Rept. 95, 79 p.
230. Wright L.A., Troxel B.W., 1966, Strata of late Precambrian-Cambrian age, Death Valley region, California-Nevada: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **50**, No. 5, p. 846 - 857.
231. Wright L.A., Troxel B.W., 1967, Limitations of right-lateral strike-slip displacement, Death Valley and Furnace Creek fault zones, California: Geol. Soc. America Bull., **78**, No. 8, p. 933 - 950.
232. Zartman R.E., 1964, A geochronologic study of the Lone Grove pluton from the Llano uplift, Texas: Jour. Petrology, **5**, pt. 2, p. 359 - 408.
233. Zartman R.E., 1965, Rubidium-strontium age of some metamorphic rocks from the Llano uplift, Texas: Jour. Petrology, **6**, Pt. 1, p. 28 - 36.
234. Zartman R.E., Stern T.W., 1967, Isotopic age and geologic relationships of the Little Elk Granite, northern Black Hills, South Dakota, in Geological Survey research 1967: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 575 - D, p. D157 - D163.

УКАЗАТЕЛЬ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

- Абриго**, известняки 68
Авалонский пояс 5, 35, 81
Адирондак, анортозиты 33
Айдахо, мезозойский батолит 52, 54
Айдахо-Спрингс, формация 57
Айрин (Леона), вулканиты 55, 63
Алламур, формация 71 – 74
Аллигейтор-Бак, формация 39
Анимики, группа 10, 11, 25 – 29, 31
Анкар, группа 68 – 70
Анкомпагре, формация 58, 59
Антайтам, кварциты 38
Апач, группа 64, 67 – 70
Атенс, купол 33, 34
Аш, формация 39 – 42
Аш-Крик, группа 65, 66
- Балтимор**, гнейсы 42
Барабу, кварциты 21
Барага, группа 27, 28
Барнс, конгломераты 68
Баррингер-Хилл, пегматиты 44
Баррон, кварциты 30 – 32
Басс, известняки 68, 69, 73
Бейкерс-Бридж, граниты 58
Бейфилд, группа 31, 81
Бейфилд, песчаники 26, 32
Бек-Спринг, доломиты 70, 77
Белт, надгруппа 5, 8, 10, 16, 18, 47, 49, 52 – 55, 59, 61, 67, 81
Бивабик, слои 27
Биг-Баг, группа 65, 66
Биг-Коттонвуд, формация 61, 62
Блисс, песчаники 71, 72, 74
Блу-Ридж, метаморфический комплекс 38
Блэкстон, серия 35
Блэк-Хилс, орогенез 20
Болса, кварциты 68
Бонанза-Кинг, доломиты 76
Боулдер-Крик, граниты 57
Брайт-Анджел, глинистые сланцы 75, 76
Браунс-Хол, формация 63
Брахма, кристаллические сланцы 64
Бревард, разрывы 36, 39, 40, 42
Брейди-Бьютт, гранодиориты 66
Бригем, кварциты 63
Бьютт, разрыв 68, 69
Бэр-Маунтинс, гранито-гнейсы 50
- Валлесито**, конгломераты 58, 59
Валли-Спринг, кислые гнейсы 43, 44
Ван-Хорн, песчаники 71 – 74
Вермилион, граниты 25, 26
Виргиния, сланцы 26, 27, 29
Вишну, кристаллические сланцы 64, 65, 69
Вуд-Каньон, формация 75, 76
Вудленд, гнейсы 42
Вулф-Ривер, батолит 29
- Галерос**, формация 68
Ганнисон, поднятие 56
Гарнет-Рейндж, формация 54
Гленарм, серия 14, 42
Гранд-Каньон, надгруппа 5, 64, 67, 68, 70
Грандфатер-Маунтин, тектоническое окно 36, 41
Грандфатер-Маунтин, формация 39, 41
Грейт-Смоки, группа 40, 41
Гренвилл, группа 32
Гренвилл, серия 14
Гурон, система 11
- Далонегга**, пояс 40
Дедем, гранодиориты 35
Дедман, кварциты 66
Джайнт-Рейндж, граниты 25, 26
Джекобсвилл, песчаники 26, 32
Джемс-Ривер, синклиорий 39
Джефф-Дейвис, граниты 42
Джонни, формация 75, 76
Дикинсон, группа 26, 28
Диллон, гранитные ортогнейсы 49
Дип-Лейк, формация 51, 52
Дип-Спринг, формация 9, 75 – 77
Докс, песчаники 68
Дриппинг-Спринг, кварциты 68, 69
Дулут, габбро 11
Дулут, комплекс 26, 30
- Забриски**, кварциты 75, 76
Зороастр, граниты 64
- Или**, зеленокаменная толща 23, 24
Иолес, граниты 58, 59
Ирвинг, формация 59
Ист-Кутеней, орогенез 12, 55

Йеллоуджэкет, формация 54
Ионкерс, гнейсы 33

Кавендиш, формация 34
Кайбаб, известняки 69
Кампито, формация 75, 76
Каррара, формация 75, 76
Карризо-Маунтин, формация 71 – 74
Кастнер, известняки 72, 73
Катоктин, зеленокаменная толща 37 – 39, 41
Квагант, формация 68
Киватин, группа 10 – 12, 23, 24, 26, 29
Кивиано, надгруппа 5, 18, 26, 28 – 32
Килларни, граниты 29
Кингстон-Пик, формация 70, 74
Ковалига, гнейсы 38
Кокисвилл, мрамор 15
Коконино, песчаники 69
Колрейн, формация 22
Консепшен, группа 9, 42
Коппер-Харбор, вулканические породы 30
Корбин, граниты 36
Кранберри, гнейсы 36, 40
Кристал-Спрингс, формация 70, 73
Кросснор, гранитоиды 39, 40
Кучичинг, группа 23

Ланория, кварциты 72
Лардо, формация 55
Ла-Худ, формация 53
Лемхи, группа 54
Либби, группа 51, 52
Линчберг, формация 37 – 39, 41
Литл-Уиллоу, формация 60, 61
Литл-Элк, граниты 50
Лоудоун, формация 38
Луис-Лейк, гранодиориты 49
Льюис, надвиг 52, 53
Льяно, поднятие 43, 45

Маверик, глинистые сланцы 66
Мазатзал, кварциты 64, 66
Мазатзал, орогенез 20
Мак-Грат, гнейсы 26, 27, 29
Мак-Кой-Крик, группа 63
Макс-Патч, гнейсы 36, 40
Маллен-Крик – Наш-Форк, зона смятия 47, 51, 52, 57
Манди, брекчии 72
Маркетт-Рейндж, надгруппа 26 – 29, 32
Мартин, известняки 68
Маунт-Лов, гранодиориты 67
Маунт-Роджерс, формация 39, 41
Меллен, габбро 26, 30
Меномини, группа 27, 28
Мерфи, мраморы 41
Мескал, известняки 68, 69, 73
Миетт, группа 55
Мизула, группа 53, 54
Милфорд, ортогнейсы 35
Минерал-Форк, тиллиты 61 – 63, 70
Мичигамм, глинистые сланцы 27

Монола, формация 76
Муав, известняки 69, 76
Мьюл-Спринг, известняки 75, 76
Мьютьюел, формация 61 – 63

Найф-Лейк, группа 10, 11, 23 – 29
Нанковип, формация 68
Ниписсинг, диабазы 27
Нонсач, глинистые сланцы 30
Нортбридж, ортогнейсы 35
Норт-Шор, группа 11, 30
Нундей, доломиты 70, 75 – 77
Ньюарк, группа 37, 39
Нью-Йорк-Сити, группа 33
Ньюленд (Алтин), карбонаты 53

Озарк, купол 43
Озарк, поднятие 42, 45
Окои, надгруппа 38, 40, 41
Олд-Раг, граниты 37, 38
Онтарио, система 11
Оракл, граниты 66
Оронтто, группа 30, 31

Пайкс-Пик, граниты 57
Пайнал, кристаллические сланцы 64 – 66
Пайонир, сланцы 68, 69
Паксадл, сланцы 43, 44
Парамп, группа 70, 74 – 77
Пейнт-Ривер, группа 27, 28
Пелона, кристаллические сланцы 67
Перселл, лавы 10, 53, 54
Перселл, надгруппа 52
Полета, формация 75, 76
Пони, парагнейсы 49
Портедж-Лейк, группа 30
Поугквэг, формация 33
Причард, формация 53
Проспект-Маунтин, кварциты 63

Равали, группа 53
Раклан, орогенез 12
Рама (Карденас), базальты 68
Ред-Крик, кварциты 61, 62
Ред-Пайн, глинистые сланцы 62
Ред-Рок, риолиты 66
Редуолл, известняки 69
Ривертон, формация 27
Рид, доломиты 75 – 77
Розленд, анортозиты 37
Рокфиш, пачка 38
Рудный пояс Колорадо 56, 57
Руин, граниты 66

Саганага, граниты 24, 26
Сайтьюейт, ортогнейсы 35
Салин-Валли, формация 75, 76
Саммит, серия 54
Сан-Андреас, разрыв 67
Сефир, орогенез 59
Сефир, орогенический пояс 60, 63

- Сейлем-Черч, граниты 38
 Сент-Клауд, граниты 26, 29
 Сент-Франсуа, магматическая активность 20
 Сеттерс, формация 15
 Сибли, группа 31
 Сиксти-Майл, формация 68
 Силвер-Плам, граниты 57
 Сиу, кварциты 21, 30 – 32
 Сканлан, конгломераты 68
 Сланцевый пояс Каролины 6, 36, 42
 Смит-Ривер, аллохтон 39
 Сноуберд, группа 40, 41
 Соратаун, антиклинорий 39, 42
 Стерлинг, кварциты 75, 76
 Стиллуотер, комплекс 48
 Стрирувитц, надвиг 71, 73, 74
 Судан, формация 11, 23
 Суифт-Ран, формация 37, 38, 41
 Суогер, формация 54
 Суондайк, гнейсы 57
 Сьюпай, формация 69
- Тайлер, глинистые сланцы 27
 Тапитс, песчаники 68, 69, 75, 76
 Таун-Маунтин, плутоническая серия 44
 Теймайл, посттектонические граниты 58, 59
 Техас-Галч, формация 65, 66
 Тимискаминг, система 11
 Тинтик, кварциты 61, 63
 Тишоминго, порфиновые граниты 43
 Тоби (Шедруф), конгломераты 55, 70
 Толлала-Фолс, купол 41
 Томпсон, формация 26, 29
 Томстаун, доломиты 38
 Тримбл, граниты 58, 59
 Трой, граниты 43
 Трой, кварциты 67 – 70
 Туилайт, гранито-гнейсы 58
- Уайман, формация 75, 76
 Уиллард, надвиг 59, 63
 Уиндермир, группа 16, 52 – 55, 62, 63
 Уиссахикон, кристаллические сланцы 14
 Уичито, поднятие 43
 Уичито, прогиб 81
 Уокобан, серия 74
 Уолден-Крик, группа 40, 41
 Уоллас, формация 53
- Уошито, орогенический пояс 43, 45, 81
 Уэвертон, формация 38
 Уэкучи, пояс 42
- Фармингтон-Каньон, комплекс 60, 62, 63
 Фон-дю-Лак, песчаники 26, 32
 Фордхэм, гнейсы 33
 Фреда, толща 30
 Фронтенак, ось 32
- Хайленд-Баундари, разрыв 32
 Хакатаи, сланцы 68
 Хаклберри, формация 55
 Хамилл, формация 55
 Харклесс, формация 75, 76
 Харни-Пик, граниты 50
 Харперс, формация 38
 Хейзл, формация 71 – 74
 Хелина (Сайи), карбонаты 53
 Херд, группа 41
 Хинкли, песчаники 26, 32
 Холируд, граниты 35
 Хомстейк, железорудная формация 50
 Хорстиф-Крик (Монк), формация 55
 Хотаута, конгломераты 68
 Хоуден, формация 66
- Чапарал, разрыв 65
 Черри-Крик, метавулканические образования 49
 Честер, купол 33, 34
 Чешир, кварциты 34
 Чешир, формация 34
 Чилхови, группа 36 – 41, 76
 Чоколей, группа 27, 28
 Чуар, группа 55, 67 – 70
- Шерман, граниты 51, 52, 57
 Шилок, зона разрыва 65
 Шинумо, кварциты 68, 69
- Эвингтон, группа 38, 39
 Эдиакара, слои 9
 Эмигрант, формация 76
 Эолус, граниты 59
 Эрвинг, формация 58
- Юинта-Маунтин, группа 61, 62
- Явапай, кристаллические сланцы 64 – 66

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

Абингтон 39

Авалонский полуостров 35, 42
Агуа-Фриа, река 65
Адирондак, хребет 5, 7, 8, 12, 14, 32, 33
Айдахо, штат 8, 16, 46 – 49, 52, 54, 60, 63, 80
Айлсборо 35
Айова, штат 30 – 32, 48
Айрон-Ривер, округ 26
Алабама, штат 36, 38, 41
Албион, хребет 5, 49, 63
Альберта, провинция 48
Анимас, река 58
Анкомпагре, плато 56, 57
Аппалачи, горы 5, 19, 38, 42, 81
Арбакл, горы 5, 43, 45
Аризона, штат 8, 29, 46, 64 – 70, 72 – 74, 80
Арканзас, штат 43, 45
Атлантик-Сити 48
Ашвилл 40, 41

Балтимор 37

Банфф 55
Барабу 32
Бассейнов и Хребтов, провинция 7, 8, 46, 63, 64,
66, 70, 74 – 76, 81
Баундари, хребет 35
Бейлор, горы 71
Белт-Маунтинс, горы 53
Беркшир-Хилс, возвышенность 33
Бернет 44
Бивер, хребет 63
Биг-Биг, меса 65
Биг-Коттонвуд, каньон 61
Бигхорн, горы 46
Бич, горы 71, 73
Блу-Ридж, хребет 10, 33, 35 – 41
Блэк-Каньон, каньон 56
Блэк-Маунтинс, горы 66
Блэк-Хилс, хребет 46, 47, 49, 50, 52, 65
Большое Соленое озеро 59 – 61, 63
Большой Бассейн 7, 15, 46, 59 – 61, 63, 64
Большой каньон 55, 64, 65, 67 – 69, 76
Бревард 40
Британская Колумбия 54, 55
Британские острова 35
Брэдшоу, горы 65
Бэггот-Рокс 51

Бэр, горы 50, 51, 60
Бэртут, горы 46 – 49

**Вайоминг, штат 5, 46 – 49, 51, 52,
55 – 57, 60, 79, 80, 81**

Валлесито-Крик, река 58
Ван-Хорн, область 45, 71 – 74
Вашингтон 37
Вашингтон, штат 54, 55, 80
Великие равнины 15, 46, 47, 55
Вермилион, округ 23, 24, 26, 28
Вермонт, штат 33, 34
Верхнее, озеро 5, 7, 8, 10, 12, 14, 17, 20 – 22,
26 – 32, 45, 46, 48, 49, 77, 78, 80, 81
Виргиния, штат 36 – 39, 41, 42
Висконсин, штат 8, 10, 21, 26 – 30, 32, 81
Внутренние равнины 7

Ганнисон, река 56

Ганфлинт, округ 26, 27
Гейнсвилл 40
Глейшер, национальный парк 53
Гогибик, округ 26, 28 – 30
Готхоб 26
Грандфатер, горы 39
Гранит, горы 47
Грейт-Смоки-Маунтинс, горы 40, 41
Гренвилл, провинция 12, 32, 33, 45, 78, 80
Гренландия 15, 26, 79
Грин-Маунтинс, горы 33, 34
Грин-Ривер, впадина 62
Гудзонов залив 11
Гудзон-Хайлендс, возвышенность 33, 34
Гурон, озеро 27, 31

Дагуэй, хребет 63

Даймонд-Бьютт 66
Дактаун 40
Дан, река 39
Данвилл 39
Дарем 42
Дедвуд 50
Декейтервилл 43
Денвер 56, 57
Джаспер 55
Джемс, река 37

- Джером 65, 66
 Джефферсон, горы 47, 49
 Джорджия, штат 33, 36, 40, 41
 Дип-Крик, хребет 63
 Долина Смерти 66, 70, 74, 76
 Долин и Хребтов, провинция 35 – 37, 39, 40
 Дулут 26
- Западная** Виргиния, штат 37, 39
 Западные Кордильеры, штат 36
- Игл**, горы 71
 Иллинойс, штат 31
 Индиана, штат 31
 Инио, горы 74, 76
- Кайана**, округ 27, 29
 Калифорния, штат 8, 9, 64, 66, 67, 70, 73, 74, 76, 80, 81
 Канадские Кордильеры, горы 54
 Канзас, штат 30, 31, 43, 45
 Каньон, хребет 63
 Карризо, горы 71, 73
 Картерсвилл 36, 40, 41
 Кастер 50
 Квебек, провинция 33
 Кейп-Бретон, остров 35
 Кейстон 50
 Кентукки, штат 31, 45
 Кивино, мыс 26
 Кивино, округ 28
 Кивино, полуостров 21, 29, 32
 Кингстон, хребет 70
 Колорадо, плато 55, 56, 64, 67, 76
 Колорадо, река 44, 64, 68, 69
 Колорадо, штат 8, 45, 46, 51, 55 – 59
 Колумбия, река 15, 37
 Кордильеры, горы 5, 8, 19, 20, 39, 46, 49, 52, 55, 59, 70, 76
 Коттонвуд 61, 62
 Кристал-Фолс 26
- Лабрадор**, полуостров 12, 33
 Ларами, хребет 46, 47, 51, 52, 55 – 57
 Лас-Вегас 74, 76
 Лексингтон 37
 Лерей 37
 Лесное озеро 22, 23, 26
 Лид 50
 Линчберг 37, 39, 41
 Литл-Белт, горы 49, 53
 Литл-Коттонвуд, каньон 61
 Литл-Ривер, река 42
 Литл-Теннесси, река 40
 Лонг-Рейндж, горы 33
 Луизиана, штат 45
 Льяно, поднятие 43, 44, 74
- Мадисон**, хребет 47, 49
 Мазатзал, горы 66
 Маллен-Крик 51
- Манитоба, провинция 48
 Марбл, горы 67
 Маркетт, округ 26 – 28
 Марси, гора 32
 Мартинсвилл 39
 Массачусетс, штат 33, 35
 Маунт-Эри 39
 Медисин-Боу, хребет 46, 47, 49, 51, 52, 55 – 57
 Мейсон 44
 Мексиканский залив 43, 81
 Меномини 26 – 28
 Мерфи 40
 Месаби, округ 26 – 28
 Месаби-Рейндж, хребет 25
 Металин, округ 54
 Мидконтинент 15
 Миннесота, река 21, 25, 27 – 29, 48
 Миннесота, штат 5, 8, 10 – 12, 16, 17, 21 – 25, 27 – 32, 79
 Миссисипи, река 45
 Миссури, штат 31, 42, 43, 45, 46
 Митчелл, гора 40, 41
 Мичиган, озеро 31
 Мичиган, штат 8, 10, 21, 26 – 32
 Монтана, штат 5, 8, 16, 43, 46 – 49, 52, 53, 79
 Мохаве, пустыня 66, 67
 Мэн, штат 35
 Мэриленд, штат 36 – 38, 42
- Наррагансетт**, впадина 35
 Наш-Форк 51
 Небраска, штат 31, 47, 48
 Невада, штат 59, 63, 64, 74, 76, 80
 Нейн, провинция 12, 33, 46
 Немо 49, 50
 Нидл, горы 56, 58, 59
 Новая Англия 6, 14, 35, 42
 Ноксвилл 40
 Нопак, хребет 76
 Норт-Платт 51
 Нью-Брансуик, провинция 35
 Нью-Джерси 33
 Нью-Йорк, штат 8, 12, 32 – 34
 Нью-Мексико, штат 45, 46, 55, 56, 70, 72
 Нью-Ривер, река 39
 Ньюфаундленд 9, 33, 35, 42
- Огайо**, штат 31, 45
 Огден 60, 61
 Оглторп, гора 40
 Оклахома, штат 43, 45, 46
 Окои, река 40
 Онтарио, провинция 12, 22, 23, 27, 29, 31, 33
 Орегон, штат 80
 Орокопия, горы 67
 Оул-Крик, горы 47
- Пайкс-Пик** 56
 Пайлот, хребет 63
 Пайн-Ривер, река 58

- Памп-Стейшн-Хилс 74
 Панаминт, хребет 67, 70
 Панхандл 46
 Парк, хребет 55 – 57
 Пенобскот, залив 35
 Пенок-Маунтин 51
 Пенсильвания, штат 33, 36, 37, 41, 42
 Передовой хребет 45, 55 – 57
 Перселл, горы 54, 55
 Пидмонт, провинция 35 – 37, 39, 40, 42
 Покателло 63
 Полуостровные хребты 67
 Поперечные хребты 8, 64, 66, 67
 Порт-Артур 26
 Потомак, река 36, 37
 Прескотт 65, 66
 Принстон, гора 56, 57
 Прово 60
 Промонтори, хребет 63
 Пьюласки 39
- Рапид-Сити 50
 Рафт-Ривер, хребет 63
 Рашмор, гора 50
 Рединг-Пронг, возвышенность 33
 Рейни, озеро 26
 Роанок 39
 Род-Айленд, штат 35
 Роджерс, гора 39
 Роз 43
 Ройал, остров 26
 Рочфорд 50
 Руби, горы 47, 49
- Саванна**, река 40
 Савац, массив 55 – 57
 Салмон 54
 Сан-Бернардино, хребет 67
 Сан-Габриель, хребет 67
 Сан-Горгонио-Пасс, перевал 67
 Сангре-де-Кристо, горы 45, 55 – 57
 Санта-Барбара 82
 Санта-Фе 55
 Сан-Хуан, горы 56 – 58
 Саскачеван, провинция 48
 Саут-Пасс, округ 48
 Северная Дакота, штат 31, 48
 Северная Каролина, штат 9, 36, 39 – 42
 46, 52, 59, 61, 62, 67
 Северные Аппалачи, горы 33, 36, 42
 Северные Кордильеры, горы 5
 Северные Скалистые горы 7, 8, 10, 16,
 Селкерк, горы 54
 Сент-Франсуа, горы 43, 45, 46
 Силвертон 58
 Скалистые горы 8, 15, 51, 52, 55, 59
 Снейк, хребет 63
 Снейк-Ривер, равнина 54, 63
 Сноуи-Рейндж 51
 Солт-Лейк-Сити 60, 61
 Солтон-Си, озеро 67
- Славино 43
 Спринг, горы 74
 Спрус-Пайн, округ 40, 41
 Стонтон 39
 Сьерра-Анча, горы 66, 68, 69
 Сьерра-Дьябло 71
 Сьерра-Мадре 51
- Таксон** 66
 Тандер-Бей, округ 27
 Теннесси, штат 36, 39, 40
 Техас, штат 43 – 46, 64, 70 – 74
 Тигертон 29
 Тимберед-Хилс, поднятие 43
 Тобакко-Рут, хребет 47, 49
 Три-Форкс 53
- Уайли**, горы 71
 Уайт-Маунтинс, горы 74
 Уайт-Ривер, плато 56
 Уинд-Ривер, горы 46, 48, 62
 Уинстон-Сейлем 39, 42
 Уинчистер 37
 Уичито, горы 43, 45
 Уорм-Спрингс 42
 Уоррентон 37
 Уосатч, хребет 59 – 63
 Уосо 29
 Уэвер, горы 66
 Уэко, горы 74
 Уэт, горы 55, 56
- Франклин**, горы 72 – 74
 Фредерик 37
- Харни-Пик**, гора 50, 51
 Хартвилл, поднятие 47, 49
 Хейджерстаун 37
 Хилл-Сити 50
 Хомстейк 49, 50
 Хоппин-Хилл, массив 35
 Хотон 26
- Центральные Аппалачи**, горы 10, 16, 35, 36, 41
Центральные скалистые горы 7, 46 – 49,
 51, 52, 55, 62
- Чаттахучи**, река 40
 Чеймберсберг 37
 Чейн-Лейк, массив 35
 Черчилл, провинция 12, 48, 49, 78, 80
 Чуар-Бьютт 69
- Шарлотсвилл** 37
 Шелл-Крик, горы 63
 Шенандоа, река 37
 Шинумо 69
 Шип-Маунтин 51
 Шипрок, хребет 63

Элберт, гора 55
Эль-Пасо 72
Эсмеральда, округ 24

Южная Дакота, штат 21, 30, 31, 46 – 50
Южная Каролина, штат 40, 42

Южная провинция 5, 12, 21, 27, 78
Южные Аппалачи, горы 6, 35, 36, 41, 76
Южные Скалистые горы 7, 29, 46, 47, 51, 55 – 58, 62, 64
Юинта, горы 56, 59 – 62
Юта, штат 46, 47, 49, 56, 59, 60, 63, 80

СОДЕРЖАНИЕ

Краткое содержание	5	Кордильеры	46
Распространение	7	Центральные Скалистые горы	46
Данные для корреляции	8	Докембрий W	47
Палеонтологические данные	8	Докембрийский комплекс юго-западной части штата Монтана	49
Радиологические данные	9	Докембрий X	49
Геологическое приложение радиологических методов датирования	10	Докембрий Y	52
Классификация докембрийских отложений	10	Северные Скалистые горы	52
Классификация докембрийских отложений штата Миннесота	10	Докембрий Y	52
Классификация докембрия в Канаде	10	Докембрий центральной части штата Айдахо	54
Обсуждение канадской классификации	13	Докембрий Z	54
Расчленение, принятое для Геологической карты США 1932 г.	14	Южные Скалистые горы	55
Позднейшее расчленение, принятое Геологической службой США	15	Гнейсовый комплекс докембрия X	57
Временное расчленение 1972 г.	15	Гранитоиды докембрия X и Y	57
Отображение докембрия на Геологической карте США	16	Докембрий гор Нидл	58
Докембрийские породы, обнаженные на территории США	19	Восточная часть Большого Бассейна	59
Район озера Верхнего	21	Кристаллический фундамент (докембрий X) ..	61
Докембрий W	22	Формация Биг-Коттонвуд (докембрий Y)	61
Докембрий X	27	Тиллиты Минерал-Форк и формация Мьютьюел (докембрий Z)	61
Докембрий северного Висконсина	29	Группа Юинта-Маунтин (докембрий Y)	62
Надгруппа Кивино (докембрий Y)	29	Супракрустальные породы аллохтона (докембрий Z)	63
Породы докембрия Y древнее надгруппы Кивино	30	Супракрустальные породы на границе штатов Юта и Невада	63
Докембрий Z	32	Южная часть провинции Бассейнов и Хребтов ...	63
Область Адирондак	32	Кристаллический фундамент Аризоны (преимущественно докембрий X)	64
Район северных Аппалачей	33	Кристаллический фундамент южной Калифорнии (преимущественно докембрий X)	66
Докембрий Y в западной части района	33	Супракрустальные породы Аризоны (преимущественно докембрий Y)	67
Докембрий Z восточной части района	35	Группа Парамп восточной Калифорнии (докембрий Y и Z)	70
Авалонский пояс	35	Докембрий западного Техаса (преимущественно докембрий Y)	70
Центральная и южная части Аппалачского региона	35	Супракрустальные породы докембрия Z в западной части провинции Бассейнов и Хребтов ...	74
Пояс Блу-Ридж	36	Закключение и выводы	77
Докембрий Y	36	Благодарность	82
Докембрий Z	38	Список литературы	82
Докембрий провинции Пидмонт	42	Указатель стратиграфических подразделений	89
Юг Центрального района США	42	Указатель географических названий	92
Область Озарк	43		
Горы Арбакл и Уичито	43		
Поднятие Льяно	43		
Региональные проблемы	44		

Ф. КИНГ

Докембрийская геология США

Научный редактор *В. Краснова*
Редактор *Г. Кустрей*
Художник *Ю. Урманчеев*
Художественный редактор *Б. Юдкин*
Технический редактор *Л. Тихомирова*
Ст. корректор *И. Максимова*

ИБ № 1683

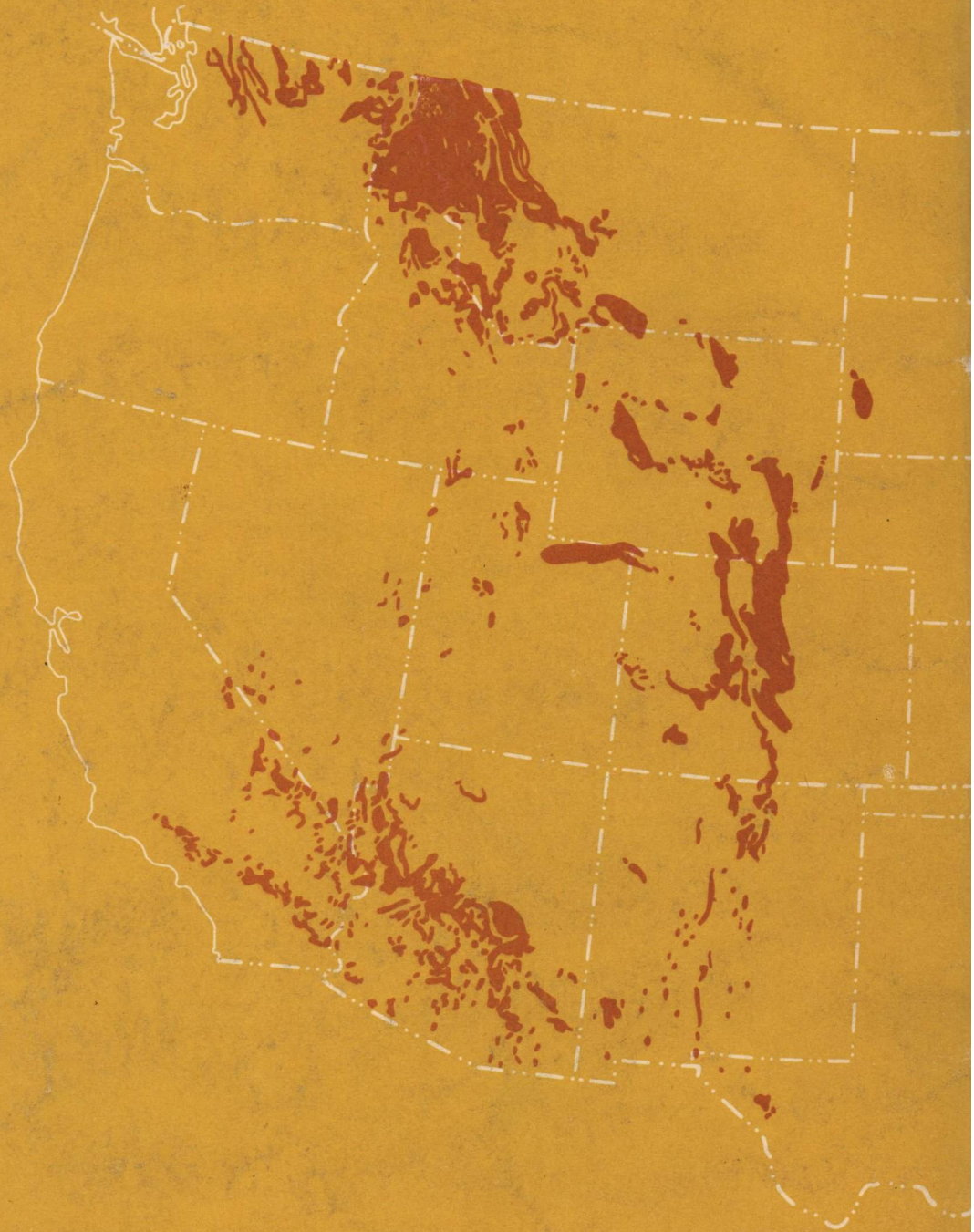
Подписано к печати 20/IV-79 г.
Бумага офс. № 2 60 × 90 $\frac{1}{8}$ = 6,00 бум. л.
Печ. л. 12,00. Уч.-изд. л. 12,36. Изд. № 5/9939
Тираж 950 экз. Цена 1 руб. 90 коп. Зак. 2006

Издательство "Мир"
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
Волочаевская ул., 40

1р.90к.

2921



ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»