

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ДОКЕМБРИЙ
ТИХООКЕАНСКОГО
ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ДОКЕМБРИЙ
ТИХООКЕАНСКОГО
ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

523



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1973

Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса.

Смирнов А. М., Шульдинер В. И., Денисова Т. А., Шехоркина А. Ф., Шульдинер И. С.
М., «Наука», 1972 г.

Кратко освещены стратиграфия, литолого-формационный состав, метаморфизм, магматизм, структуры и минерализация докембрийских образований внутренних и внешних зон Тихоокеанского пояса и прилегающих частей его платформенного обрамления. В различных секторах пояса они обладают многими общими чертами. За стратиграфическую основу принимается традиционное расчленение докембрия на катархей, архей и протерозой с их подразделениями. Развитие Тихоокеанского сегмента Земли в докембрийшло от становления «базальтового» слоя в катархее через формирование первичных «гранитных» ядер в раннем архее к созданию континентальной земной коры двухслойного строения. Процесс этот протекал в общем направленно, но циклично. Одновременно возрастала дифференцированность коры на устойчивые и подвижные элементы, которые сменяли друг друга во времени и в пространстве в результате заложения подвижных зон внутри платформ и наращивания континентальных глыб за счет формирования гранитного слоя в краевых геосинклиналях, возникавших непосредственно на коре океанического типа. Структурные формы также эволюционировали и к концу докембрия практически не отличались от структур фанерозоя. Таблиц 4. Библ. 367 назв. Иллюстраций 14.

Ответственный редактор

кандидат геолого-минералогических наук

А. М. Смирнов

Авторский коллектив:

А. М. Смирнов, В. И. Шульдинер, Т. А. Денисова,

А. Ф. Шехоркина, И. С. Шульдинер



ГЛАВНЫЕ ПРИНЦИПЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ И СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Докембрийские комплексы Тихоокеанского пояса обнажены в его внутренних и внешних зонах и примыкающих к ним краевых частях платформ (С. С. Смирнов, 1946; Смирнов, 1963; Stille, 1949). Внутренние кайнозойские зоны обрамляют симатическое ложе Тихого океана, включая системы островных дуг и многие окраинные моря. Внешние зоны палеозойского и мезозойского возраста занимают преимущественно материковую часть Тихоокеанского пояса, а платформы располагаются по его периферии. В палеозое и мезозое они подверглись структурной переработке, которая или охватила их окраины, или привела к их полному раздроблению (Китайская платформа).

Изучение докембрийских образований, выделение которых часто дискуссионно, мы проводили комплексно, поскольку методы исследования в геологии докембрия еще несовершенны, и применение их по отдельности может привести к ошибочным решениям. Только из-за недостатка данных иногда приходилось поступаться этим важнейшим принципом.

Возрастные подразделения докембрия. Комплексный анализ разрезов позволяет различать в составе отложений докембрия породы катархея, архея и протерозоя с их подразделениями. Главным отличием схемы расчленения докембрия, принятой для Китайской платформы, является то, что синийская система охватывает интервал от середины рифея до конца венда (Смирнов, 1965; Келлер, Семихатов, 1968).

Согласно принятой в СССР шкале, временные рубежи между подразделениями докембрия следующие: верхняя граница докембрия (определяющаяся налеганием низов томмотского яруса нижнего кембрия на вендские отложения) — 570 ± 10 млн. лет; венд — поздний рифей — 680 ± 40 млн. лет; поздний — средний рифей — 1000 ± 50 млн. лет; средний — ранний рифей — 1350 ± 50 млн. лет; ранний рифей — средний протерозой — 1650 ± 50 млн. лет; средний — ранний протерозой — 2000 ± 100 млн. лет; ранний протерозой — поздний архей — 2600 ± 100 млн. лет. Возрастные границы внутри архея и между археем и катархеем проводятся условно. Если принять начало катархея за 4,5—5,0 млрд. лет, то продол-

жительность каждого из подразделений должна составлять 600—800 млн. лет.

Наряду с приведенным расчленением докембрия существуют схемы, которые исходят из представлений о несопоставимости классических подразделений докембрия в разных регионах (Палей, 1965; и др.). В таких схемах принимаются обозначения «докембрий I, II, III, IV» и т. д., которые, как предполагается, сглаживают расхождения и позволяют сопоставлять докембрийские образования разных стран в более широких возрастных рамках, не изменяя сложившихся местных схем и названий. Главным недостатком подобных схем является различное число подразделений, выделяемых разными авторами. Так, на схеме Канадской геологической службы их три, на схеме Н. П. Семененко (1963) — четыре и т. д. Второй их недостаток — меньшая выразительность, худшее звучание и отсутствие ассоциаций, которые возникают при произнесении слов «архей», «рифей» и т. д. В связи с этим предпочтительнее сохранить исторически сложившиеся наименования подразделений докембрия, помня, что границы между ними являются скользящими. Если даже для фанерозоя нельзя быть уверенным в повсеместной идентичности возрастных рубежей, то это тем более естественно для стратиграфических подразделений докембрия. Составление корреляционных схем докембрия Тихоокеанского пояса (см. табл. 1—4) показало, что главнейшие подразделения классической схемы докембрия выделяются на всех материках и, с учетом скользящих границ, достаточно уверенно коррелируются.

В последующем изложении катархей и архей объединяются под названием «нижний докембрий», нижний и средний протерозой — под названием «средний докембрий», а рифей и венд вместе называются верхним докембрием.

Докембрийские комплексы. Под комплексами понимаются наиболее крупные подразделения местных стратиграфических шкал, объединяющие несколько толщ и обладающие специфическим вещественным составом, структурными и формационными особенностями, характерным магматизмом, метаморфизмом и минерализацией. Границы комплексов отвечают структурным перестройкам и изменениям в тектоническом режиме (Маракушев, Смирнов, 1963). Наиболее резкими являются различия между комплексами устойчивых и подвижных областей, например между карбонатно-терригенными рифейскими отложениями чехла Сибирской платформы, с одной стороны, и терригенно-вулканогенными интенсивно складчатыми рифейскими толщами ее эвгеосинклинального обрамления — с другой, между верхнеархейским становым комплексом Сибирской платформы и серией Калгурли Австралии и т. д. Менее резки различия между комплексами, формировавшимися в разных зонах, но в сходной структурной обстановке. В качестве примера можно привести зверевскую серию и алданский комплекс нижнего архея Сибир-

ской платформы, которые несколько различаются по вещественному составу.

Если в позднем докембрии выделяются комплексы платформ, геосинклиналей и наложенных прогибов, подобных структурам фанерозоя, то к структурной характеристике раннедокембрийских комплексов приходится подходить с большей осторожностью. Различные исследователи признают или отрицают извечное структурное разделение земной коры на устойчивые и подвижные области. Принимая первую точку зрения, следует выяснить прежде всего степень структурной эволюции этих областей: была ли она настолько значительной, что сложившиеся определения геосинклиналей и платформ неогее будут неприложимы к подвижным и устойчивым областям катархея и архея.

Распространение докембрия в Тихоокеанском поясе. Во всех зонах Тихоокеанского пояса и на платформах его обрамления развиты докембрийские образования. Они шире всего распространены, надежнее расчленены и лучше всего изучены на платформах, где выделены все подразделения докембрия и описаны его основные стратотипические разрезы.

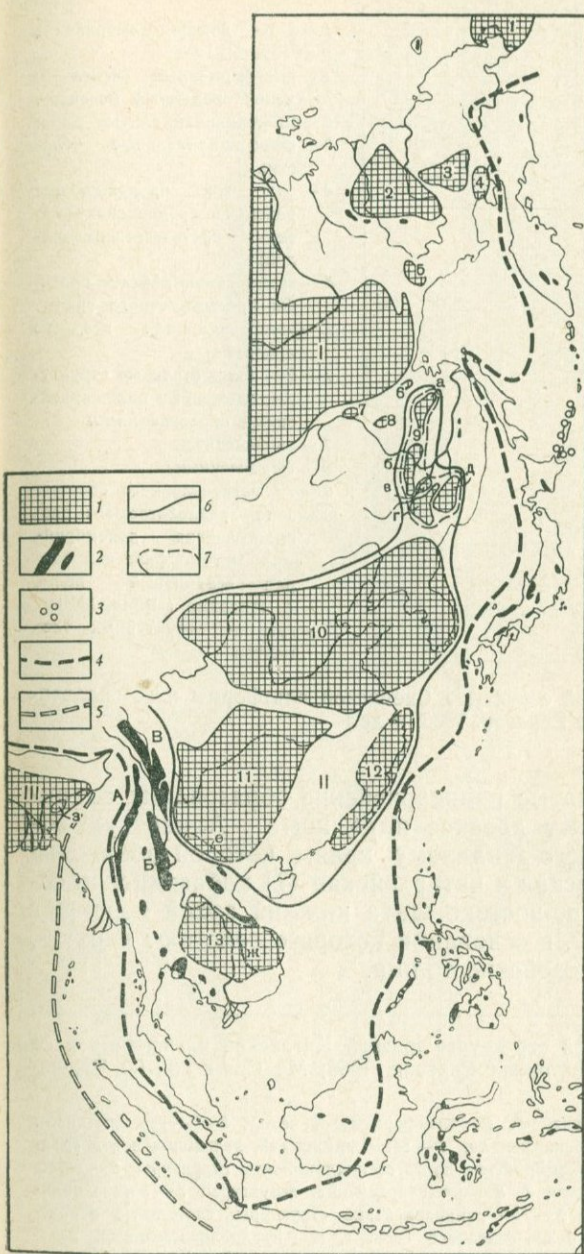
Во внешних зонах Тихоокеанского пояса докембрийские комплексы обнажены не столь широко, преимущественно в срединных массивах, и их выделение часто дискуссионно. Все же в этих зонах достоверно выделяются почти все подразделения — от нижнего архея до венда, но изучены они слабее, чем на платформах.

Хуже всего представлен и изучен докембрий внутренних зон Тихоокеанского пояса. С большей или меньшей достоверностью, например, на Камчатке, в Японии и на Новой Зеландии выделяются породы среднего и верхнего протерозоя. Возраст многих метаморфических толщ, которые некоторыми исследователями были отнесены к докембрию, дискуссионен. Так, например, серия Самбагава Японии и сусунайская серия Сахалина, считавшиеся докембрийскими, в действительности являются позднепалеозойскими или даже мезозойскими (Егоров и др., 1968). Нижний докембрий во внутренних зонах пояса не установлен.

Азиатский сектор Тихоокеанского пояса является самым протяженным и широким и имеет наиболее сложное строение (рис. 1). В его платформенное обрамление входят Сибирская и Индийская платформы, ряд кристаллических массивов, объединяемых под названием Китайской платформы, и гипотетическая Гиперборейская платформа, скрытая под водами Северного Ледовитого океана. Внешние зоны пояса включают крупные срединные массивы (Индосинийский, Охотский, Колымский и др.). Они сосредоточены в расширенных отрезках пояса, где его отдельные зоны, обрамляя массивы, утрачивают линейность и структура приобретает характер гигантской тектонической брекчии. Внешние зоны пояса сочленяются с широтными Монголо-Охотской и Куньлунь-Циньлинской складчатыми областями. Особенно развиты внутренние зоны, включающие моря и островные дуги. На юге они соединяются с Альпийско-Гималайским складчатым поясом. Докембрийские образования наиболее полно представлены и лучше изучены на платформах и кристаллических массивах. Здесь выделяются архейские и катархейские члены докембрийского разреза, слагающие фундамент, и средне-верхнедокембрийские комплексы, входящие в состав платформенного чехла и выполняющие подвижные прогибы. В собственно Тихоокеанском поясе докембрийские комплексы обнажаются также в осевых частях антиклинальных структур и в горстовых выступах. Более молодые проявления складчатости, магматизма и метаморфизма часто, особенно во внутренних зонах, затрудняют выделение докембрийских образований, внешне сходных с позднейшими метаморфическими толщами (метаморфиды Камчатки, Корякского нагорья, Японии и др.). Докембрий внешних зон расчленяется на все главные подразделения, за исключением катархея. Во внутренних зонах докембрийские образования установлены лишь в немногих местах, где выделяется верхний и, возможно, средний докембрий.

Элементы докембрийской структуры легче всего распознаются на платформах. На Алдано-Становом щите¹ Сибирской плат-

¹ Под таким названием мы объединяем Алданский щит, Становую складчатую область и Олекминскую зону.



- 1 — платформы и кристаллические массивы;
- 2 — метаморфические зоны и выходы метаморфических пород;
- 3 — находки галек метаморфических пород;
- 4-7 — границы:
- 4 — внешних и внутренних зон Тихоокеанского пояса,
- 5 — Тихоокеанского и Индоокеанского сегментов Земли,
- 6 — Китайской платформы,
- 7 — Северо-Восточного выступа Китайской платформы.

Цифры на карте. Платформы.

I — Сибирская,

II — Китайская,

III — Индийская. Кристаллические массивы и выступы докембрийского основания:

1 — Чукотский;

2 — Колымский;

3 — Омолонский;

4 — Тайгоносский;

5 — Охотский;

6 — Баладекский;

7 — Гонжинский;

8 — Зейский;

9 — массивы Северо-Восточного выступа Китайской платформы:

а — Дуссе-Алинский,

б — Малохинганский,

в — Фэншуйлинский,

г — Кэнтэйский,

д — Ханкайский;

10 — Сино-Корейский;

11 — Сычуань-Гуйчжоуский;

12 — массив Юго-Восточного Китая (Катэйзия);

13 — Индосинийский. Выступы фундамента платформ и кристаллических массивов:

е — Аялаошаньский,

ж — Контумский,

з — Ассамский (Шиллонгский).

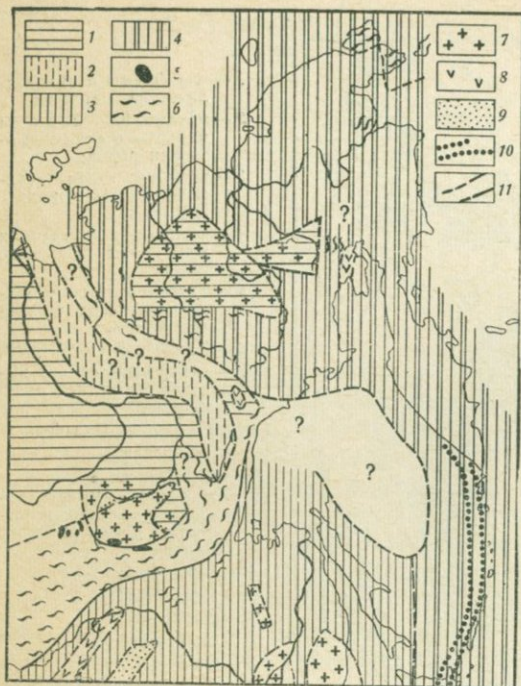
Метаморфические зоны:

А — Бирманская,

Б — Меконгская,

В — Кам-Юннаньская ось

Рис. 1. Главные структурные элементы Азиатского сектора Тихоокеанского пояса



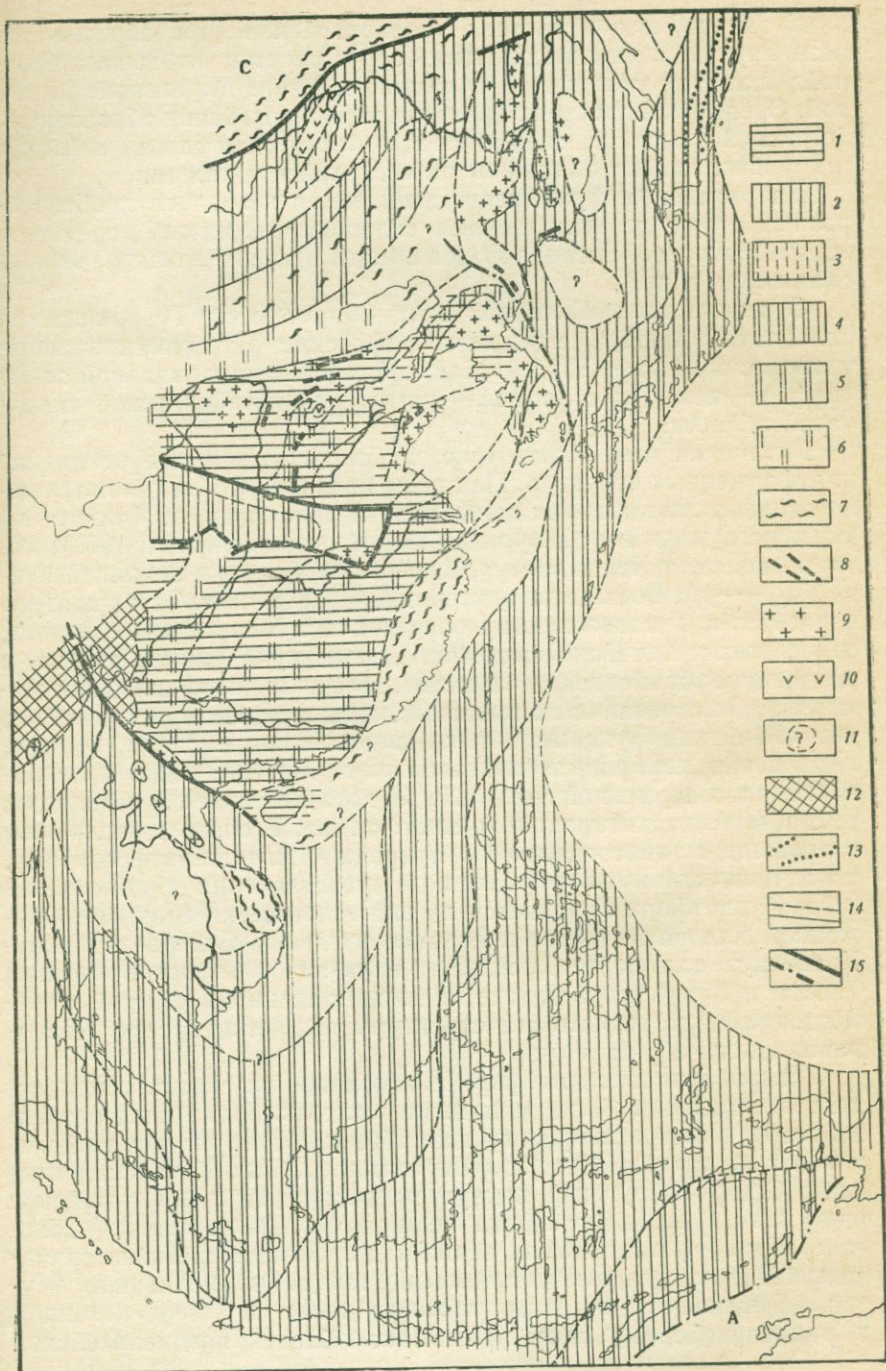
- 1 — 2 — позднедокембрийские структуры:
- 1 — платформенный чехол и чехол срединных массивов, 2 — миогеосинклиналильные зоны; 3 — эвгеосинклиналильные области; 4 — они же, продолжившие развитие среднедокембрийских протозеосинклиналилей;
- 5 — среднедокембрийские прогибы промежуточного типа; 6 — эогеосинклинали позднего архея;
- 7 — 9 — положительные структуры, сложенные нижнеархейскими образованиями: 7 — салическими, 8 — фемическими, 9 — не установленного состава; 10 — зона предполагаемого распространения докембрийских метаморфических пород — «гранитный пояс» А. Иидзима (Iijima, 1964); 11 — границы структурных элементов

Рис. 2. Схема докембрийской структуры Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (Тектоника Евразии, 1966; и др.)

формы (рис. 2) складчатые раннеархейские образования алданского комплекса слагают древнее ядро щита — Алданскую область, по южному и юго-западному краям которой обнажены нижнеархейская зверевская и катархейская (?) кабактинская серии. На севере и северо-востоке щита нижний архей перекрыт платформенным чехлом, в основании которого залегают верхне-, средне- и нижнепротерозойские толщи.

Рис. 3. Схема докембрийской структуры древней Китайской платформы и ее складчатого обрамления (Тектоника Евразии, 1966; Ма Син-юань, Ю Чжень-дун, 1964; и др.)

1—4 — позднедокембрийские структуры: 1 — платформенный чехол, 2—4 — геосинклинали (2 — эвгеосинклинали, 3 — миогеосинклинали, 4 — эвгеосинклинали, заложившиеся в среднем докембрии); 5, 6 — среднедокембрийские протозеосинклиналильные структуры; 5 — эвгеосинклинали, 6 — миогеосинклинали; 7, 8 — позднеархейские структуры: 7 — эогеосинклиналильные, 8 — эоплатформенные; 9—11 — раннеархейские структуры, сложенные образованиями: 9 — салическими, 10 — более основного состава, 11 — предположительные, неизвестного состава; 12 — массивы, сложенные нерасчлененными образованиями архея; 13 — зона предполагаемого распространения докембрийских метаморфических пород — «гранитный пояс» А. Иидзима (Iijima, 1964); 14 — границы структурных зон и областей (достоверные и предполагаемые); 15 — главнейшие разломы (достоверные и предполагаемые). А — Австралийская платформа; С — Сибирская платформа



С запада, юга и востока раннеархейское ядро обрамляется позднеархейскими складчатыми сооружениями: Олекминской зоной, Становой складчатой областью и Учуро-Маймаканской зоной. Среди развитых в их пределах верхнеархейских образований (становой комплекс, олекминская и батомгская серии) в блоках и крупных глыбах обнажены нижнеархейские толщи.

На архейском фундаменте выделяется несколько грабенообразных структур, выполненных складчатыми ниже-, средне- и верхнепротерозойскими образованиями (джелтулакская, янканская серии и др.).

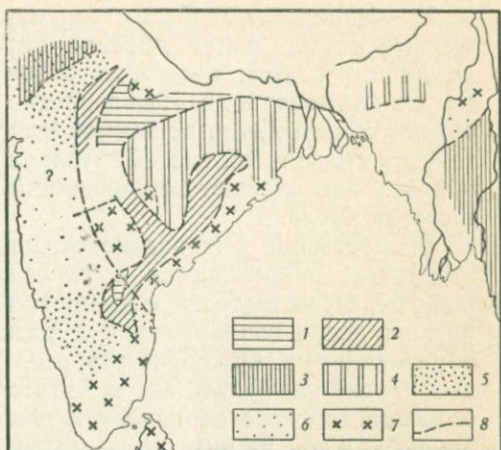
С юга Алдано-Становой щит обрамляется Тукурингрской складчатой зоной, где развиты рифейские эвгеосинклинальные толщи, с востока — Юдомо-Майской миеосинклинальной зоной (рифей — венд), а с запада — структурами Байкальской складчатой области.

Китайская платформа (рис. 3) резко отличается от других платформенных структур. Под этим названием объединяются относительно жесткие массивы, протягивающиеся от Тарима до Японского моря и от Амура до Индокитая (Смирнов, 1963), которые вписываются в контур, близкий по форме к лежащей букве Т (—|). Восточная субмеридиональная часть этого контура относится к Тихоокеанскому обрамлению. В строении массивов, относимых к Китайской платформе, участвуют ранне-, средне- и позднедокембрийские образования. Массивы разделены складчатыми зонами различного происхождения и характера, в которых докембрийский фундамент не обнажен. Таким образом, понятие «Китайская платформа» является палеотектоническим и неприменимо к современной ее структуре, которая точнее определяется термином «активизированная платформа». В связи с различным толкованием тектонической природы внутриплатформенных складчатых зон имеются различные представления об объеме Китайской платформы: является ли она генетически единым сооружением или распадается на самостоятельные Северо- и Южно-Китайскую платформы, можно ли включать в ее состав массивы Тибета и Кукунора и другие, а также так называемый Северо-Восточный выступ, или эти структуры являются частью геосинклинального обрамления.

Раздробленность платформы и осложненность строения отдельных массивов более молодыми тектоническими воздействиями затрудняют расшифровку докембрийской структуры. Выделяющиеся на востоке Китайской платформы Сино-Корейский массив и Северо-Восточный выступ представляют собой архейское ядро платформы, где развиты нижнеархейские комплексы Сангань, Нанним, машаньская серия и др. Позднеархейские складчатые зоны, сложенные комплексом Утай, сериями Аньшань, Мусан, обрамляются выходами нижнего архея. С севера и запада к раннеархейскому ядру примыкает область позднеархейской

Рис. 4. Схема докембрийской структуры Индийской платформы и ее восточного обрамления (Тектоника Евразии, 1966; Кришнан, 1954; Рей, 1967; Pichamuthu, 1967)

- 1-3 — позднедокембрийские структуры:
 1 — платформенный чехол,
 2 — область развития прогибов промежуточного типа,
 3 — геосинклиналильные зоны;
 4 — среднедокембрийская протогео-синклиналильная область;
 5 — позднеархейская подвижная область;
 6 — то же, предположительно;
 7 — нижнеархейский цоколь и нерасчлененные архейские образования;
 8 — границы структурных зон



складчатости. На севере она, видимо, соединяется со Становой складчатой областью. В южной половине платформы (Южно-Китайский массив) развиты аналоги комплекса Утай, среди которых, возможно, залегают глыбы нижнеархейских образований. Таким образом, раннеархейское ядро с северо-запада и юго-востока обрамлено складчатыми позднеархейскими сооружениями и само частично перекрыто нижнеархейскими толщами.

На архейское основание наложены линейные складчатые зоны среднепротерозойско-раннерифейского возраста: на севере — зоны Намдэчхон, Ляохэ, Баян-Обо, а на юге — область развития осадков серии Баньци. Позднекембрийский платформенный чехол представлен осадками синийской системы. На востоке Северо-Восточного выступа располагается субмеридиональная складчатая зона, в пределах которой развиты рифейские и вендские эвгосинклиналильные толщи.

Представления о докембрийской структуре Индийской платформы разноречивы, и предлагаемая схема является одним из возможных вариантов структурных построений (рис. 4). Раннеархейское ядро платформы занимает восточную половину п-ова Индостан и о. Цейлон. На юге этого ядра обнажаются «полуостровные гнейсы» с телами чарнокитов и пород хондалитовой серии, на севере к нижнему архею мы относим гнейсы Бундельканда, комплекс полосчатых гнейсов, гранулитовые толщи Шиллонгского выступа и др. С запада выходы нижнего архея обрамлены позднеархейской складчатой областью, где обнажаются группы Дхарвар и Аравалли. Эта область в плане имеет форму дуги, обращенной выпуклостью на запад.

Более молодые складчатые зоны разбивают раннеархейское ядро на блоки. В субширотном поясе Сатпура обнажаются железорудная серия Бихара, серия Шиллонг и их аналоги, которые являются скорее всего ниже-среднепротерозойскими. По-видимому, этот же возраст имеет и субмеридиональная зона Бастар.

К позднедокембрийским структурам Индии относятся наложенные на все более древние образования крупные прогибы (Куддапах и др.), в которых развиты слабо нарушенные серии тех же наименований. Их возрастным аналогом считается складчатая система Дели, примыкающая с северо-запада к позднеархейской складчатой системе Аравалли. Наконец, самые молодые образования слагают верхи виндийской группы, которая входит в состав чехла.

В собственно Тихоокеанском поясе элементы докембрийской структуры распознаются с гораздо большей трудностью (см. рис. 2, 3, 4), их выделение во многом дискуссионно, и мы рассмотрим их после ознакомления с развитыми там докембрийскими образованиями. Описание разрезов докембрия мы даем от крайних частей платформ, где в Азиатском секторе пояса находится большинство стратотипических разрезов, к складчатому обрамлению каждой из них.

КАТАРХЕЙ (?) И НИЖНИЙ АРХЕЙ

Образования этого возраста, широко развитые на Сибирской, Китайской и Индийской платформах (табл. 1), лучше всего изучены в пределах Алдано-Станового щита Сибирской платформы, где выделяются алданский и курультино-гонамский комплексы. По большинству признаков они весьма близки, но различаются более кислым или более основным суммарным составом слагающих их пород. Комплексы эти, по-видимому, не вполне одновозрастны. Верхние члены алданского комплекса не имеют аналогов в курультино-гонамском комплексе, и, наоборот, низы последнего сложены наиболее древними образованиями, неизвестными в архее Алдана.

Курультино-гонамский комплекс Сибирской платформы

Под этим названием объединены образования курультинской, зверевской, джанинской и других серий, которые обнажены по южной окраине Алданской области и слагают глыбы в Олекминской и Становой зонах (Кудрявцев, 1966). Стратиграфическое положение комплекса, принимаемое в настоящей работе, дискуссионно; есть мнения, что он является либо полным аналогом алданского (Фрумкин, 1968), либо моложе его (Ветлужских и др., 1966).

Породы комплекса представлены гиперстен-, клинопироксен- и роговообманково-плагиоклазовыми сланцами, амфиболитами, а также гнейсами и плагиогнейсами с гиперстеном, биотитом, роговой обманкой, гранатом. В средней и верхней частях комплекса к ним присоединяются кварциты, высокоглиноземистые гнейсы и сланцы. Карбонатные породы очень редки. Все породы метаморфизованы в гранулитовой фации. Мощность комплекса превы-

шает 20 км. В стратотипическом разрезе (Ветлужских и др., 1966) комплекс расчленяется на кабактинскую и зверевскую серии.

Кабактинская серия (3,5 км) сложена сланцами основного состава и эклогитоподобными породами. Только с середины ее разреза появляются маломощные пачки гиперстеновых плагиогнейсов и гиперстеновых гранулитов.

Зверевская серия начинается сыгынахской свитой (1,3 км) гиперстеновых плагиогнейсов, биотит- и гиперстен-гранатовых гнейсов и плагиогнейсов с маломощными прослоями кварцитов и основных сланцев. Выше залегают муравьевская свита (2,5 км) основных сланцев и джилдинская свита (3 км), в которой наряду со сланцами появляются пачки биотитовых и роговообманковых плагиогнейсов и гнейсов, изредка с гранатом, и редкие пласты кварцитов; гнейсы преобладают в верхах этой свиты. Далее следует холодниканская свита (2,0 км), сложенная биотит-гранатовыми и силлиманитовыми плагиогнейсами и гранулитами с прослоями кварцитов и пачками гиперстеновых плагиогнейсов. Эта высокоглиноземистая толща перекрывается курбаликитской свитой, обладающей вновь более основным составом и сложенной биотитовыми, гиперстеновыми и роговообманковыми плагиогнейсами, которым подчинены прослои и пачки основных кристаллических сланцев и гранатовых гнейсов. Разрез венчается биотитовыми плагиогнейсами бугархинской свиты Олекминской зоны.

Метабазиты кабактинской серии являются производными базальтов и ультраосновных пород (Кудрявцев, 1966). Выше ультрабазиты исчезают, но большинство основных сланцев также образовалось за счет основных магматических пород. По признаку большей или меньшей основности отдельных частей разреза курультино-гонамского комплекса в нем выделяется три цикла. Нижний (кабактинская серия и сыгынахская свита) начинается базитами и ультрабазитами и завершается преимущественно кислыми породами и кварцитами. Второй цикл имеет сходное строение, с ясно выраженной средней частью (чередование основных и кислых пород) и с высокоглиноземистой и кварцевой завершающей его холодниканской свитой. Верхний цикл построен не столь отчетливо: его низы менее основные по составу, а в его верхах отсутствуют высокоглиноземистые породы.

В отложения курультино-гонамского комплекса внедрены пластовые тела метабазитов и ультрабазитов, дайки основных пород и массивы преимущественно анатектических гранитов, в некоторых районах — исключительно плагиогранитов. Раннеархейские мигматизация и гранитизация развиты сравнительно слабо (Шульдинер, Озерский, 1967). Складчатая структура характеризуется сочетанием куполов и мульдобразных синклиналей с линейными открытыми складками, отличающимися частой сменой простираний, ундуляцией шарниров и виргацией осей (Шульдинер, 1969).

Схема сопоставления докембрия Восточной Азии

Стратиграфические подразделения	Алдано-Становой щит		Кольмский массив, Тайгоносский выступ	П-ов Камчатка
	юг и юго-запад	север и северо-восток		
Венд		Юдомская свита	Коркодонская свита	Малкинская серия (?)
Верхний рифей		Уйская серия	?	
Средний рифей	Унья-Бомская серия (?)	Майская серия	Тумусская свита	Камчатская серия (?)
Нижний рифей	Тукурингская и янканская серии (?)	Учурская серия	Чебукулахская свита Ороёкская свита	
Средний протерозой	Чульманская и желтулакская серии	Конкулинская свита	Малостолбовская толща	Колпаковская серия (?)
Нижний протерозой		Элгэтэйская свита Улкачанская свита Топориканская свита	Сохатинская толща	
Верхний архей	Становой комплекс	Унгринская серия	Гнейсы и амфиболиты Приколымского поднятия	
Нижний архей	Курультинно-тонамский комплекс (Курбаликитская свита Холодниканская свита Джиллиндинская свита Муравьевская свита Сыгынахская свита Кабактинская серия)	Алданский комплекс (Джелтулинская серия Тимптонская серия Верхи ненгской серии Верхнеалданская свита Горбыляхская свита)	Авековский комплекс	?
Катархей			?	?

Северо-Восточный выступ Китайской платформы	Сино-Корейский массив и Северный Китай	Южный Китай	П-ов Индокитай	Япония	Индия
Рудоносная свита	Синийская система	Верхи синийской системы	Серия Чаун-Маджи	Метаморфические породы зон Хидака, Рёке и др. (?)	Система Виндхья
Свита Суйфынхэ и ее аналоги					
Дахэчжэньская и спаская свиты					
Хуланьская свита Бамяньтунская свита	Серии Хуто, Ляохэ и их аналоги	Серии Баньци и Кунъян	Комплекс На-Ханг Комплекс Чием-Хоа Комплекс Нам-Ко	Комплекс Хида (?)	Системы Куд-дапах и Дели
Суйянская свита и ее аналоги					?
Гнейсо-амфиболитовые толщи	Комплекс Утай и его аналоги	Гнейсо-сланцевые толщи	Гнейсы и амфиболиты Конгумского выступа	Комплекс Тэрано (?)	Группы Джарвар и Аравали
Маячжурский комплекс (Серия Хадахэ Машаньская серия Шуань-яшаньская серия)	Комплекс Саньгань и его аналоги	Гнейсы и мигматиты	Комплекс Сонг-Хонг и гнейсы Могок	?	Чарнокитовые и хондалитовые серии
	?	?			?

Курультино-гонамский комплекс сопоставляется с древнейшими образованиями других районов, в частности с археем и катархеем Балтийского и Украинского щитов. Его возраст подтверждают данные радиогеохронологии. Максимальные значения калий-аргоновых определений абсолютного возраста образуют следующий ряд: 2590 — по биотиту, 3400 — по актинолиту, 3500 и 3600 — по пироксенам, 4290 — по флогопиту, 4520 — по пироксенам и 4670 млн. лет по гранату. Уран-торий-свинцовым методом по ортиту определен возраст мигматитов Чарской глыбы, равный 2650 ± 100 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968). Породы курультино-гонамского комплекса подстилают верхний архей Становой области. Все это позволяет относить рассматриваемый комплекс к нижнему архею, а кабактинскую серию и сыгынахскую свиту — условно к катархею.

Аналогами курультино-гонамского комплекса мы считаем гранулитовые толщи основного состава, обнажающиеся местами в Монголо-Охотской области, а также образования архея Охотского и Омолонского массивов.

Алданский комплекс Сибирской платформы

Комплекс распространен в пределах Алданской области (Геологическое строение СССР, 1968), где его породы метаморфизованы в гранулитовой фации и представлены преимущественно биотитовыми и гиперстеновыми гнейсами и плагиогнейсами, часто с кордиеритом, силлиманитом, гранатом и графитом. К ним присоединяются сланцы основного состава, амфиболиты, а также роговообманковые и диопсидовые плагиогнейсы. Менее распространены кварциты и карбонатные породы, которые, однако, в некоторых частях разреза образуют значительные пачки. Мощность комплекса 20—28 км.

Исследователи, занимающиеся восстановлением исходного состава пород алданского комплекса, отмечают преобладание в нем первичнотерригенных и хемогенных осадков. Весьма заметную роль играют магматические породы основного, реже — ультраосновного состава; возможно, что лейкократовые гиперстеновые гнейсы являются метаморфизованными кислыми эффузивами.

Принимая за основу общепринятое расчленение комплекса на *иенгскую, тимптонскую и джелтулинскую серии*, хотя есть предположение, что строение комплекса является более сложным (Мокроусов, 1968), по чередованию основных (преимущественно вулканогенных) и кислых (главным образом терригенных) пород в его составе можно выделить четыре цикла. Каждый из них начинается основными кристаллическими сланцами, часто с прослоями мраморов, которые вверх сменяются гнейсами, а завершается толщами, содержащими высокоглиноземистые породы. Последние лучше всего представлены в нижнем цикле, где к ним

присоединяются кварциты (практически неизвестные выше по разрезу), а в верхних циклах роль высокоглиноземистых пород уменьшается и сходит на нет.

523
Нижний цикл начинается горбыляхской свитой иенгской серии — роговообманковыми и биотитовыми гнейсами и основными кристаллическими сланцами и завершается верхнеалданской свитой, сложенной кварцитами и высокоглиноземистыми гнейсами. Эту свиту мы сопоставляем с холодниканской свитой курультино-гоманского комплекса. Местами в кварцитах наблюдаются косослоистые текстуры и прослои гравелитов¹. В основании второго цикла лежит федоровская свита, состоящая из основных сланцев, роговообманковых и пироксеновых гнейсов с прослоями мраморов, которые выше сменяются чисто гнейсовой иджекской толщей. Верхи цикла представлены улунчинской свитой, принадлежащей уже к тимптонской серии и состоящей из биотитовых гнейсов, часто с гранатом, силлиманитом и кордиеритом, среди которых залегают прослои основных сланцев. Низы третьего цикла представлены сланцами основного состава, амфиболитами и гнейсами суннагинской свиты. Биотитовые и гиперстеновые гнейсы кюриканской свиты, часто с гранатом и графитом, и гранат-биотитовые гнейсы сутамской свиты желтулинской серии, с прослоями мраморов и кальцифиров, образуют среднюю часть цикла, а его верхи сложены лейкократовыми биотит-гиперстеновыми гнейсами худурканской свиты. В этой свите имеются прослои гнейсов, содержащих гранат, роговую обманку, клинопироксен, а также амфиболитов и мраморов. Верхний, четвертый, цикл представлен основными сланцами и гнейсами с прослоями мраморов и амфиболитов внизу (ивакская и утукская свиты) и гнейсами с прослоями основных кристаллических сланцев и мраморов альванарской свиты вверх.

Ранние проявления интрузивного магматизма выразились во внедрении базитов и ультрабазитов (от габбро до дунитов), позднее сформировались гранитоидные интрузии. В первую фазу внедрялись биотитовые плагιοграниты, а во вторую — биотит-роговообманковые граниты, аляскиты и образовывались кварц-полевошпатовые ортотектитовые жилы. Со второй фазой гранитоидного магматизма была связана мощная мигматизация и гранитизация.

Раннеархейская структура Алданской области представлена сочетанием куполовидных и линейных складок. Купола, сложенные породами верхнеалданской свиты, облекаются открытыми и сжатыми прямыми и опрокинутыми складками с ундулирующими шарнирами и концентрически изогнутыми осями, в которые смяты породы вышележащих свит иенгской серии. Далее от центра куполов эти складки сменяются типичными линейными

¹ По устному сообщению Е. А. Кулиша.

структурами, в строении которых участвуют породы тимптонской и желтулинской серий. Линейные складки группируются в дуги протяженностью не свыше первых сотен километров и по морфологии несравнимы с линейными складками более молодых подвижных областей. По мнению Л. И. Салопа, эти складчатые дуги образуют в совокупности особые, характерные только для архея, концентрически построенные структуры — складчатые овалы. Алданский комплекс отличается характерной минерализацией. Первичноосадочными являются месторождения магнетита в кварцитах, проявления графита и высокоглиноземистого сырья. Месторождения и проявления флогопита, людовигита и корунда имеют метасоматический, а месторождения хрустала — сегрегационный генезис.

Представления об архейском возрасте алданского комплекса разделяются всеми исследователями, за исключением А. И. Тугаринова и его соавторов (Тугаринов и др., 1967), хотя большинство калий-аргоновых датировок, полученных по породам комплекса, соответствует протерозою, и лишь отдельные определения по амфиболам и пироксенам указывают их возраст более 2,7 млрд. лет (Геохронология докембрия..., 1968). Наиболее надежны, по-видимому, данные свинцового и торий-свинцового методов, по которым возраст пород иенгрской серии составляет 3100—3400 млн. лет (Рудник, Собонович, 1969).

Взаимоотношения алданского и курультино-гонамского комплексов точно не установлены. Мы, однако, считаем возможной параллелизацию холодниканской и верхнеалданской свит, которые отличаются сходным составом и близкой мощностью и в разрезах алданского и курультино-гонамского комплексов нигде более не встречаются. Если такое сопоставление справедливо, то верхняя половина курультино-гонамского и середина алданского комплексов являются аналогами, причем самые низы курультино-гонамского комплекса представляют наиболее глубокие части разреза, а верхняя часть алданского комплекса слагает его верхние горизонты.

На Анабарском массиве к нижнему архею относится комплекс пород, метаморфизованных в гранулитовой фации. Это гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы, биотит-гранатовые и, реже, высокоглиноземистые гнейсы с пачками кристаллических сланцев основного состава, кварцитов, кальцифиров и салит-скаполитовых пород. Мощность комплекса, расчленяющегося на *далдынскую*, *верхнеанабарскую* и *хапчанскую серии*, порядка 20 км (Геологическое строение СССР, 1968). Все его образования интенсивно мигматизированы и гранитизированы. В процессе ультраметаморфизма сформировались палингенные чарнокитовые гранитоиды. Местами развиты диафториты.

Попытки восстановления исходного состава пород позволяют установить следующую схему формирования архейских образований Анабарского массива: 1) излияния лав основного и сред-

него состава, чередовавшиеся с накоплением кремнистых, железисто-кремнистых и терригенных осадков; 2) излияния андезитодацитовых лав, сопровождавшиеся накоплением высокоглиноземистых и карбонатных толщ (верхнеанабарская серия), и 3) накопление терригенных, мергелистых и известковых осадков и, временами, излияния андезитодацитовых лав. Таким образом, разрез комплекса отвечает одному вулканоседиментационному циклу.

Интрузивный магматизм проявился в межпластовых внедрениях норитов, габбро-норитов, перидотитов и пироксенитов. Позднее, возможно, уже в позднем архее, внедрялись анортозиты и, наконец, гранодиориты, граносиениты и аляскитовые граниты. Породы комплекса смяты в крупные антиклинальные и синклинальные структуры, осложненные сжатыми и изоклинальными складками второго порядка. Общее простирание складок северо-западное.

Нижний архей Анабарского массива параллелизуется с образованиями алданского комплекса, отличаясь от него главным образом отсутствием четко выраженной внутренней ритмичности и исключительным развитием линейной складчатости. Возраст его подтверждается следующими калий-аргоновыми датировками (Геохронология докембрия..., 1968): 2500 (по амфиболу), 2530 и 2610 (обе по бронзиту), 2820 (по ромбическому и моноклинному пироксену), 2980 (по гиперстену) и 3040 млн. лет (по валовой пробе). Уран-торий-свинцовым методом определен возраст монацита в 3550 ± 500 млн. лет.

Нижний архей складчатого обрамления Сибирской платформы

Нижнеархейские образования местами обнажаются в Монголо-Охотской области — гранулитовые толщи Приаргунской зоны, выделенные в низовьях р. Газимур и внутри Агинской сигмоиды (Озерский и др., 1969). Нижний архей выделяется также в Охотском массиве, на п-ове Тайгонос и в Омолонском массиве.

Архей Тайгоноса представлен *авековским комплексом* (7,5 км), метаморфизованным в гранулитовой фации. Он состоит из трех согласно залегающих толщ. Нижняя толща (2 км) сложена двупироксеновыми и двупироксен-роговообманковыми гнейсами с прослоями пироксеновых и эклогитовых кристаллических сланцев и амфиболитов. В состав средней толщи (1,5 км) входят гранатовые, биотит-гранатовые и, реже, силлиманит-биотит-гранатовые гнейсы с прослоями гранат-гиперстен-биотитовых и графит-биотитовых плагиогнейсов и гнейсов. Верхняя толща (4 км) представлена амфиболовыми и диопсид-амфиболовыми плагиогнейсами и амфиболитами. В низах ее имеются прослои биотит-гранатовых и гранатовых гнейсов, а сверху — кальцит-доломитовых мраморов с форстеритом, диопсидом и флого-

питом. В разрезе вековского комплекса более основные образования его низов сменяются высокоглиноземистыми породами средней толщи и вновь породами более основного состава. Породы комплекса смяты в крупные открытые складки северо-западного простираания, осложненные складчатостью высших порядков (Мишкин и др., 1969).

Вековский комплекс сопоставляется с археем Алданского щита и Анабарского массива, что подтверждается определениями калий-аргонового возраста — 2700¹ и 2880 млн. лет по валовой пробе гранито-гнейса и по амфиболу из амфиболита (Загрузина и др., 1967).

Образования архея Омолонского массива, которые Д. С. Коржинский еще в 1940 г. сопоставлял с археем Алдана, долгое время не привлекали внимания геологов. Исследования Ауланджинской и Закоронной полос развития глубоко метаморфизованных пород позволили выделить здесь три толщи (Гельман, Терехов, 1968). Нижняя толща (0,5—0,7 км) сложена эклогитовыми и пироксен-амфиболовыми сланцами, к которым присоединяются амфиболовые плагиогнейсы. Эклогитовые породы (не менее 0,4 км) залегают в основании разреза. Средняя толща (1,0—1,2 км) представлена биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами. Верхняя толща (более 2 км) образована амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, а также гранатовыми кварцитами и гнейсами и кальцифирами. В средней и верхней толщах присутствуют немногочисленные прослои двупироксен-амфиболовых сланцев. Все эти породы, метаморфизованные в гранулитовой фации, образуют единый цикл, начинающийся основными и завершающийся кислыми, высокоглиноземистыми и карбонатными породами.

Описанные толщи простираются в субмеридиональном направлении и круто падают на запад. Наибольшие значения калий-аргонового возраста мигматизированных гнейсов Омолонского массива не превышают 1150 млн. лет и не подтверждают их архейский возраст. Однако они перекрывают отложениями рифея (Фурдуй, 1968а) и не могут быть моложе среднего докембрия, а по другим особенностям коррелируются с образованиями курьютинско-гонамского комплекса. Поскольку для аналогичных толщ Тайгоноса, расположенных менее чем в 100 км, доказан их архейский возраст, отнесение метаморфических образований Омолонского массива к нижнему архею не вызывает сомнений.

Нижний архей Охотского массива (7,5—8 км) выходит на поверхность в Кухтуйском поднятии, где выделяются три свиты (Гринберг, 1968). Нижняя — няннагинская свита (3,0 км) сложена амфиболовыми плагиогнейсами, амфиболитами и основными сланцами с роговой обманкой и пироксеном. Дальсичанская свита (2,5 км) состоит из биотит-гранатовых, кор-

¹ По устному сообщению Г. С. Гнибиденко.

диерит-гранат-гиперстеновых, гиперстен-биотитовых и биотитовых гнейсов и гранулитов с прослоями кварцитов и основных сланцев. Нядбакинская свита (1,5 км) по составу близка к няннагинской свите. Другие исследователи расчленяют архей Охотского массива на *маймачанскую серию*, объединяющую две нижние свиты, выделенные Г. А. Гринбергом, и *хоранджинскую серию* (2,5 км). Последняя превышает по объему нядбакинскую свиту, и в ее состав входят также гранат-биотитовые и силлиманитовые гнейсы, кварциты, мраморы и кальцифиры (Вельдяков, Песков, 1968).

Породы *охотского комплекса*, метаморфизованные в гранулитовой фации, первоначально, по-видимому, были представлены эффузивами основного и среднего состава (основные кристаллические сланцы, амфиболиты, амфиболовые плагиогнейсы), песчано-глинистыми, в частности высокоглиноземистыми породами (биотитовые гнейсы, гнейсы с гранатом, силлиманитом, кордиеритом), кварцевыми песками или кремнистыми породами (кварциты) и карбонатными осадками (мраморы, кальцифиры). Распределение их в разрезе показывает закономерную смену основных пород кислыми, что повторяется дважды: 1) няннагинская и дальсичанская свиты и 2) нижние и верхние горизонты хоранджинской серии.

В породы комплекса внедрены тела метаморфизованных базитов и ультрабазитов, плагиогранитов и гранитов. С интрузиями гранитоидов связаны явления мигматизации и гранитизации. Складчатая структура рисуется в виде крупного антиклинория, объединяющего открытые, вероятно, линейные складки субмеридионального простирания с крутыми (50—70°) углами падения на крыльях. Архей Охотского массива параллелизуется с верхними горизонтами курультино-гонамского комплекса. Возраст его подтверждается калий-аргоновой датировкой пироксен-амфиболовых гнейсов маймачанской серии и равен 2640 млн. лет (Загрузина и др., 1967).

Нижний архей Китайской платформы и ее обрамления

Нижнеархейские образования Северо-Восточного выступа Китайской платформы объединены нами в *маньчжурский комплекс* (до 12 км). За его стратотип принимается разрез трех серий: шуаньяшаньской, машаньской и Хадахэ в Кэнтэйском и Фэншуйлинском массивах (Маракушев, Смирнов, 1963).

Среди пород комплекса преобладают гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы и мигматиты, широко развиты силлиманитовые, кордиеритовые, диопсидовые и графитовые сланцы, кальцитовые и доломитовые мраморы и кальцифиры с графитом, диопсидом, форстеритом, шпинелью, клиногумитом и флогопитом, амфиболиты, гиперстеновые гнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты (чарнокиты). Менее распространены гнейсы с тур-

малином и кордиеритом, а также кварциты с гранатом, кордиеритом, турмалином, магнетитом и диопсидом и их мономинеральные разновидности. Изредка встречаются эвлизиты. Все эти породы метаморфизованы в гранулитовой фации и местами диафторированы.

Самая нижняя — *шуаньяшаньская серия* (3,5 км) имеет высокоглиноземистый и кварцитовый состав. А. А. Маракушев сопоставляет ее с верхнеалданской свитой. В ней широко распространены турмалиновые гнейсы, турмалиновые, силлиманитовые, альмандиновые, кордиеритовые и магнетитовые кварциты, имеются кордиеритовые и биотит-кордиеритовые гнейсы, часто с гранатом и гиперстеном. В составе *машаньской серии* (4,8—5,0 км) выделяются три толщи. Нижняя толща сложена амфиболитами, гранат-биотитовыми гнейсами и чарнокитами. Средняя толща отличается значительным развитием графитоносных и силлиманитосодержащих гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями мраморов, а в верхней толще широко развиты диопсидсодержащие породы — доломитовые мраморы, кварциты, гнейсы и метасоматиты. *Серия Хадахэ* (3,5 км) начинается толщей переслаивающихся амфиболитов, доломитовых мраморов и биотитовых гнейсов. Выше залегают кальцитовые мраморы, силлиманит-биотитовые и биотитовые гнейсы с прослоями графитовых сланцев.

Разрез маньчжурского комплекса отличается цикличностью. Высокоглиноземистая, с кварцитами шуаньяшаньская серия, очевидно, завершает первый цикл, нижние горизонты которого не обнажены. Машаньская серия и серия Хадахэ образуют два цикла, каждый из которых начинается толщами с большим количеством пород основного состава и завершается кислыми породами и карбонатами.

Все серии комплекса прорваны аляскитовыми гранитами, часто с альмандином и жилообразными телами ортогнейсов. Широко проявились мигматизация и гранитизация с образованием мощных пластовых тел порфиروبластических гнейсов. Распространены неправильные тела метасоматитов с флогопитом, диопсидом, скаполитом и апатитом.

Первичноосадочная минерализация представлена магнетитом и графитом. Наиболее важным метасоматическим минералом является флогопит.

Породы маньчжурского комплекса смяты в широкие открытые складки, оси которых меняют направление на небольших расстояниях; встречаются и куполовидные структуры. Те и другие осложнены складчатостью высших порядков, вплоть до мелких птигматитовых складочек, и обычно будинированы. По своим особенностям маньчжурский комплекс близок к архею Алдана, но соответствующие радиоизотопные датировки отсутствуют.

В Ханкайском массиве аналогом шуаньяшаньской серии, возможно, является матвеевская свита. Структуры машаньской серии, обнажающиеся против устья р. Иман, прослежива-

ются на восток в островных сопках, сложенных породами *иманской серии*. Ружинская и тургеневская свиты этой серии (Мишкин, 1965) сопоставляются нами с машаньской серией и серией Хадахэ. На берегу Амура образования серии Хадахэ продолжают на восток в виде союзненской свиты (Смирнов, 1963), а машаньской серии отвечает туловчихинская свита. На Северо-Восточном выступе Китайской платформы аналогом маньчжурского комплекса является тастахская серия, а на самом юге к этому комплексу мы относим кимчекский комплекс Кимчекского массива (Маракушев и др., 1966; Геологическое строение СССР, 1968).

Тастахская серия на севере Буреинского антиклинория состоит из трех свит. Нижняя — амбардахская свита (0,3 км) представлена кварцитами и слюдистыми кварцитами с прослоями биотитовых гнейсов. Саганарская свита (1,9 км) сложена гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, часто с графитом и прослоями кварцитов и амфиболитов. Лепиканская свита (1,0 км) состоит из графитистых и слюдистых сланцев и гнейсов, графитистых мраморов и кварцитов с прослоями амфиболитов и сланцев с силлиманитом и гранатом. Все породы мигматизированы, гранитизированы и смяты в линейные складки. Тастахская серия обладает кислым, в значительной степени высокоглиноземистым составом. Лепиканскую свиту этой серии М. Г. Золотов (устное сообщение) параллелизует с союзненской свитой Малого Хингана. Саганарская и амбардахская свиты примерно соответствуют туловчихинской свите.

На Малом Хингане туловчихинская свита (2,0 км) сложена гранат-биотитовыми, биотит-роговообманковыми и силлиманитовыми гнейсами с прослоями графитистых, слюдистых и роговообманковых сланцев, амфиболитов и кварцитов. Контакты этой свиты с союзненской тектонические, но предполагается угловое несогласие между ними (Эйриш, 1960). Союзненская свита (1,9—2,3 км) представлена внизу мраморами с прослоями диопсидовых и гранатовых кварцитов, а сверху — биотитовыми, биотит-силлиманитовыми гнейсами, кварцитами, графитистыми и слюдистыми сланцами. В породы обеих свит внедрены мелкие тела лейкократовых гранитов; гнейсы и кристаллические сланцы местами мигматизированы и гранитизированы.

Иманская серия Ханкайского массива Приморья (6 км) включает ружинскую, матвеевскую и тургеневскую свиты, положение которых в разрезе точно не установлено. Самой верхней, несомненно, является тургеневская свита, а самыми нижними мы считаем матвеевскую свиту и подстилающие ее карбонатно-терригенные толщи, обычно относимые к ружинской свите.

Матвеевская свита (3,2 км) сложена биотит-гранат-кордиеритовыми и гранат-кордиерит-силлиманитовыми гнейсами и сланцами с прослоями гранатовых, гранат-гиперстеновых, магнетитовых и фаялитовых кварцитов, графитистых сланцев, мраморов.

моров, гиперстеновых и диопсидовых гнейсов. Подстилающие терригенно-карбонатные толщи сложены мраморами, содержащими графит и диопсид, с прослоями биотитовых, гиперстен-биотитовых и диопсидовых гнейсов и кристаллических сланцев. Ружинская свита (1—2 км) представлена переслаиванием диопсидовых, салитовых и биотитовых гнейсов с мраморами, кальцифирами (содержащими вкрапленность диопсида, графита, минералов группы гумита и др.) и графитистыми сланцами. Тургеневская свита (более 2 км) залегает на подстилающих образованиях со скрытым угловым несогласием (Мишкин, 1965). Она сложена биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами, а также сланцами с прослоями мраморов (содержащих графит и диопсид) и амфиболитов.

Породы иманской серии прорваны габбро-норитами и секущими их мелкими телами лейкократовых, часто турмалиновых гранитов и жилообразными телами ортотектитовых гранитоидов с гранатом. Нередко наблюдаются мигматизация и гранитизация с развитием порфиробластических гнейсов. Породы иманской серии слагают крупную куполовидную структуру, обрамленную открытыми складками. Широко развиты складчатость высших порядков и явления будинажа.

Имеющиеся калий-аргоновые датировки (759, 783, 830 млн. лет) подтверждают докембрийский возраст серий, но не являются архейскими (Овчарек, Мишкин, 1965).

В Кимчекском массиве на северо-востоке КНДР обнажается *кимчекский комплекс* (5,5—10 км) (Маракушев и др., 1966). Он распадается на три толщи. Нижняя из них (3—4 км) представлена биотитовыми, биотит-гиперстеновыми и биотит-силлиманитовыми гнейсами с прослоями диопсид-роговообманковых, дупироксеновых и графитистых сланцев. К ним присоединяются прослой турмалиновых и титаномагнетитовых кварцитов, амфиболитов, доломитовых мраморов и эвлизитов. Средняя толща (1,5—5,0 км) сложена доломитовыми мраморами со шпинелью, форстеритом, флогопитом и клиногумитом. В мраморах имеются прослой биотитовых и флогопит-кальцит-кварцевых сланцев. Верхняя толща (более 1 км) состоит из биотитовых и гиперстен-биотитовых гнейсов и амфиболитов. Все породы метаморфизованы в гранулитовой фации и прорваны телами метагаббро и габбро-норитов. Позднее внедрялись гранитоиды. Местами наблюдается мигматизация и гранитизация. Полезные ископаемые представлены железистыми кварцитами, варвикитом, магниезитом и флогопитом. Породы комплекса смяты в открытые складки, оси которых часто меняют свое направление, а крылья круто (до 70—80°) наклонены. Калий-аргоновые датировки флогопитов (1734 и 1777 млн. лет) отвечают возрасту флогопитов алданского комплекса.

Маньчжурский комплекс очень близок к алданскому, но отличается от него в два раза меньшей мощностью, более кислым

составом (основные породы образуют только небольшие прослои) и большей ролью карбонатных пород в разрезе.

Особенно широко нижнеархейские образования развиты в Сино-Корейском массиве, где к ним относятся наннимский и ляодунский комплексы, комплексы Саньгань, Тайшань и др.

Стратиграфия *наннимского комплекса*, развитого на северо-востоке Сино-Корейского массива (Наннимский массив), не изучена, а принимавшееся ранее деление его на гнейсовую и сланцевую толщи дискуссионно. В состав комплекса входят биотитовые, биотит-гранатовые и кордиеритовые гнейсы, пироксен-амфиболовые сланцы, прослои и пачки гранат-силлиманитовых гнейсов, графитовых и турмалиновых сланцев, а также гранатовых и магнетитовых кварцитов. Кальцит-доломитовые и кальцитовые мраморы с диопсидом образуют прослои и пачки. Все эти породы пересечены массивами габбро-норитов, пироксенитов и перидотитов андольского комплекса, гранитоидами йонхвасанского комплекса и претерпели объемную гранитизацию и мигматизацию. Складчатые структуры наннимского комплекса (преимущественно крупные открытые складки) образуют огромную дугу, обращенную выпуклостью на север. Западная ветвь этой дуги протягивается в пределы Китая, где развитые в ее пределах породы известны под названием ляодунского комплекса.

Среди полезных ископаемых следует отметить магнетитовые кварциты, метасоматические железные руды, нередко обогащенные титаном, первичноосадочные месторождения графита, метасоматические — флогопита, а также залежи рутиловых сланцев невыясненного генезиса. Калий-аргоновый возраст базитов и ультрабазитов андольского комплекса колеблется от 1595 до 2039 млн. лет, мигматитов — от 1525 до 1886 млн. лет, а флогопитов — от 1749 до 1912 млн. лет (Геология Кореи, 1964; Маракушев и др., 1966).

Ляодунский комплекс (несколько километров) выделяется на Ляодунском полуострове. Стратиграфия его не изучена, но к нему мы относим серию Сяншуйсы, наращивающую, по нашим представлениям, его разрез вверх. Наиболее распространенными породами этого комплекса являются биотитовые гнейсы, эпидот-сланцевые и другие кристаллические сланцы, амфиболиты, лептиты и мраморы. *Серия Сяншуйсы* (1,0 км) образована биотитовыми, силлиманитовыми, часто графитистыми сланцами с пачками кварцитов и доломитовых мраморов. Все эти породы метаморфизованы в гранулитовой фации. Комплекс прорван лейкократовыми дуймяньшаньскими гранитами, мигматизирован и гранитизирован. С серией Сяншуйсы связана полезная минерализация (флогопит, графит, ливингит). Раннеархейский возраст комплекса подтверждается радиоизотопными датировками ортокритовых дуймяньшаньских гранитов калий-аргоновым методом по мусковиту — 2110, 2230, 2330 млн. лет и уран-торий-свин-

цовым методом по ортиту — 2560 млн. лет (Saito, 1943; Ли Пу и др., 1960).

В Северном Китае к нижнему архею относятся комплекс Саньгань и его аналоги. *Комплекс Саньгань* (16—18 км) сложен преимущественно гнейсами и кристаллическими сланцами. Гнейсы представлены биотитовыми, биотит-гранатовыми, амфиболовыми, силлиманитовыми и кордиеритовыми разностями. Сланцы главным образом амфибол-плаггиоклазовые, встречаются мраморы. В районе Утайшаня-Тайханьшаня выделяются две серии (Чен Юй-чи, 1960). Нижняя — *серия Фупин* (4,5—8 км) сложена биотит-гранатовыми гнейсами с линзами амфибол-плаггиоклазовых сланцев. Предполагается, что роль основных сланцев в ее разрезе в прошлом была значительно большей, и преобладание кислых пород является результатом гранитизации. *Серия Цзяньпин* (более 10 км) начинается метаморфизованными базальными конгломератами (?), что позволяет допускать наличие несогласия в ее основании. Она представлена амфиболовыми, биотитовыми, биотит-гранатовыми и силлиманитовыми гнейсами с линзами мраморов. Некоторые авторы относят эту серию к верхнему архею (Ма Син-юань, Ю Чжень-дун, 1964).

Если представление о более основном исходном составе пород серии Фупин верно, то в первоначальном разрезе нижнего архея основные, вероятно эффузивные, породы сменялись вверх карбонатно-терригенными.

Породы комплекса Саньгань метаморфизованы в гранулитовой фации, мигматизированы и прорваны гнейсовидными гранитами, переходящими в гранито-гнейсы и порфиробластические гнейсы. Образованные ими крупные (десятки километров) куполовидные структуры осложнены изометричными и вытянутыми брахискладками второго порядка, а также облекающими складками линейного типа.

В архее хребтов Суншань и Хуайяньшань выделяются *комплексы Дэнфын* и *Цзюйшань* (Ма Син-юань, 1962; Кудрявцев, 1966). Нижняя половина комплекса Дэнфын (6—7 км) сложена биотит-кордиерит-кварцевыми и роговообманково-плаггиоклазовыми сланцами и гнейсами с линзами графитистых мраморов (нижний архей). Верхняя половина этого комплекса представлена кварцитами, биотит-гранатовыми и биотитовыми гнейсами, а также биотит-роговообманково-плаггиоклазовыми сланцами с прослоями джеспилитов. В составе верхов комплекса указываются серицит-хлорит-альбитовые, карбонатные сланцы, конгломераты и зеленые сланцы с реликтами лав основного состава. Присутствие таких слабо измененных пород в гранулитовом комплексе вызывает сомнения. Можно допустить, что верхи комплекса Дэнфын являются частично диафторитами (серицит-хлоритовые сланцы), а частично аналогами верхнеархейского комплекса Утай.

На Шаньдунском полуострове комплекс *Тайшань* (более 5 км), аналогичный комплексу Саньгань, имеет следующий разрез: 1) биотит-роговообманково-плагиоклазовые сланцы и биотитовые гнейсы — 2 км; 2) слюдяные гнейсы — 1,3 км; 3) мраморы, магнетиты, роговообманково-плагиоклазовые сланцы, слюдяные гнейсы и гранулиты — 1,3 км; 4) биотитовые гнейсы, кварциты и амфиболиты с прослоями графит-кварцевых сланцев и мраморов — 0,5 км. Породы прорваны гранитами, образующими переходы в мигматиты и порфиробластические гнейсы (Сунь Юнь-чжу, 1959; Юй Дэ-юань, 1959).

На границе провинций Хэнань и Хубэй в гнейсовых куполах Тянтайшаня к нижнему архею относятся три свиты (Ма Син-юань, Ю Чжень-дун, 1964). Нижняя свита Гудянь (1—2 км) представлена мусковитовыми гнейсами, гранито-гнейсами и гранулитами. Свита Цилипин (до 3 км) в нижней половине имеет сходный состав, а выше сложена роговообманково-плагиоклазовыми сланцами с амфиболовыми и слюдяными плагиогнейсами с прослоями мраморов. Разрез завершается мусковитовыми плагиогнейсами свиты Хоньян.

На юге Внутренней Монголии и в Яньшане комплекс Саньгань представлен гранитизированными и мигматизированными биотитовыми, силлиманитовыми и гранатовыми гнейсами, амфибол-плагиоклазовыми и графит-кварцевыми сланцами, кварцитами и чарнокитами с линзами мраморов. Имеется одно определение возраста этих пород — 2700 млн. лет (Ван Юэ-лун, Лу Цзун-бин, 1962).

Достоверных данных о распространении нижнего архея в Южном Китае нет. Не исключено, что блоки этих образований имеются в кристаллическом массиве Юго-Восточного Китая («Катэйзия», по А. В. Грабау). Возможно присутствие нижнего архея и среди мало изученных кристаллических толщ Кам-Юннаньской оси (Цаншань и др.).

В тихоокеанскому обрамлению Китайской платформы, строго говоря, относятся кристаллические массивы ее Северо-Восточного выступа, нижний архей которых был рассмотрен выше. За их пределами лишь кое-где обнажены образования этого возраста. В Сихотэ-Алине нижеархейские глыбы входят в состав разновозрастных блоков Хорско-Аньюйской зоны, где С. С. Зимин (устное сообщение) наблюдал кордиеритовые гнейсы с полисинтетически сдвойникованным кордиеритом. Мелкие блоки гнейсов, кристаллических сланцев и мигматитов архейского облика выделены А. М. Смирновым и М. А. Мишкиным в Южном Приморье на берегу Японского моря.

Особый интерес представляют глубоко метаморфизованные образования р. Хонгха (Красная) на севере Индокитая. Здесь, в шовной зоне Сонг-Хонг (Хонгха), обнажается комплекс *Сонг-Хонг* (более 2 км), сложенный мигматизированными и гранитизированными гнейсами, а также гранатовыми, ставролитовыми,

силлиманитовыми, дистеновыми и гранат-биотитовыми сланцами. (Нгуэн Динь Кат, 1969). Гранитизация выражается в развитии порфиробластических (очковых) гнейсов. Многочисленны мелкие инъекционные тела лейкократовых ортотектитовых гранитов. Возраст этих образований различные исследователи определяют как архейский (Osika, 1967) или раннепротерозойский (Глазэк, Юсковяк, 1964; и др.). Судя по специфическому составу этих образований и прорывающих их гранитоидов, мы считаем возможным относить гнейсы и мигматиты р. Хонгха к нижнему архею. Аналогичные образования обнажаются к северо-западу от зоны Хонгха (Сонг-Хонг) в горах Айлаошань (Хуан Бо-цин, 1952). Таким образом, эти две зоны являются самыми южными выходами нижнего архея в пределах древней Китайской платформы.

В южном обрамлении платформы раннеархейский возраст предположительно имеют некоторые толщи Контумского выступа, например пироксеновые, роговообманковые и биотитовые гнейсы, мраморы, амфиболиты и пироксениты *серии Бо-Кхам* (Saugin, 1935).

Во внутренних зонах Тихоокеанского пояса к нижнему архею весьма проблематично относятся породы *комплекса Тэрано*, блок которых обнажается в структурном поясе Куро-сэгава (Япония). Комплекс сложен двуслюдяными сланцами, часто с гранатом, гнейсовидными гранатовыми и авгит-гранатовыми амфиболитами и эпидот-актинолитовыми породами, залегающими в виде линз среди гранитов. Существует мнение, что амфиболиты могут быть продуктом регрессивного метаморфизма основных чарнокитов (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Выделение нижнего архея в других районах Японии едва ли возможно.

Нижний архей Индийской платформы

Древнейшие образования Индии входят в состав так называемых полуостровных гнейсов, местами выделяясь как самостоятельные толщи гнейсов Тироди, Бундельканда, Сингхбхума и др. (Richa-muthu, 1967). Они представлены биотитовыми, гиперстеновыми, силлиманитовыми гнейсами и сланцами, амфиболитами, чарнокитами, лептитами и другими породами, метаморфизм которых большей частью соответствует гранулитовой фации. Мощность их не установлена, вероятно, она измеряется километрами; разрезы и структура комплекса плохо изучены. Эти толщи прорваны многочисленными телами гранитов, гранито-гнейсов и жильобразными телами ортотектитовых гранитоидов. Советские геологи параллелизуют гранулитовые толщи Индии с нижним археем Украинского массива и Сибирской платформы (Лазько, 1966; Салоп, 1966). На справедливость таких представлений

указывают соотношения с верхнеархейскими образованиями (см. ниже), а также изотопные определения возраста древней метаморфической серии Сингхбхума — до 3318 ± 99 млн. лет (Sarkar et al., 1967). Нижний архей слагает обширные площади в Южной Индии, в Восточных Гатах и образует фундамент в Шиллонгском выступе (гранулитовые толщи).

В складчатом обрамлении Индийской платформы к нижнему архею относятся гнейсы Могок Северной Бирмы (Кришнан, 1954; Iyer, 1953). В их состав входят биотитовые, кордиеритовые, пироксен-скаполитовые, гранат-биотит-кордиеритовые гнейсы, гранат-биотитовые и гранат-графит-силлиманитовые гранулиты, мраморы и кальцифиры, перидотиты и пироксен-роговообманковые породы, метаморфизованные в гранулитовой фации. Они прорваны сиенитами и гранитами и смяты в складки северо-восточного простирания. Наиболее характерными полезными минералами являются корунд, рубин и сапфир.

Общие особенности раннего архея

Нижнеархейские образования Азиатского сектора Тихоокеанского пояса развиты преимущественно в платформенном обрамлении и в срединных массивах внешних зон пояса. Во внутренних зонах нижний архей достоверно не установлен. Катархейские (?) толщи описаны только на юге Сибирской платформы. Нижнеархейские разрезы Сибирской и Китайской платформ весьма сходны. В них отсутствуют заметные несогласия и намечается четкая цикличность: каждый цикл начинается породами основного состава и завершается более кислыми. Единственным в своем роде является разрез катархейской (?) кабактинской серии, представленный практически исключительно метабазитами и метасульфидитами. Судя по частому присутствию амфиболитовых ксенолитов в интрузивных породах Алданского щита (Угрюмов, 1968), амфиболиты залегают в низах его фундамента и, возможно, отвечают геофизическому «базальтовому» слою. С нашей точки зрения, в состав этого слоя входят и породы кабактинской серии. Поскольку они сформировались за счет магматических образований и по составу отвечают базальтам (Кудрявцев, 1966), их можно рассматривать в качестве реликтов древней, возможно, первичной базальтовой коры. Отсутствие «гранитного» слоя в катархее доказывается практически полным отсутствием в кабактинской серии гнейсов и других пород кислого состава. Можно предположить, что аналогичные по составу и возрасту образования повсеместно подстилают нижний архей Восточной Азии. Об этом говорит общее возрастание основности пород в разрезах нижнего архея сверху вниз.

Нижнеархейские толщи, сходные по большинству признаков, различаются ролью кислых и основных пород в строении разре-

за. Так, курультино-гонамский комплекс отличается от алданского и маньчжурского более основным составом, а маньчжурский комплекс является наиболее кислым. В своем пространственном распространении комплексы кислого состава — алданский, маньчжурский, ляодунский и их аналоги — ограничены крупными контурами овальных очертаний. За пределами этих контуров нижний архей является относительно базитовым. Возможно, что кислые комплексы, несколько более молсдые по возрасту, формировались в изолированных овальных прогибах, заложенных на фундаменте сравнительно основного состава.

Огромные мощности осадков, интенсивные складчатость и гранитоидный магматизм, широкое развитие первичновулкано-генных пород и фациальная изменчивость, установленная в алданском комплексе (Мокроусов, 1968; Фрумкин, 1968), показывают, что упомянутые прогибы приближались по типу к геосинклинальным. В то же время присутствие терригенных кварцевых песчаников (некоторые кварциты верхнеалданской свиты) и высокоглиноземистых пород, которые рассматриваются как метаморфизованные коры выветривания, малая контрастность вертикальных движений, выражающаяся в отсутствии конгломератов, нелинейные очертания прогибов и своеобразная складчатость, сочетающая брахиструктуры и «квазилинейные» складки, не характерны для геосинклиналей и скорее всего свойственны платформенным прогибам. Зоны развития толщ более основного состава, обрамлявшие овальные прогибы, вероятно, были зонами интенсивного вулканизма и относительных поднятий, в которых также проявлялись складчатость и гранитоидный магматизм; они тем более не могут отождествляться с геосинклиналями. Таким образом, в раннем архее расчленение земной коры на устойчивые и подвижные участки если и существовало, то в зачаточном виде, и тектонический режим может быть охарактеризован как догеосинклинальный (и доплатформенный).

Местами в разрезах нижнего архея выделяются самые верхние горизонты: серии Хадахэ и Цзяньпин, союзненская и тургеневская свиты, возможно, асынканская серия (Шульдинер, Озерский, 1967) и другие, в основании которых иногда отмечаются несогласия или размывы. В составе этих толщ, метаморфизм которых обычно не выше амфиболитовой фации, большую роль играют роговообманковые гнейсы и мраморы. Толщи эти, видимо, распространены повсеместно, и возраст их точно не установлен. Однако вместе с подстилающими нижеархейскими образованиями они смяты в складки, единообразно гранитизированы и мигматизированы и, следовательно, относятся к одному и тому же структурному комплексу. Их формирование, очевидно, происходило на заключительной стадии раннеархейского эффузивно-седиментационного цикла, когда возникли внутренние поднятия и начались проявления складчатости.

Верхнеархейские образования лучше всего изучены на Сибирской платформе (становой комплекс и его аналоги), в Сино-Корейском массиве (комплекс Утай) и на Индийской платформе (группа Дхарвар). Известны они и во внешних зонах Тихоокеанского пояса.

Верхний архей Сибирской платформы

К верхнему архею на востоке Сибирской платформы относится становой комплекс Становой складчатой области, разрез которого принимается за парастратотип. Его возрастными аналогами, видимо, являются олекминская серия Олекминской зоны и батомгская серия Учуро-Маймаканской зоны.

Породы *станового комплекса* представлены преимущественно роговообманковыми плаггиогнейсами и гнейсами, амфиболитами и биотитовыми гнейсами. Высокоглиноземистые породы и кварциты образуют отдельные пачки, а карбонатные прослои и пачки редки. Все породы метаморфизованы в амфиболитовой фации, но в породах иликанской и купуринской серий данного комплекса встречаются реликты минеральных ассоциаций гранулитовой фации (Федоровский, 1965; Рассказов, 1968).

Расчленение комплекса на серии проводится по-разному. Мы принимаем, что становой комплекс состоит из иликанской, брянтинской и усть-гилюйской серий. Купуринская серия, развитая на востоке Становой области, которую Ю. П. Рассказов (1968) считает залегающей над брянтинской, по составу, строению разреза и другим особенностям аналогична иликанской. Брянтинская серия или соответствует трем верхним свитам иликанской серии, или залегает выше. Едва ли доказана мысль этого исследователя, считающего усть-гилюйскую серию самостоятельной стратиграфической единицей, лежащей выше станового комплекса. Столь же достоверно мнение, разделяемое и нами, что она и ее аналоги (урканская, никиткинская серии) по возрасту соответствуют иликанской и брянтинской сериям (Судовиков и др., 1965). В северной зоне Становой области мощность станового комплекса в зависимости от стратиграфических соотношений между иликанской и брянтинской сериями составляет 15—18 или 21—25 км.

Иликанская серия (13—15 км) состоит из семи согласно залегающих свит, различающихся по литологическому составу, которые группируются парно. Нижняя свита каждой пары сложена преимущественно амфиболитами, основными сланцами и амфиболовыми гнейсами. Верхняя свита состоит из биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов и сланцев, кварцитов и иногда прослоев мраморов. Такая повторяемость, видимо, отражает цикличность в формировании эффузивных и осадочных толщ.

Исходный состав всех базитовых компонентов разреза точно не установлен, но значительная часть их, очевидно, образовалась за счет вулканитов основного состава (Шульдинер, Озерский, 1967). Таким образом, каждый цикл начинается формированием основных вулканогенных толщ и завершается терригенными накоплениями. В иликанской серии выделяются три-четыре таких цикла: 1) гулинская—чильчинская свиты; 2) джигдалинская—чимчанская свиты; 3) урюмская—унахинская свиты. Завершает ли джаянская свита (гнейсы, амфиболиты, кварциты) третий цикл или начинает четвертый—неясно. Строение разреза купуринской серии (11—13 км) аналогично.

Брянтинская серия (6,3—7,0 км) сложена роговообманковыми и биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и прослоями кварцитов и кальцифиров. Она начинается мультимугинской свитой (меланократовые, роговообманковые гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты). Выше преобладают биотитовые и роговообманковые гнейсы (утугайская свита), и в самых верхах появляются прослои кварцитов и кальцифиров (гудынская свита). Если брянтинская серия в большей своей части соответствует верхним свитам иликанской серии, то гудынская свита, возможно, завершает четвертый цикл, начинаемый джаянской свитой.

Усть-гилюйская серия (5—6 км) и ее аналоги сложены теми же породами; крупная цикличность в них менее выражена, но развивается ритмичность высших порядков. Так, в ингилийской свите урканской серии выделяются пять циклов, в основании каждого из которых лежат метаэффузивы основного состава (Судовиков и др., 1965).

К интрузивным породам позднеархейского возраста относятся габброиды и гранитоиды. Габбро, габбро-амфиболиты и амфиболиты майско-джанинского комплекса слагают секущие и согласные тела; массивы анортозитов внедрялись позднее. Гранитоиды представлены гранодиоритами, гранитами, плагиогранитами и пегматитовыми жилами. Среди них обычно выделяются древне- и юностановые граниты (Геологическое строение СССР, 1968). По данным Ю. П. Рассказова (1968), древнестановые гранитоиды не пересекают породы усть-гилюйской серии. Однако некоторые исследователи, например А. М. Ленников (устное сообщение), не видят принципиальных различий между ними и допускают возможность их разновозрастности. Если это так, то отпадает одно из главных доказательств стратиграфической самостоятельности усть-гилюйской серии.

Складчатая структура иликанской, купуринской и брянтинской серий характеризуется сочетанием крупных куполов и брахисинклиналей со складками линейного типа. Среди складок, облекающих купола, встречаются как открытые, так и сжатые. Ю. П. Рассказов выделяет, в частности, «кольцевые» складки,

которые нередко опрокинуты в сторону куполов. Собственно линейные складки обычно открытые. Преобладающее простирание их северо-западное до субширотного. С нижним археем породы этих серий соприкасаются по разломам.

Складки в породах усть-гилюйской серии отличаются исключительным развитием линейных открытых и сжатых форм. С породами иликанской серии усть-гилюйская серия соприкасается по разломам. Принимая одновозрастность усть-гилюйской и других серий станового комплекса, различие между ними следует объяснять их формированием в самостоятельных структурных зонах. В северной зоне, примыкающей к Алданской области, образования иликанской, купуринской и брянтинской серий накапливались в «перикратонной» обстановке, чем объясняется и развитие здесь куполовидных структур. Подобные толщи, возможно, в прошлом покрывали значительные части Алданской области, на что указывает залегание вероятных аналогов станового комплекса (унгринская серия) в Унгринском грабене (Фрумкин, Нужнов, 1968). Правда, такому предположению противоречит ничтожное развитие конгломератов, которые должны были образоваться в послеперархейское время за счет размыва этих толщ. Однако если послеперархейские вертикальные движения не отличались контрастностью, то разрушение сравнительно мало мощного верхнеархейского «чехла» могло привести к формированию песчано-глинистого детрита, смытого в виде мелкоразмерных частиц.

Судя по распространению глыб курультино-гонамского комплекса в Становой области, становой комплекс формировался на относительно базитовом раннеархейском основании. Имеющиеся калий-аргоновые определения возраста пород усть-гилюйской серии — 6240 и 6940 млн. лет по гипертену и 8650 млн. лет по амфиболу (Геохронология докембрия..., 1968) — вряд ли отражают возраст их образования. Большое развитие метавулканитов и интенсивной линейной складчатости, показывает, что эта зона отличалась значительной подвижностью.

Позднеархейский возраст станового комплекса, который долгое время оспаривался (Мошкин, 1963; Дзевановский, 1964); сейчас считается доказанным: калий-аргоновые определения показывают возраст пород олекминской серии равным 2670 млн. лет по амфиболу, 2930 и 3100 млн. лет по мусковиту из пегматитовой жилы (Геохронология докембрия..., 1968).

В южном обрамлении Сибирской платформы верхний архей обнажается в Гонжинском и Баладекском выступах. В Гонжинском выступе развиты аналоги иликанской серии, в Баладекском — анортозиты, сопоставляемые с джугджурскими. Рогово-обманковые гнейсы и амфиболиты, условно относимые к становому комплексу, выходят на поверхность близ Благовещенска и в других местах по Амуру.

Во внешних зонах Тихоокеанского пояса ближайший к Сибирской платформе выход пород, относимых к брянтинской серии, приурочен к узкой полосе в пределах Верхнемайского поднятия (Башарин, 1967). Здесь распространены амфиболиты, габбро-амфиболиты и биотитовые плагиогнейсы мощностью более 300 м. Вопрос об их возрасте, правда, не совсем ясен: Г. А. Гринберг (1968) параллелизует их с нижним археем Охотского массива. Другой выход верхнеархейских (среднедокембрийских?) пород находится на Приколымском поднятии. Здесь развиты биотит-, мусковит-, амфибол-гранатовые и двуслюдяные гнейсы, амфиболиты и кордиерит-гранат-слюдяные сланцы (Геологическое строение СССР, 1968).

На Восточной Чукотке к верхнему архею могут быть отнесены биотитовые, биотит-роговообманковые, пироксеновые, роговообманково-пироксеновые и биотит-силлиманитовые плагиогнейсы, биотитовые и амфиболовые сланцы, амфиболиты и мраморы. Эти породы местами мигматизированы и превращены в инъекционные гнейсы (5,5—6,0 км). Они смяты в крутые изоклинальные складки и прорваны гнейсо-гранитами (Николаев, 1963). В. И. Шульдинер, проводивший здесь работы в 1967 г., отмечает сходство этих образований с породами станового комплекса. Существует предположение, что среди них залегают глыбы нижнеархейских пород (О. Н. Иванов, устное сообщение).

Верхний архей Китайской платформы и ее обрамления

В пределах Северо-Восточного выступа Китайской платформы верхний архей точно не установлен, и к нему условно отнесены толщи гнейсов и амфиболитов, обнажающиеся в ряде районов. В верховьях р. Нуьцзян (Смирнов, 1941) они смяты в крутые линейные складки общего меридионального простирания. Выходы аналогичных пород прослеживаются на юг и, видимо, соединяются с верхнеархейскими образованиями, обрамляющими с севера раннеархейское ядро Сино-Корейского массива. Так, на юго-востоке Монголии, в Южно-Керуленском поднятии, на поверхность выходит толща (1,4 км) кварцитов, пироксен-амфиболовых гнейсов, амфиболитов, биотитовых сланцев и инъекционных гнейсов.

В других частях Северо-Восточного выступа верхнеархейские амфиболиты и гнейсы обнажаются в виде пятен среди полей развития нижнего архея. Таковы дичунская свита юга Малого Хингана, амфиболитовые тела, обнажающиеся в Ханкайском массиве к западу от оз. Ханка, и амфиболитовые толщи Сучано-Судзухинского междуречья. Среди них, несомненно, имеются и более молодые образования.

В Сино-Корейском массиве к верхнему архею относятся комплекс Утай, серия Аньшань Ляодунского полуострова, цзинаньская серия северо-восточной окраины массива, а также му-

санская и сопоставляемые с нею свиты северо-востока п-ова Корея.

Цзинаньская серия (5,7 км) более чем наполовину сложена биотит-роговообманковыми, биотитовыми и двуслюдяными плагиогнейсами и биотит-мусковитовыми сланцами. Широко распространены также амфиболиты (Маракушев, Смирнов, 1963). Серия расчленяется на три толщи. Нижняя — гнейсовая толща (1,8 км) содержит прослой амфиболитов и кварцитов, в том числе магнетитовых и куммингтонитовых. Средняя толща (2,4 км) сложена главным образом амфиболитами, частично являющимися рудоносными метагаббро с вкрапленностью пирротина, халькопирита и магнетита, и в верхах содержит пачки гнейсов и сланцев. Верхняя толща (1,5 км) — гнейсовая, с пачкой кварцитов, среди которых встречаются магнетитовые разности, и с тонкими прослоями мраморов. Среди этих образований отчетливо выделяются орто- и парапороды. К первым относятся большинство амфиболитов, метагаббро, ко вторым — мраморы, кварциты и большинство гнейсов и сланцев. Возможно, что среди исходных пород, за счет которых образовались гнейсы и сланцы, известную роль играли кислые эффузивы, а кварциты частично являются измененными кремнистыми породами.

Чередование амфиболитов и пород кислого состава обуславливает циклическое строение разреза. Каждый цикл начинается амфиболитами и завершается гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями и пачками кварцитов; таких циклов насчитывается не менее четырех.

На северо-востоке п-ова Корея к верхнему архею относится *мусанский метаморфический комплекс*, развитый в Мусанской, Пуондонской и Пукчхонской зонах (Геология Кореи, 1964; Маракушев и др., 1966). В Мусанской зоне в составе мусанской свиты (1,9—2,5 км) преобладают амфиболиты, нередко с эпидотом, биотитом, пироксеном, а также биотит-мусковитовые гнейсы и сланцы (иногда содержащие силлиманит) с прослоями доломитовых мраморов и микрокварцитов, в том числе с куммингтонитом. Все эти породы метаморфизованы в амфиболитовой фации; весьма характерны проявления натриевого и магнезиально-кальциевого метасоматоза с развитием глаукофановых амфиболов, эгирин-диопсида и др. Свита прорвана плагиогранитами и смята в крутые складки общего северо-восточного простирания. Прослой железистых кварцитов с магнетитом и гематитом являются рудоносными. Иногда наблюдается обогащение пород апатитом.

На севере Ляодунского п-ова выделяется аньшаньская свита (2 км); объем ее неясен. Залегающая в ее основании мигматизированная толща, прорванная дуймяньшаньскими гранитами и пегматитами, скорее всего относится к нижнему архею. Собственно аньшаньская свита начинается базальными конгломератами (?). Выше залегают: 1) амфибол-плагиоклазовые, хлорит-актинолитовые сланцы и амфиболиты, близ подошвы

можно, имеет и развитая в провинции Гуандун мощная толща кристаллических сланцев и гнейсов. Внизу она сложена биотитовыми, частично очковыми гнейсами с прослоями мраморов и кварцитов. Верхняя часть состоит из мусковитовых и биотитовых сланцев с линзами кварцитов и мраморов. Все верхнеархейские толщи Юго-Восточного Китая смяты в серию складок преимущественно северо-восточного простирания.

В Кам-Юннаньской оси к верхнему архею, вероятно, относятся биотитовые и амфиболовые гнейсы метаморфического комплекса *Цаньшань*, а восточнее — очковые гнейсы, слюдяные и хлоритовые сланцы; их аналогом являются гнейсы Кандина на западе провинции Сычуань (Чен Юй-чи, 1960). Эти прорванные гранитами и интенсивно смятые толщи простираются в меридиональном направлении.

В Индокитае самый крупный выход верхнеархейских (?) образований находится в Контумском выступе, где обнажена толща роговообманковых, гранатовых и биотитовых гнейсов и амфиболитов мощностью в несколько километров, смятая в складки субмеридионального простирания и прорванная гранитоидами.

С меньшей уверенностью можно говорить о позднеархейском возрасте гнейсовых толщ Бирманской метаморфической зоны и полосы выходов, протягивающихся на северо-запад от Контумского выступа.

В целом создается впечатление, что на юге Китайской платформы верхнеархейские гнейсовые толщи обрамляют раннеархейскую глыбу с востока, юга и запада, а на севере Сино-Корейского массива — с севера. Эти толщи, по-видимому, являются структурными аналогами станового комплекса и частично формировались на раздробленном и погруженном раннеархейском основании. Во внутренней части раннеархейской глыбы развиты образования комплекса Утай, которые, несомненно, залегают на раннеархейском субстрате, очевидно, отличавшемся меньшей подвижностью.

Верхний архей Индийской платформы

На Индийской платформе к верхнему архею относится группа Дхарвар и ее возможный аналог — группа Аравалли. В штате Майсур группа *Дхарвар*, мощность которой, по-видимому, существенно превышает 10 км, расчленяется на три части (Кришнан, 1954; Pichamuthu, 1967). Нижняя часть ее сложена покровами палеобазальтов с сохранившимися подушечными текстурами, риолитов, фельзитов, кварцевых порфиров и прорвана гранитами Чемпион. Средняя часть состоит из аргиллитов, кварцитов и конгломератов с прослоями карбонатных пород. Эти породы заключают интрузивные тела основного и ультраосновного состава и прорваны гранитоидами. Верхняя часть группы Дхарвар

сложена кремнистыми, железистыми и известковистыми сланцами, кварцитами и конгломератами. Метаморфизм всех этих пород, прорванных гранитами Клозепет, а также дайками основных пород и порфириров, не выше фации зеленых сланцев и филлитов.

Эффузивно-осадочные образования характеризуются четкой цикличностью. В течение первого вулканического цикла основные изменения сменялись кислыми и происходили внедрения гранитов. Второй и третий циклы чисто осадочные и также завершаются интрузивными проявлениями. Неясно, однако, все ли прорывающие граниты разновозрастны; если это не так, то количество выделяемых циклов может уменьшиться.

Вблизи гранитных массивов породы группы Дхарвар превращены в кристаллические сланцы и гнейсы. Граниты Клозепет в значительной степени являются продуктами гранитизации: массив их вытянут согласно генеральному простиранию складчатых структур группы Дхарвар и содержит многочисленные скиалиты гнейсов и кристаллических сланцев, метаморфизованных в гранулитовой фации и частично образовавшихся за счет как дхарварских, так и более древних пород.

Описанные толщи приурочены к сравнительно узким (от 1—2 до нескольких десятков километров) полосам, вытянутым в субмеридиональном направлении среди «полуостровных гнейсов». Часть этих гнейсов, как отмечалось, входит в состав раннеархейского фундамента, на котором формировались породы группы Дхарвар, а часть представляет собой продукты их гранитизации. Структуры группы представлены линейными открытыми и сжатыми складками преобладающего субмеридионального (до северо-западного) простирания. К группе Дхарвар приурочены осадочно-метаморфические месторождения железа и марганца, связанные с кварцитами. Гранитные пегматиты, прорывающие породы группы Дхарвар, обогащены мусковитом, несут редкометальное оруденение. В кварцевых жилах содержится золото.

Позднеархейский возраст группы подтверждается радиоизотопными датировками. Возраст монацита из пегматита района Бенгалуру, определенный свинцовым методом, равен $2300 \pm \pm 10$ млн. лет. С внесением поправки на изотопную диффузию эта цифра увеличивается до 2605 млн. лет (Pichamuthu, 1967). Вероятный возраст сланцев Колара (тем же методом) — 2900 млн. лет (Виноградов и др., 1966).

Аналогом группы Дхарвар на северо-западе полуострова Индостан считаются группа Аравалли и серия Биджавар, имеющие такой же вещественный состав. Они с угловым несогласием залегают на породах комплекса Бундельканд и на так называемых полосчатых гнейсах.

Группы Аравалли и Дхарвар разделены широкой полосой траппов Деккана, и непосредственная связь их не устанавливается. Не имеется также ни одного радиоизотопного определения

возраста пород Аравалли. Однако сходство в строении разрезов и структурные особенности делают сопоставление двух групп весьма вероятным. Область их развития в целом представляет собой дугу, обращенную выпуклостью на запад.

Серия Биджавар отличается небольшой мощностью и пологим, почти горизонтальным залеганием. Рубидий-стронциевый возраст лав этой серии составляет 2460—2510 млн. лет (Crawford, 1969).

У индийских геологов нет единого мнения о возможности сопоставления с группой Дхарвар литологически сходных образований восточной Индии. Наиболее вероятен позднеархейский возраст метавулканитов (роговообманковых и хлоритовых сланцев) зоны Неллuru на юго-западе Восточных Гат (Pichamuthu, 1967). Что касается пояса Сатпура, в котором развиты железорудная серия Бихара и Ориссы, серия Саколи Мадхья-Прадеша, подстилающие их гондитовые толщи, а также их аналоги в других районах, в частности верхи серии Шиллонг Ассама, то хотя их сопоставление с группой Дхарвар возможно, но не исключено, что они имеют более молодой, среднедокембрийский возраст. Возможно, что как в поясе Сатпура, так и в зоне Бастар развиты разновозрастные образования, часть которых, может быть, действительно относится к верхнему и даже к нижнему архею, тогда как верхние члены разреза являются ниже-среднепротерозойскими. Вопрос этот пока остается открытым.

Общие особенности позднего архея

Верхний архей широко распространен в платформенном обрамлении и во внешних зонах Азиатского сектора Тихоокеанского пояса. В его состав входят первичноосадочные и магматические породы, в целом довольно пестро метаморфизованные — от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Местами отмечаются реликты минеральных ассоциаций, свойственных гранулитовой фации, но их природа не выяснена. В верхнем архее четко обособляются два типа образований.

Наиболее характерный представитель первого типа — становой комплекс. Его аналогами являются верхнеархейские амфиболито-гнейсовые толщи Чукотского полуострова, северной окраины Сино-Корейского массива, Катэйзии и метаморфических зон, простирающихся между Индийской и Китайской платформами (Меконгская зона, Кам-Юннаньская ось и др.). Комплексы этого типа развиты в самостоятельных широких зонах, которые или непосредственно, или на отдалении окаймляют раннеархейские глыбы. Нижнеархейские породы, слагающие комплекс основания, обнажаются среди них в изолированных блоках. Судя по разрезу станového комплекса, эти толщи отчетливо цикличны (3—4 цикла). Все породы их равномерно метаморфизованы в амфиболитовой фации. Поблизости от раннеархейских глыб

позднеархейские структуры характеризуются сочетанием брахиформных и линейных складок, что связано с их формированием в перикратонной обстановке. По мере удаления от глыб складчатость приобретает чисто линейный характер. Зоны, в которых накапливались толщи рассматриваемого типа, могут параллелизоваться с геосинклиналями неогей, однако отличаются от них рядом признаков. К числу их относятся: слабая дифференцированность, отсутствие передовых прогибов, незначительная роль карбонатных отложений, отсутствие флишевых накоплений, широкое развитие железорудных, а также марганценосных формаций, существенная роль анортозитов в составе продуктов магматизма и др. Это дает основание выделить раннеархейские подвижные структуры в особый класс эогeosинклиналей (термин В. Е. Хаина).

Ко второму типу относятся осадочные и вулканические образования группы Дхарвар и комплекса Утай. На Китайской платформе установлено, что они с угловым несогласием залегают на нижнеархейском основании и местами вместе с ним подверглись ультраметаморфизму. Породы этого типа развиты в пределах сравнительно узких и коротких зон среди площадей развития нижнего архея. Для них характерна перемежаемость зон метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Аналогичны образования Унгринского грабена на Алдано-Становом щите, а также верхний архей Аньшаньской и Цзинаньской зон. Области накопления образований второго типа отличались значительно меньшей подвижностью и скорее всего напоминают активизированные платформы неогей; они именуются нами эоплатформенными (Смирнов и др., 1970).

Складчатость, мощная интрузивная деятельность и процессы метаморфизма и ультраметаморфизма привели к консолидации в конце архея огромных площадей в Азиатском секторе Тихоокеанского пояса. Привело ли это к разрастанию раннеархейских «ядер» за счет припаивания к ним новых складчатых зон или эти зоны образовались в результате раздробления окраин глыб, сказать нельзя, так как материала для подобных суждений недостаточно, однако площадь, занятая «гранитным» слоем, и его мощность, вероятно, увеличились.

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

По сравнению с нижним докембрием среднедокембрийские толщи развиты менее широко. Они выделяются на платформах, во внешних и внутренних зонах Тихоокеанского пояса. Они часто участвуют в строении согласно залегающих толщ, и расчленение их на нижний и средний протерозой, а иногда и отчленение от нижнего рифея затруднительно или проводится условно. Подобные серии лежат в основании платформенного чехла или являются образо-

ваниями внутриплатформенных прогибов различной подвижности, в том числе миогеосинклинальных. Эвгеосинклинальные образования менее изучены.

Средний докембрий Сибирской платформы и ее обрамления

На Сибирской платформе к толщам этого возраста относятся самые нижние горизонты чехла. Они распространены не повсеместно, залегая в Амуликанском, Атугей-Нуямском, Хугдинском и других грабенах — структурах, близких по типу к авлакогенам.

В Амуликанском грабене обнажены самые нижние горизонты платформенного среднего докембрия — нижнепротерозойская топориканская свита (120—150 м), которая представлена аркозовыми песчаниками и гравелитами и залегает на коре выветривания нижнего архея. Ее аналоги слагают низы Атугей-Нуямского грабена. Выше лежат порфиры элгэтэйской свиты (40 м). В Улканском прогибе элгэтэйская свита имеет мощность 1,5—4,0 км и начинается толщей диабазовых порфиритов, которые иногда выделяются в самостоятельную улкачанскую свиту (250—400 м). В собственно элгэтэйской свите развиты кварцевые порфиры, образующие покровы и потоки, их туфы и прослои песчаников. Для порфиров имеются радиоизотопные определения возраста: 650, 1450 и 1615 млн. лет (по валовой пробе калий-аргоновым методом). Вышележащие горизонты среднего протерозоя представлены здесь конкулинской свитой (до 1,7 км), сложенной красноцветными аркозами, часто с косою слоистостью и знаками ряби, которые с размывом перекрыты породами нижнего рифея. Низы конкулинской свиты В. Е. Забродин (1966) рассматривает в качестве самостоятельной бириндинской свиты, сложенной песчаниками и конгломератами с отдельными покровами андезитовых порфиритов. А. К. Башарин (1967) считает, что конкулинская свита является аналогом нижнерифейской гонамской свиты.

Все перечисленные породы практически не метаморфизованы и представляют собой «молассонды» и вулканиты платформенного типа. С элгэтэйскими порфирами связаны внедрения улканских гранитоидов, возраст которых по нескольким определениям уран-торий-свинцовым методом равен 1950 ± 50 и 1140 ± 50 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968).

Среднедокембрийские толщи юго-востока Сибирской платформы залегают или слабонаклонно, или почти горизонтально, обладая большими углами падения только вблизи разломов.

Средний докембрий Чульманского, Желтулакского и других грабенообразных прогибов представлен вулканогенно-терригенными толщами, обычно метаморфизованными в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях. Они интенсивно складчаты и прорваны многочисленными интрузивными телами.

Чульманская серия (более 1,3 км) представляет собой тонкое чередование биотитовых и двуслюдяных кварцито-гнейсов и гнейсов с биотит-плаггиоклазовыми сланцами и с прослоями мраморизованных известняков и амфиболовых сланцев. Верхняя часть серии сложена слюдястыми кварцитами и кварцито-гнейсами. Эти породы смяты в открытые и сжатые линейные складки широтного простирания, с углами падения от 30 до 80° и прорваны биотитовыми и двуслюдяными гранитами, с которыми связаны пегматитовые жилы.

Для пород серии имеются калий-аргоновые датировки: 2140 и 2400 млн. лет по амфиболу из амфибол-плаггиоклазового сланца, 1300 млн. лет — по мусковиту из мусковитового гранита, 1730, 1740 и 1890 млн. лет по мусковиту из пегматитовых жил (Геохронология докембрия..., 1968).

Желтулакская серия (более 2,2 км) состоит из двух толщ. Нижняя толща представлена амфибол- и биотит-плаггиоклазовыми сланцами и филлитами, чередующимися с покровами метадиабазов, метадацитов и метариолитов. В верхней толще развиты те же сланцы, что и в нижней, но ортопороды отсутствуют. Обе толщи обнажены в узком грабене среди пород станового комплекса. Они прорваны сиенитами, габброидами, гранитоидами (в том числе пегматитами и аплитами), диабазами и смяты в линейные открытые складки шириной до нескольких сотен метров. Местами распространены изоклинальные складки, опрокинутые на юг (Судовиков и др., 1965). Значения калий-аргонового возраста пород серии, учитывая только характерные для докембрия датировки, образуют следующий ряд: 780 (по биотиту), 1200 (по мусковиту), 1250 (по биотиту), 1400 (по мусковиту), 1740 (по амфиболу), 1760 (по мусковиту), 1780 (по амфиболу) и 1910 млн. лет (по амфиболу), что подтверждает принадлежность желтулакской серии к среднему протерозою (Геохронология докембрия..., 1968).

К геосинклинальным образованиям среднедокембрийского возраста, вероятно, можно отнести *экитскую серию* (2,4—2,6 км), выделенную на Оленекском поднятии (Геологическое строение СССР, 1968). Серия расчленяется на две толщи. Нижняя толща сложена метапесчаниками и подчиненными им плаггиоклаз-биотит-кварцевыми, кварц-слюдяными и кварц-доломитовыми сланцами. Верхняя толща образована переслаивающимися серицит-кварц-хлоритовыми и кварц-серицитовыми сланцами с пачками метапесчаников, кварц-биотитовых и кварц-кордиеритовых сланцев. Породы серии интенсивно складчаты и прорваны габбро-диабазами и порфиридовидными биотитовыми гранитами. Для метаморфических пород есть два калий-аргоновых определения возраста: 1870 млн. лет (по биотиту из биотитового гнейса) и 1980 млн. лет (по валовой пробе слюдястых метапесчаников), а для прорывающих гранитов — 1840, 1850, 1960, 2000 и 2080 млн. лет (все по биотиту).

Во внешних зонах Тихоокеанского пояса, обрамляющих Сибирскую платформу с северо-востока, геосинклинальный средний докембрий обнажается в срединных массивах. В Колымском массиве (Приколымское поднятие) к среднему протерозою относятся сохатинская и малостолбовская толщи (Фурдуй, 1968б). Сохатинская толща (2 км) представлена гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами, порфироидами, слюдястыми кварцитами и кристаллическими сланцами, которые прорваны гранитами и местами гранитизированы и мигматизированы. Малостолбовская толща (650—770 м) залегает на сохатинской согласно. В ее составе преобладают метавулканиды: порфироиды (метариолиты и др.) и зеленые сланцы, образовавшиеся за счет как основных пород типа диабазов, так и осадочных пород. Породы эти смяты в сжатые складки меридионального простирания и прорваны среднепротерозойскими (?) гранитами (Геологическое строение СССР, 1968).

На Омолонском массиве к среднему докембрию условно отнесена толща кварц-хлорит-мусковитовых сланцев и антофиллит-магнетитовых кварцитов. В Тайгоносском выступе среднедокембрийский возраст приписывается двум толщам. Нижняя из них (1—1,5 км) сложена гранат-эпидот-амфиболовыми, кварц-слюдяными, серицитовыми и другими кристаллическими сланцами, а также амфиболитами. Выше залегает *верхнепылгинский комплекс* (1,0 км): порфироиды и порфиритоиды дацитового и андезитового состава, с пачками метаморфических сланцев и амфиболитов (Фурдуй, 1968а).

Условно среднедокембрийские образования выделяются также местами в ядрах антиклинальных структур и в горстовых выступах. Таковы метаморфические толщи островов Врангеля и Большого Ляховского, Анадырского залива (хр. Золотой) и Селенняхского хребта в бассейне р. Уяндины (Николаев, 1963; Гнибиденко, 1968; и др.). На о. Большом Ляховском они подстилают верхнепротерозойские образования, охарактеризованные рифейскими спороморфами.

В Монголо-Охотском поясе к среднему докембрию относится неклинская толща (3—3,5 км) Зейского массива, представленная амфибол-биотит-пироксен-кварцевыми сланцами и пироксеновыми гнейсами. Она с угловым несогласием залегает на верхнеархейских (?) биотитовых и роговообманковых гнейсах и амфиболитах и согласно перекрыта образованиями, условно отнесенными к нижнему рифею (Смирнов, 1963). Нижний — средний протерозой (?) Северо- и Южно-Монгольской складчатых систем представлен толщами переслаивающихся гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов и мраморов. Они смяты в складки субширотного простирания. В Аргунской зоне Юго-Восточного Забайкалья по аналогии с суйинской свитой Северо-Восточного Китая (см. ниже) среднепротерозойский возраст приписывается биотитовым и двуслюдяным гнейсам и кристал-

лическим сланцам нижней половины серебрянской свиты, общая мощность которой не менее 0,8—1,0 км. Верхняя половина ее, видимо, нижнерифейская.

Во внутренних зонах Тихоокеанского обрамления Сибирской платформы к среднему докембрию (?) относится *колпаковская серия* (4—5 км) Срединного хребта Камчатки (Смирнов, 1968).

Нижняя часть ее сложена биотит-силлиманитовыми гнейсами, гранито-гнейсами и мигматитами. В верхах ее развиты биотитовые, амфибол-биотитовые и гранат-амфиболовые гнейсы и сланцы, гнейсо-граниты и амфиболиты. Толща, по-видимому, согласно перекрыта рифейской (?) камчатской серией и вместе с ней смята в складки и прорвана гранитами. Судя по тому, что в третичных конгломератах Курильских островов найдена галька метаморфических пород, аналогичных гнейсам и кристаллическим сланцам колпаковской серии, среднепротерозойские образования, по-видимому, протягивались полосой от Камчатки до Хоккайдо по внутренней стороне Курильской дуги (Неверов и др., 1964; Iijima, 1964).

Средний докембрий Китайской платформы и ее обрамления

В кристаллических массивах Северо-Восточного выступа Китайской платформы с большей или меньшей достоверностью выделяются среднепротерозойские образования. По северной окраине Дуссе-Алинского массива этот возраст, очевидно, имеет саларинская свита (3,0—4,0 км), породы которой обнажены в ядрах куполообразных структур. Свита сложена слюдяно-альбитовыми и альбит-актинолитовыми кристаллическими сланцами с линзами мраморов. Ее аналогом являются низы афанасьевской свиты, а в южной части Малохинганского массива — низы урильской свиты, большая часть которой относится к нижнему рифею. На правобережье Амура широко распространены кристаллические сланцы ее аналога — бамяньтунской свиты, из-под которых местами обнажаются биотитовые и двуслюдяные гнейсы, сопоставляемые с суйянской свитой более южных районов, где средний протерозой лучше всего изучен.

В Фэншуйлинском и Кэнтэйском массивах выделяется среднепротерозойская суйянская свита, мощность которой не превышает 1,0 км (Маракушев, Смирнов, 1963). Она представлена двуслюдяными и биотитовыми гнейсами и сланцами с прослоями эпидотовых амфиболитов и кварцитов, а в самых верхах — с линзами мраморов. Мощность свиты Яньцзя Фэншуйлинского массива, которую можно параллелизовать с суйянской свитой, равна 3,0 км, а *серии Сеянлазгоу* (ее аналога в Кэнтэйском массиве) — до 5,0 км. Среднепротерозойские тол-

щи и отложения нижнего рифея смяты в широкие открытые, часто куполовидные складки.

В Ханкайском массиве средний протерозой представлен нахимовской и татьяновской свитами (Мишкин, 1965). Нахимовская свита (более 1,0 км) сложена биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гнейсами с линзами и прослоями амфиболитов и мраморов. Согласно залегающая татьяновская свита (2,5 км) представляет собой частую перемежаемость биотитовых и диопсидовых сланцев. Породы обеих свит смяты в крупную куполовидную структуру, лишь слабо осложненную складками высших порядков, и прорваны телами гранитов. В нижних горизонтах они мигматизированы с развитием полойных мигматитов.

Первичный состав среднепротерозойских пород Северо-Восточного выступа не установлен. Г. А. Кейльман (устное сообщение) на основании внешнего сходства пород нахимовской свиты с докембрийскими ортогнейсами Урала высказал предположение, что они могли образоваться за счет кислых эффузивов.

Близкие по характеру образования обнажаются на северо-востоке Сино-Корейского массива в Хэсан-Ривонской зоне (Маркушев и др., 1966). Здесь развита свита *Намдэчхон* (более 5,5—6,0 км), образованная тремя толщами, из которых две нижние относятся к среднему протерозою. Нижняя толща (4,5 км) представлена силлиманит-биотитовыми и двуслюдяными кристаллическими сланцами и гнейсами, силлиманитовыми гнейсами и кварцитами. На ней согласно залегает средняя толща (более 0,5—1 км), сложенная полосчатыми доломитовыми и кальцитовыми мраморами, тонкопереслаивающимися с кварцит-биотитовыми, амфибол-биотитовыми (часто с графитом) и эпидотовыми сланцами и кварцитами. Нижняя и средняя толщи сопоставляются с нахимовской и татьяновской свитами Ханкайского массива. Для низов свиты Намдэчхон имеются калий-аргоновые определения возраста по биотиту (1600—1740 млн. лет), которые подтверждают отнесение двух нижних ее толщ к среднему протерозою. Верхняя толща той же свиты (0,5 км) образована силлиманит-биотитовыми и двуслюдяными, нередко графитистыми кристаллическими сланцами и кварцитами. По аналогии с верхними горизонтами серии Ляохэ мы считаем ее нижнерифейской.

Серия Ляохэ (7—14 км) Ляодунского полуострова расчленяется на три свиты. Свита Сяншуйсы, которую ранее считали нижним членом серии Ляохэ, вероятно, относится к ляодунскому комплексу (Смирнов, 1954). Однако в ее состав включали и толщу слабо метаморфизованных кварцитов, кремнистых сланцев и филлитов с прослоями мраморов (2,5 км), выделяющуюся в соседних районах под названием свиты Шоушань (Людаохэцзы). Она с разрывом, угловым несогласием и

базальными конгломератами в основании залегает на аньшаньской свите и рассматривается как нижняя терригенная толща серии Ляохэ. Ее средняя свита Дашицяо (2,5—4,5 км) сложена мраморизованными доломитовыми известняками с мощными линзами магнезитов и прослоями тальковых и хлоритовых сланцев. Магнезитовые тела, частично метасоматического происхождения, образуют одни из крупнейших мировых месторождений, а тальк также имеет промышленную ценность. Известны данные о фосфоритности этой свиты. Вышележащая свита Гайпин (2—7 км) по аналогии с верхами серии Баян-Обо (см. ниже) относится к нижнему рифею. Она представлена филлитами и зелеными кварц-альбитовыми сланцами с прослоями кварцитов, джеспилитов (содержащих железорудные месторождения) и мраморов. Породы серии Ляохэ смяты в линейные открытые и сжатые складки северо-восточного простирания и прорваны гранитами с калий-аргоновым возрастом 1400 млн. лет (Saito, 1943; Ли Пу и др., 1960). На п-ове Гуаньдун (старое название — Квантун) серии Ляохэ отвечают близкие по составу образования свиты Дахэшаншань (аналог Дашицяо) и квантунской свиты. Последняя несогласно перекрыта синийскими отложениями и считается нижнерифейской.

За парастратотип среднего протерозоя Сино-Корейского массива принимается серия Хуто, развитая в горах Утайшань, и ее аналог во Внутренней Монголии — серия Баян-Обо. Серия Хуто расчленяется на две свиты, а серия Баян-Обо — на три, причем ее верхняя толща наращивает разрез парастратотипа (Чен Юй-чи, 1960). В основании *серии Хуто* залегают мощные конгломераты, которые рассматриваются как базальные, а выше — кварциты и аспидные сланцы свит Наньтай и Доуцунь, общая мощность которых варьирует от 1,4 до 3,9 км. Вышележащая свита Дунъе (0,6—2 км) сложена кремнистыми и глинистыми известняками и доломитами с линзами кварцитов, причем ее карбонатные породы содержат строматолиты. Верхняя толща *серии Баян-Обо* (1,5 км) представлена флишеподобным чередованием аспидных и кремнистых сланцев с прослоями кварцитов и доломитов. Радиоизотопный возраст галенитов из сульфидной вкрапленности в доломитах является раннерифейским и равен 1440 ± 100 и 1550 ± 200 млн. лет (Ли Пу и др., 1960). Если галенитовая вкрапленность сингенетична, то эти значения отвечают возрасту осадков. Все толщи прорваны гранитами и смяты в открытые и сжатые линейные складки, часто опрокинутые в сторону массивов, сложенных археем; иногда развиваются куполовидные структуры. В провинции Шаньдун серии Хуто соответствует *серия Пэнлай*.

Среднедокембрийские толщи прослеживаются в пределах полосы северо-восточного — субширотного направления, которая тянется от гор Утайшань на восток почти до Ляодунского залива и вновь появляется на Ляодунском полуострове (зона

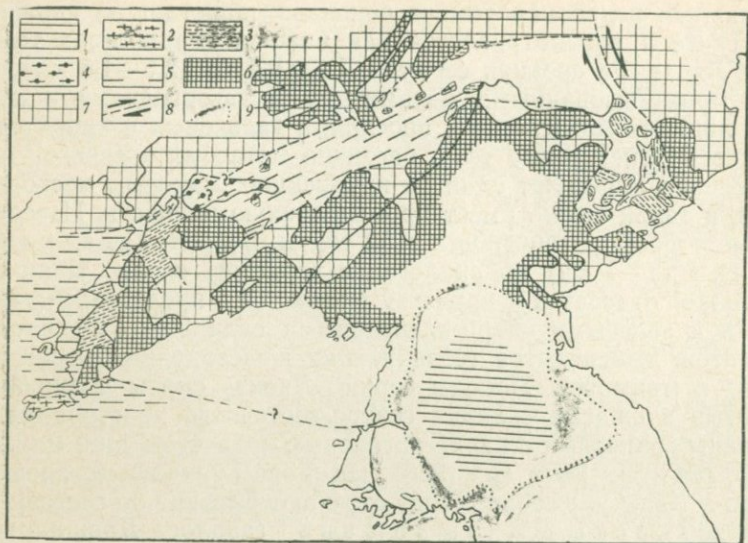


Рис. 5. Пхеннамская синеклиза и связь протомиогеосинклинальных прогибов Ляохэ и Намдэчхон (Маракушев и др., 1966; Saito, 1943; и др.)

1 — среднепротерозойский протоплатформенный чехол (предполагаемое распространение); 2—5 — протомиогеосинклинальные образования серий Ляохэ, Намдэчхон, свит квантунской и Дахэшаншань: 2 — карбонатные, 3 — терригенные, 4 — входящие в состав нерасчлененных ниже-среднедокембрийских толщ, 5 — предполагаемые; 6, 7 — архейское основание: 6 — выходы на поверхность, 7 — скрытое на глубине; 8 — разломы по границам прогибов и направление горизонтальных движений по ним; 9 — границы Пхеннамской синеклизы

Ляохэ). Эта зона на севере связана с зоной Намдэчхон. На юге, в Квантунской зоне, свита Дахэшаншань, возможно, является связующим звеном с отложениями Пхеннамской синеклизы (рис. 5).

В Пхеннамской синеклизе к среднему протерозою условно отнесена толща (0,8—0,9 км) порфиroidов кварц-порфиrowого состава с подчиненными горизонтами филлитовидных сланцев и кварцитов, которая без значительного несогласия перекрыта среднерифейской свитой Чикхён и с резким угловым несогласием залегает на породах раннеархейского основания (Геология Кореи, 1964). Эти образования, несомненно, являются платформенными, но были ли они структурно связаны с миогеосинклинальными образованиями прогибов Хуто, Квантун и Ляохэ — неясно.

В зоне Циньлина средний докембрий представлен толщами, которые несогласно (?) залегают на ниже-верхнеархейских гнейсах свиты Тайхуа (Чен Юй-чи, 1960). В их состав входят свиты Куаньпин и Таовань, с угловым несогласием перекрытые свитами Юэгоу и Цзуюаньгоу, возраст которых дис-

куссионен, но, видимо, позднепротерозойский. Выше лежат отложения свиты Наньниху, относящейся уже к кембрию. Рассматриваемая толща пород сложена сланцами, мраморами и конгломератами. Разрез ее несколько отличен на северном и южном склонах хребта Циньлин. На севере толща близка к серии Хуто — она обладает более карбонатным составом, содержит прослойки углистых сланцев, местами — прослойки кислых эффузивов. На юге преобладают сланцы и филлиты (4—5 км), которые в низах имеют характер флиша, что приближает данный разрез по типу к эвгеосинклинальному.

Среднедокембрийские толщи Циньлина смяты в линейные складки, простирающиеся в запад-северо-западном направлении, местами прорваны базитами и ультрабазитами. В западном Хэнане (хребет Суншань) этим образованиям отвечают *кварциты Суншань* (Ма Син-юань, 1962), а далее на запад, в провинции Ганьсу — *серия Гаолян*, породы которой залегают на гнейсах, видимо, архейского возраста (Ли Сы-гуан, 1952; Geological Map of Asia..., 1959).

К рассмотренным толщам близки по возрасту среднедокембрийские образования Южного Китая — серии Баньци и Кунъян, рассматриваемые как геосинклинальные (Чен Юй-чи, 1960; и др.) или протогеосинклинальные (Ма Син-юань, Ю Чжень-дун, 1964). *Серия Кунъян* распространена в Кам-Юннаньской осе, где она выступает из-под синийских отложений и несогласно лежит на гнейсах Айлаошаня. Ее нижняя подсерия (9 км) сложена в низах кварцитами (свита Лунтоушань), которые сменяются филлитами, в верхней части с линзами доломитов и гематитовых сланцев (свита Гужуаньбань). На этих породах с угловым несогласием залегают верхняя подсерия (1,5—2,0 км) — пестроцветные сланцы с брекчиями (в низах) и прослоями доломитов.

Серия Баньци (примерно 8 км) по составу близка к серии Кунъян. Ее нижняя половина представлена флишеподобным переслаиванием глинистых пород, часто измененных до слюдяно-кварцевых микросланцев, с прослоями вулканитов, кварцитов и известняков. Выше с угловым несогласием залегают моласоидная толща (до 3 км), сложенная песчанистыми сланцами, песчаниками и гравелитами с линзами кремнистых известняков. Аналогами серии Баньци в соседних районах провинции Хубэй являются *серия Хуашань* и нижележащая *серия Иншань*, разделенные региональным угловым несогласием. С серией Баньци сопоставляются филлиты Лофэнцзы (Ли Сы-гуан, 1952) и серия Луншань (Региональная стратиграфия Китая, 1963). Последнее название устарело, так как в состав серии, считавшейся верхнедокембрийской, ранее включались нижнепалеозойские толщи.

Породы серии Баньци смяты в линейные, часто асимметричные складки северо-восточного простирания. Местами отмечается довольно значительный метаморфизм с образованием слю-

дистых, слюдисто-гранатовых и роговообманковых сланцев. Внедрения магматических пород основного и кислого состава известны в Кам-Юннаньской оси и в Цзяннани (Син У-цзин, 1964; Hsu et al., 1963).

Средний докембрий полуострова Индокитай выделяется менее достоверно, так как здесь нет доказанных рифейско-вендских осадков, которые определили бы верхнюю границу среднего докембрия. Столь же неопределенны и нижние границы условно среднедокембрийских образований полуострова, а радиогеохронологические данные отсутствуют. Поэтому ниже- и среднепротерозойские толщи выделяются путем сопоставления их со свитами Баньци и Кунъян соседних районов. С этими оговорками **средний докембрий (?)** описывается в нескольких районах. На территории ДРВ этот возраст приписывается комплексам Нам-Ко и Чием-Хоа. Самый верхний комплекс На-Ханг может быть нижнерифейским.

Комплекс Нам-Ко (1,5—4—6 км) представлен кварц-мусковитовыми и кварц-биотитовыми кристаллическими сланцами с кордиеритом, хлоритом, актинолитом, силлиманитом и сфеном. В верхах имеются прослой кварцитов, амфиболитов и мраморов. Развитие порфиробластов полевых шпатов иногда придает сланцам облик очковых гнейсов.

Комплекс Чием-Хоа (1—1,5 км) согласно, с постепенным переходом залегает на комплексе Нам-Ко. Среди его пород преобладают кварциты (иногда с косою слоистостью аллювиального и дельтового типа и с прослоями гравелитов с неокатанной галькой), мраморы, кварц-слюдяные и графитистые сланцы, а также прослой амфиболитов.

Комплекс На-Ханг (до 2,0—2,5 км) согласно залегает на породах комплекса Чием-Хоа и с угловым несогласием перекрыт нижнекембрийскими отложениями. Он сложен кварц-двуслюдяными, иногда плейчатými сланцами и рассланцованными кварцитами с прослоями и пачками полосчатых мраморов, в которых часто встречаются послойные линзовидные жилы молочного кварца.

Породы всех трех комплексов прорваны высокоглиноземистыми двуслюдяными лейкократовыми гранитами и пегматитами Сонг-Чай, которые в свою очередь прорываются габбро-амфиболитами и плагиогранитами серии Бао-Ха—Ка-Винь. Галька плагиогранитов содержится в нижнепалеозойских конгломератах. Комплексы Нам-Ко, Чием-Хоа и На-Ханг смяты в открытые симметричные линейные складки, простирающиеся в общем на северо-запад. Большинство авторов относят перечисленные комплексы или к нерасчлененному протерозою или к среднему—верхнему протерозою (Кудрявцев и др., 1969).

В других районах Индокитая средний докембрий распознается с еще меньшей уверенностью. В Южном Вьетнаме аналогом образований, развитых на севере, возможно, является серия

кристаллических сланцев Контумского выступа, представленная преимущественно биотит-мусковитовыми разностями, часто с силлиманитом или дистеном, гранатом и графитом. В подчиненном количестве содержатся прослои кварцитов, метапироксени-тов, амфиболитов и минерализованных мраморов. Серия инъецирована жилами аплитов и пегматитов и прорвана телами гнейсо-гранитов (Saugin, 1944). На геологических картах она отнесе-на к нерасчлененному (по нашим представлениям, позднеархейско-протерозойскому) комплексу, выходы которого продолжают-ся далее на северо-запад (Кудрявцев и др., 1969).

Подобные же образования обнажаются в южной Бирме. В хребте Дона они представлены гнейсами и кристаллическими сланцами или имеют близкий состав, как, например, в небольшой метаморфической зоне близ г. Чиенг-Мей и в немногих других выходах, где относятся к *серии Моучи*. Метаморфические экви-валенты этой серии обычно считаются докембрийскими (По-стельников и др., 1964). Г. А. Кудрявцев с соавторами (Кудряв-цев и др., 1969) обозначает их индексом Pt_{2-3} (?). Так же индек-сируются ортогнейсы, слюдяные сланцы, филлиты, мраморизо-ванные известняки и кварциты, обнажающиеся местами в Таи-ланде, а также слюдяные сланцы и амфиболиты п-ова Малакка. Не исключено, что среднедокембрийские образования участвуют в строении метаморфид Меконгской зоны и небольших выходов нерасчлененного докембрия на юге Камбоджи и Лаоса.

Что касается внутренних зон Тихоокеанского обрамления Ки-тайской платформы, то можно только высказать предположение, что средний докембрий участвует и в строении метаморфических зон Зондских островов. Такой возраст могут иметь некоторые из докарбоновых комплексов Суматры, Калимантана и Серама, сложенные кристаллическими сланцами и гнейсами.

С большим основанием к среднему докембрию относятся не-которые метаморфические толщи Японских островов, в первую очередь гнейсы Хида (Геологическое развитие Японских остро-вов, 1968). *Комплекс Хида* (свыше 15,0 км), распространенный в центральной части о. Хонсю, сложен биотитовыми (часто с гра-фитом и гранатом), роговообманковыми и диопсидовыми гнейса-ми, с которыми переслаиваются мощные пачки доломитовых и кальцитовых мраморов. Мраморы часто содержат фаялит, фло-гопит, скаполит и клиногумит. Все породы метаморфизованы в амфиболитовой фации, нередко мигматизированы и инъецирова-ны гранитами. По исходному составу выделяются терригенные породы (биотитовые гнейсы, часто содержащие окатанные зерна циркона), карбонатные и мергелистые осадки (мраморы, диопси-довые гнейсы), а также метаэффузивы и связанные с ними пирок-ластические породы основного и среднего состава (роговооб-манковые гнейсы). Толщи смяты в широкие открытые антикли-нали и синклинали с плавно изгибающимися шарнирами, с поло-го и наклонно падающими крыльями, которые местами осложне-

ны складками высших порядков. В целом складчатость не производит впечатления линейной, а некоторые складки являются несомненно брахиформными.

Возраст комплекса дискусионен: одни авторы считают его палеозойским или мезозойским (Shibata, Nozawa, 1966), другие относят его к докембрию. Так, возраст округлого циркона из гнейса, полученный по отношению Pb_{207}/Pb_{206} , превышает 1493 млн. лет (Yamaguchi, 1967). Большое сходство гнейсов Хида с образованиями свиты Намдэчхон служит лишним доводом в пользу представлений о среднепротерозойском возрасте этого комплекса. Не исключено, что некоторые блоки, сложенные доломитовыми мраморами, являются и более древними.

Аналоги комплекса Хида образуют цепочку изолированных выходов, которые тянутся на запад вдоль всего северо-западного побережья о. Хонсю, слагают фундамент островов Оки и, возможно, участвуют в строении подводной возвышенности Ямато в Японском море. Видимо, такой же возраст имеют мигматиты, слагающие осевую часть зоны Хидака на о. Хоккайдо: аналогичные образования, вскрытые глубокой скважиной под юрскими отложениями этой зоны, сходны, по мнению Т. Ватанабе (устное сообщение), с породами докембрийского фундамента п-ова Корея. Глыбы среднедокембрийских образований, возможно, участвуют и в строении метаморфид зоны Абукума.

Средний докембрий Индийской платформы

В то время как возраст многих архейских и верхнепротерозойских толщ Индии определяется уверенно, выделение среднедокембрийских образований обычно дискусионно. Тем не менее по комплексу признаков к этой возрастной группе можно отнести обычно слабо метаморфизованные серии, приуроченные к близширотным зонам пояса Сатпура, которые протягиваются от Нагпура и Саусара до долины Ганга и далее на восток до Шиллонгского выступа (см. рис. 4). К поясу Сатпура примыкает субмеридиональная зона восточной части штата Мадхья-Прадеш, где развиты аналогичные образования.

Толщи, обнажающиеся в этих зонах, часто параллелизуются с образованиями группы Дхарвар (Pichamuthu, 1967). Весьма вероятно, что архейский возраст в этих районах имеют нижние члены разрезов, которые подстилают железорудные серии. Так, к нижнему архею относится древняя метаморфическая серия района Сингхбхума (Sarkar et al., 1967), а также серия Саусар, сложенная гранулитами, форстеритовыми и скаполит-диопсидовыми мраморами, кварцитами, силлиманитовыми сланцами, гранат-биотитовыми гнейсами др. (Pichamathu, 1967).

Железорудная серия и серия Байладила, которые мы относим к нижнему протерозою, представлены конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами, метаморфизован-

ными в фации зеленых сланцев, к которым присоединяются метабазиты и джеспилиты, содержащие крупнейшие месторождения гематитовых руд. Обе толщи смяты в складки («железородная орогения») и прорваны гранитами комплекса Сингхбхум. Время «железородной орогении» определяется радиоизотопными датировками до 2038 млн. лет (Pichamuthu, 1967). Имеются и большие значения (до 2485 млн. лет), которые не согласуются с принимаемым среднедокембрийским возрастом железородной серии (Sarkar et al., 1964). Авторы, приводящие эти цифры, однако, помещают «железородный орогенический цикл» после дхарварского. Вопрос этот, очевидно, нуждается в дополнительном изучении.

Общие особенности среднего докембрия

Нижне-среднепротерозойские образования менее распространены, чем архейские, и выделяются не столь уверенно. Верхняя их граница часто нечеткая, так как отложения нижнего рифея лежат на них нередко согласно.

По структурно-формационным особенностям в составе пород среднего докембрия выделяются образования протоплатформенного чехла, протогеосинклиналей мио- и эвгеосинклинального типа и прогибов промежуточного характера. Протоплатформенный чехол накапливался на древнеархейском салическом основании в прогибах, близких по структуре к синеклизам или авлакогенам. Отложения этого типа распространены преимущественно на Сибирской платформе (топориканская, элгэтэйская свиты). На Китайской платформе к ним относятся толща порфирондов Пхеннамской синеклизы и суйянская свита Северо-Восточного выступа (Смирнов, 1968). Подобные отложения, возможно, залегают в основании и других среднепротерозойских — нижнерифейских толщ, например системы Хуто, но вопрос этот не изучен.

Для протоплатформенных отложений характерны невыдержанные, часто повышенные мощности, преимущественно терригенный состав (песчаники, гравелиты, конгломераты) и местами развитие кислых и основных эффузивов порфировой формации. Протоплатформенные прогибы, видимо, обладали различной подвижностью и по этому признаку могут быть расположены в единый ряд. В начале ряда находятся авлакогены и синеклизы с практически не нарушенными и не метаморфизованными осадками малой мощности без проявлений интрузивного магматизма (Амуликанский грабен), а в конце — структуры значительной подвижности (Кодаро-Удоканский прогиб), которым свойственны мощные складчатые метаморфизованные толщи, прорванные интрузивными телами (Лейтес, 1965; Нужнов, Михайлов, 1968). Такие прогибы близки к миогеосинклиналям и отнесены нами к структурам промежуточного типа.

Протогеосинклинали среднего докембрия лучше всего изучены на Китайской платформе, где они имеют миогеосинклинальный характер. Среди них выделяются два типа — карбонатно-терригенный (прогибы Баян-Обо, Хуто, Ляохэ, Намдэчхон) и терригенный (Баньци и Кунъян). Карбонатно-терригенные толщи отличаются меньшей мощностью и циклическим строением: нижняя и верхняя части их терригенные, а средняя — карбонатная. Нижние обломочные толщи иногда сопоставляются с нижней молассой (Ма Син-юань, Ю. Чжень-дун, 1964). Верхние терригенные горизонты имеют раннерифейский возраст. Отложения прогибов терригенного типа обладают большей мощностью (до 9 км) и часто флишондны. Выделение среди них пород нижнего рифея возможно, но не доказано.

Карбонатно-терригенные прогибы формировались или на раннеархейском складчатом основании, или на фундаменте, образованном ранне- и позднеархейскими структурами, причем верхнеархейские образования имеют внутриплатформенный характер. Судя по налеганию пород серии Баньци на верхнеархейские образования, основанием миогеосинклинальной области служат складчатые верхнеархейские образования эогеосинклинального типа, среди которых зажато несколько раннеархейских (?) глыб (Ма Син-юань, Ю. Чжень-дун, 1964).

Средний докембрий протоэвгеосинклинального типа, но относительно слабоскладчатый, выделяется в северо-восточном обрамлении Сибирской платформы, захватывая ее окраины (экипская серия, сохатинская и малостолбовская толщи), в Монголо-Охотском поясе (неклинская толща) и во внутренних зонах Тихоокеанского пояса (колпаковская серия, гнейсы Хида и др.).

Некоторые из прогибов промежуточного типа (Ярогинский, Субганский грабены) были структурно самостоятельны и палеогеографически связаны с бассейном платформенного осадконакопления. Другие (Джелтулакский грабен), возможно, являются краевыми образованиями Монголо-Охотской протоэвгеосинклинали.

Процесс дифференциации земной коры на устойчивые и подвижные участки зашел в раннем — среднем протерозое достаточно далеко. Наибольшей жесткостью обладали внутренние части Алдано-Станового щита, а по его окраинам формировались прогибы промежуточного типа. С юга, востока и северо-востока Сибирская платформа окаймлялась протоэвгеосинклиналями, из которых Монголо-Охотская отделяла ее от Китайской платформы (см. рис. 2). Архейское основание Китайской платформы не обладало достаточной стабильностью: только местами (Северо-Восточный выступ, Пхеннамская синеклиза) на нем отлагались осадки чехла, однако на большей площади фундамент был раздроблен, и на нем возникли протомиогеосинклинальные прогибы и поднятия. С востока Китайская платформа была обрамлена Западно-Тихоокеанской протоэвгеосинклиналью, которая на севе-

ре сливалась с геосинклинальными структурами северо-восточного обрамления Сибирской платформы (см. рис. 3). На Индийской платформе возникла наложенная протозвгеосинклиналь Сатпура.

Тектоническая активность в континентальной части Азиатского сектора Тихоокеанского пояса в среднем докембрии по сравнению с поздним археем была более слабой. Наложённые протогеосинклинали занимали меньшую площадь, а осадки в них обладали меньшей мощностью. В то же время крупные участки платформ сохраняли значительную подвижность, и контраст между ними и геосинклиналями не был столь велик. Западно-Тихоокеанская протогеосинклиналь, возможно, возникла непосредственно на океаническом основании.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

За парастратотип верхнепротерозойских отложений Восточной Азии принимается разрез на юго-востоке Сибирской платформы и в Юдомо-Майской миогеосинклинальной зоне, в котором по комплексам строматолитов, онколитов и катаграфий, а также по изотопным датировкам выделяются нижний, средний и верхний рифей и венд. Важное значение имеет яньшаньский разрез Китайской платформы, однако органические остатки синия не сравнивались со строматолитами и проблематикой из разрезов Сибирской платформы, а определений радиоизотопного возраста слишком мало. Поэтому сопоставление синийской системы с рифеем и вендом Сибири недостаточно надежно.

Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления

На юго-востоке Алданского щита и в Юдомо-Майской зоне верхний протерозой (2—10 км) представлен всеми подразделениями. Выделяемые в разрезе четыре крупных цикла, каждый из которых начинается терригенными и завершается карбонатными породами, примерно отвечают биостратиграфическим подразделениям.

К нижнему рифею относится *учурская серия*, состоящая из двух свит. Гонамская свита (до 1,5—1,7 км), начинающаяся конгломератами, с разрывом лежит на среднепротерозойских образованиях. Она сложена преимущественно песчаниками, часто красноцветными, грубозернистыми, с косою слоистостью и с прослоями конгломератов, гравелитов и алевролитов. В низах имеются прослои доломитов со строматолитами. Возраст глауконита, определенный калий-аргоновым методом, равен 1520 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968). Ом а х т и н с к а я свита залегает на гонамской свите согласно. Мощность

ее в Юдомо-Майской зоне изменяется от 0,2 до 1,4 км. Она сложена доломитами с нижнерифейскими строматолитами, доломитовыми известняками и редкими прослоями аргиллитов и кварцевых песчаников. Калий-аргоновый возраст глауконита из песчаников равен 1,4 млрд. лет.

Среднерифейский возраст имеет *майская серия*. Ее нижняя — эннинская свита (100—300 м) залегает на омахтинской свите с незначительным стратиграфическим несогласием. Она представлена песчаниками, отчасти красноцветными и косослоистыми, с прослоями алевролитов, аргиллитов и доломитов со строматолитами. В низах свиты иногда залегают конгломераты или гравелиты. Возраст глауконита из песчаников, определенный калий-аргоновым методом, равен 1190 млн. лет. Омнинская свита (200—700 м) сложена аргиллитами и алевролитами с прослоями глауконитовых песчаников. Малгинская свита (75—300 м) состоит из пестроцветных известняков с пачкой горючих сланцев и черных битуминозных известняков. Вышележащая ципандинская свита (250—600 м) образована доломитами с многочисленными среднерифейскими строматолитами. Разрез среднего рифея венчается лахандинской свитой (0,7—1,4 км), которая представлена чередованием пестроцветных аргиллитов, известняков, доломитов и мергелей. В карбонатных породах содержатся строматолиты. Имеются два калий-аргоновых определения возраста глауконита из доломитов и алевролитов — 890 и 1000 млн. лет.

В верхнерифейской *уйской серии* выделяются две свиты. Нижняя кандыкская свита (0,3—1,5 км) залегает на лахандинской с размывом и сложена песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и алевритистых известняков. В ее основании иногда присутствуют гравелиты с мелкой галькой. Часто наблюдаются косая слоистость, знаки ряби и иероглифы, напоминающие следы червей и отпечатки медуз (?). В составе усть-кирбинской свиты (от 150 м до 3 км) преобладают алевролиты, аргиллиты и песчаники. Все свиты уйской серии прорваны щелочными породами ингилийского комплекса, калий-аргоновый возраст которых 610—680 млн. лет.

Юдомская свита вендского возраста (0,1—1,7 км) лежит на отложениях уйской серии и породах ингилийского комплекса с размывом и местными угловыми несогласиями. В низах ее развиты маломощные песчаники и гравелиты, которые выше сменяются доломитами и известняками со строматолитами и онколитами вендского комплекса и с остатками высших организмов (Семихатов и др., 1967; Геологическое строение СССР, 1968).

На Оленекском поднятии к рифею относится *сололийская серия*, лежащая с угловым несогласием и конгломератами в основании на более древних породах. В ее разрезе происходит трехкратная смена терригенных пород карбонатными. Нижний цикл

отвечает нижнему рифею, средний — арымасская свита — среднему рифею, а верхний — дебенгдинская и хайпахская свиты — охватывает верхи среднего и низы верхнего рифея. Все толщи охарактеризованы комплексами строматолитов и онколитов и значениями изотопного возраста: 1480—1360 млн. лет (нижний рифей) и 1035—920 млн. лет (верхний рифей). Вендские толщи от маастахской до туркутской свиты (0,5 км) перекрывают сололийскую серию с разрывом и сложены доломитами и известняками с четвертым комплексом строматолитов и онколитов. Они заключают прослой песчаников и алевролитов, причем в основании прослеживаются конгломераты.

В северо-восточном обрамлении Сибирской платформы верхний протерозой лучше всего изучен на Колымском массиве (Фурдуй, 1968а; Комар и др., 1970). Здесь выделяют три подразделения. Среднерифейская (?) ороёкская свита (1,4—2,3 км) залегает на среднепротерозойской малостолбовской толще с угловым несогласием и разрывом. Она представлена базальными конгломератами, кварцитами и песчаниками, которые кверху переходят в филлиты с прослоями известняков. Чебукулахская свита (0,6—1 км) связана с ороёкской постепенными переходами. Она сложена кварц-карбонатными сланцами, доломитами и известняками со строматолитами и онколитами среднего рифея, углисто-глинистыми сланцами и филлитами. Верхнерифейская тумусская свита (0,3—0,4 км) залегает на породах среднего рифея с разрывом. В ее основании прослеживаются конгломераты, которые выше сменяются кварцитами, известняками и доломитами со строматолитами. Среди карбонатных пород имеются прослой гематитовых руд и алевролитов. Вендская коркодонская свита и ее аналог горбуновская свита (0,3—0,5 км) перекрывают породы верхнего рифея с разрывом (?) и представлены главным образом доломитами с прослоями глин, тиллитов и гематитовых руд (Фурдуй, 1968б). Они охарактеризованы строматолитами и онколитами четвертого комплекса и подстилают пестроцветную толщу низов кембрия.

На Омолонском массиве к рифею относится маякская свита (Фурдуй, 1968а; Комар и др., 1970), сложенная карбонатно-терригенными породами. Они содержат второй и третий комплексы строматолитов и имеют средне-позднерифейский возраст. На всех более древних образованиях эта свита лежит с угловым несогласием и разрывом. Аналогом ее нижней части в Тайгоносском выступе является карбонатно-терригенная толща р. Парень (0,7—1,0 км), которую Р. С. Фурдуй (1968а) условно относит к среднему рифею.

В восточном обрамлении Сибирской платформы рифей выделяется в Охотском массиве (Фурдуй, 1968а; Комар и др., 1970). Рифейские образования (1,3—1,4 км) здесь несогласно

перекрывают породы нижнего архея. В их составе различаются среднерифейская у ю т к а н с к а я с в и т а, представленная переслаиванием кварцитов, алевролитов, глинистых сланцев и известняков (со строматолитами и онколитами) и верхнерифейская (?) н ю л ь к а ч а н с к а я с в и т а, сложенная кварцитами и глинистыми сланцами.

Все перечисленные рифейские толщи являются отложениями платформенного чехла и эпиплатформенных миогеосинклиналей или «субплатформенными» образованиями срединных массивов.

Эвгеосинклинальный верхний протерозой выделяется в складчатом обрамлении Сибирской платформы большей частью условно. На о. Большом Ляховском рифейский возраст, возможно, имеет толща (2—3 км) песчаников и филлитовидных серицит-хлоритовых сланцев с вариолитовыми шаровыми лавами. Из сланцев ее верхней части указываются «синийские» спорморфы (Сороков, 1959). Породы смяты в линейные складки северо-западного простирания. На о. Врангеля кристаллические сланцы, кварциты и филлиты с прослоями мраморизованных известняков залегают в блоках среди палеозойских отложений. Они прорваны плагиогранитами, сиенитами и полого падают на юг. Возраст гранитоидов по калий-аргону—525 млн. лет и более (Иванов, 1969). Залегающие выше (с размывом?) отложения содержат фауну девона и пермо-карбона (Гнибиденко, 1968). В Полоусном антиклинории рифейский возраст имеет верхняя толща метаморфического комплекса, сложенная биотит-хлоритовыми, амфибол-пироксеновыми и хлорит-кварц-карбонатными сланцами. Она подстилается условно среднекембрийскими плагиогнейсами и амфиболитами р. Уяндины. Калий-аргоновые и рубидий-стронциевые определения возраста этой толщи дали 655—555 млн. лет (Горбов, Загрузина, 1970). Она перекрыта нижнепалеозойскими известняками и смята в открытые складки от северо-восточного до северо-западного простирания (Мокшанцев и др., 1964; Гнибиденко, 1968).

Вопрос о стратиграфическом положении всех метаморфических толщ Омуревских гор окончательно не решен. Развитые здесь толщи гнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев, филлитов, кварцитов, мраморизованных известняков и порфиритоидов скорее всего разновозрастны, и часть их, возможно, является более древней (Богданов, 1963; Николаев, 1963; Николаев, Пепеляев, 1963), а часть относится к верхнему протерозою. В. М. Мерзляков (1971) выделяет здесь верхнекембрийские—кембрийские (?) карбонатно-терригенные отложения: конгломератовую и иченскую толщи (до 2 км) в бассейне р. Рассохи, лайминскую и журскую свиты (1,4 км) в бассейне р. Омуревки. В доломитовом цементе конгломератов из конгломератовой толщи найдены остатки строматолитов, близких к верхнерифейской форме *Inzeria fibrillosa* Furd. Эти отложения согласно перекрыты ордовикскими; они,

видимо, формировались в прогибе миогеосинклинального типа.

Если выделение на Северо-Востоке СССР геосинклинальных рифейских образований достоверно, то в этом регионе в позднем протерозое существовала огромная эвгеосинклинальная область с двумя срединными массивами — Охотским и Колымско-Омолонским (см. рис. 2). Близкую схему для конца рифея предлагал И. А. Резанов (1968).

На востоке Монголо-Охотской области эвгеосинклинальные рифейские образования выделяются во многих местах. В Приохотье к среднему рифею условно относятся нижнеламская, онгочанская и верхнеламская свиты (2 км), представленные терригенными породами и основными вулканитами (Красный, 1960). На Шантарских островах в карбонатно-терригенной толще, которую считают среднепалеозойской, в отдельных блоках, где палеозойская фауна отсутствует, были найдены среднерифейские и вендские онколиты (З. А. Журавлева, устное сообщение).

В хребтах Янкан и Тукурингра к верхнему докембрию относятся янканская и тукурингская серии.

Янканская серия (более 4,5 км) начинается толщей метадиабазов, порфиритоидов и их туфов, яшмовидных, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев и граувакк. Выше залегают кремнистые породы с покровами диабазовых порфиритов и спилитов и прослоями песчано-глинистых пород и известняков. Верхняя часть серии представлена песчаниками и сланцами с прослоями алевролитов. Породы прорваны серпентинитами, которые, в свою очередь, прорываются габбро-пегматитами, имеющими абсолютный возраст по диопсиду (калий-аргоновый метод) 1400 ± 400 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968). Метаморфизм пород довольно пестрый — от фации филлитов и зеленых сланцев до амфиболитовой фации. Возраст серии дискусионен, причем А. Н. Неелов сопоставляет ее с джелтулакской серией среднего протерозоя юга Алдано-Станового щита (Судовиков и др. 1965).

Тукурингская серия (5—7 км) сложена серицит-хлоритовыми, эпидотовыми, графитистыми и слюдяными сланцами и кварцитами, порфириоидами и порфиритоидами с прослоями известняков. По данным М. С. Нагибиной (1963), она несогласно залегают на гнейсах станового комплекса и несогласно (?) перекрыта *унья-бомской серией*¹ (2,5—6 км). Среднерифейский возраст последней, подтвержденный находками *Osagia tenuilamellata* Reitl., оспаривается, поскольку в аналогичных толщах хребта Джагды была найдена нижне- и среднепалеозойская фауна. Возможно, что в состав унья-бомской серии включены разновозрастные, близкие по составу и степени метаморфизма толщи. Подобные образования протягиваются в Забайкалье и Монголию. Породы

¹ В современных стратиграфических схемах унья-бомская серия отсутствует.

тукурингской и унья-бомской серий и их аналоги смяты в узкие линейные, иногда опрокинутые складки и прорваны телами гранитов, кварцевых диоритов и плагиогранитов (Нагибина, 1963).

Не возникает сомнений, что в рифее на месте Монголо-Охотской области, вероятно унаследованно от среднего докембрия, существовала огромная эвгеосинклиналь, которая на юге доходила до Китайской платформы.

Во внутренних зонах Тихоокеанского обрамления рифейские образования, возможно, входят в состав камчатской и малкинской серий Срединного хребта Камчатки. Их возраст определяется находками в верхах малкинской серии спороморф, свойственных верхнему протерозою — кембрию (Тимофеев, 1966; Смирнов, 1968). *Камчатская серия* (2,5—3,2 км), видимо, согласно залегает на условно среднедокембрийской колпаковской серии и сложена кристаллическими сланцами и биогитовыми микрогнейсами. *Малкинская серия* (до 3 км) образована актинолитовыми и другими зелеными сланцами с пластовыми телами базитов и ультрабазитов, филлитами и песчаниками. Вверх они сменяются филлитами, метапесчаниками и зеленокаменными эффузивами квахонской свиты¹. Все эти отложения смяты в широкие, пологие открытые складки, меридиональное и северо-северо-западное простирание которых не соответствует более поздним северо-северо-восточным структурным направлениям. Вопрос о существовании среди прорывающих их интрузий позднедокембрийских гранитов остается открытым. Аналогичные кристаллические сланцы обнажаются также в Корякском нагорье.

Верхний протерозой Китайской платформы и ее обрамления

Верхний докембрий Китайской платформы расчленяется на два комплекса: 1) нижний рифей, обычно структурно связанный со средним протерозоем, и 2) средний — верхний рифей и венд, объединяемые в Китае под названием синийской системы.

Нижний рифей входит в состав мощных толщ, нижние горизонты которых относятся к среднему протерозою, и представлен геосинклинальными формациями. Осадки чехла этого возраста на Китайской платформе неизвестны. Эвгеосинклинальные нижнерифейские образования развиты в массивах Северо-Восточного выступа, где они выделяются условно (Марашев, Смирнов, 1963; Смирнов, 1968).

¹ Новые данные свидетельствуют о более молодом возрасте по крайней мере части пород малкинской серии и квахонской свиты, из которых были выделены спорово-пыльцевые комплексы палеозоя и мезозоя (И. А. Сидорчук, устное сообщение).

Бамяньтунская свита (4,0—6,7 км) обнажена в Кэнтэйском массиве и на юге Малохинганского массива, где она состоит из трех толщ. Нижняя толща (1—1,5 км) согласно залегает на среднепротерозойской суйянской свите и сложена чередующимися кварц-серицитовыми и кварц-хлоритовыми сланцами, образовавшимися за счет песчано-глинистых пород и гравелитов (терригенная формация). Средняя толща (2,0—3,5 км) состоит из метаэффузивов среднего и основного состава — актинолитовых, альбит-актинолитовых и известково-хлоритовых сланцев и порфиритоидов, а в верхах — кислых порфиритов. С ними переслаиваются кварциты и серицитовые кварциты (кремнистые осадки), иногда с гондитами. Породы этой толщи, к которой приурочены мелкие пластовые тела серпентинитов, относятся к кремнисто-эффузивной офиолитовой формации. Верхняя толща (1,0—1,5 км) представлена кварцитами и кварц-серицитовыми сланцами (терригенно-кремнистая формация). Выше залегают кальцитовые мраморы хуланьской свиты (0,2—2,0 км). Породы бамяньтунской свиты смяты в широкие, открытые, часто сундучные складки. Местами в них внедрены пластовые тела гранитоидов. Аналогами свиты служат сланцы Унги северо-востока КНДР, *краевский комплекс* Приморья и урилъская свита Малого Хингана. Недоразвитые («рудиментарные») геосинклинали, в которых формировались эти толщи, заложены на протоплатформенной структуре (Смирнов, 1968).

На юге рудиментарные геосинклинали были связаны с миогеосинклиналями Намдэчхон и Ляохэ, в которых к нижнему рифею относятся верхи свиты Намдэчхон, свита Гайпин и квантунская свита. Такой же возраст имеют верхняя толща серии Баян-Обо и, видимо, верхние члены серий Гаолян, Кунъян и Баньци Среднего и Южного Китая, а также свиты Таовань и На-Ханг. Особенностью нижнерифейских толщ этого типа является их железорудная и марганцевая минерализация, которая свойственна образованиям внутриплатформенных прогибов.

Раннерифейский возраст рассмотренных свит устанавливается на том основании, что в зоне Намдэчхон они прорваны гранитами с калий-аргоновой датировкой возраста биотита 1371 млн. лет и подстилаются породами с возрастом по калий-аргону 1700—1740 млн. лет (Геология Кореи, 1964). В Кэнтэйском массиве на структуры бамяньтунской свиты наложены среднерифейские прогибы, причем в прорывающих ее мезозойских гранитах сохранились участки с возрастом 1000—1100 млн. лет (Смирнов, 1968).

За пределами области распространения рудиментарных геосинклиналей нижний рифей входит в состав мощных толщ, развитие которых непрерывно продолжалось со среднего докембрия до позднего протерозоя. Таковы ипатинская и верхи афанасьев-



Рис. 6. Ранне- и позднебайкальские структуры районов к западу, юго-западу и югу от оз. Ханка (Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского пояса, 1966; и др.)

ской свиты, развитые на севере Дуссе-Алинского массива. В других подобных толщах, к тому же выделяемых условно в Японии, Бирме и Индонезии, распознать нижнерифейские образования не удается.

Средне-верхнерифейские и вендские отложения на Китайской платформе входят в состав ее чехла. Их возрастные аналоги, обнажающиеся в массивах Северо-Восточного выступа, как и предположительно рифейские толщи Индокитая, Индонезии и Филиппин, имеют эвгеосинклинальный характер. Единого стратотипического разреза геосинклинальных толщ Северо-Восточного выступа нет: в западных массивах хорошо изучены отложения среднего рифея и установлены их соотношения с породами нижнего рифея, но неизвестны вышележащие горизонты, обнажающиеся в Ханкайском и Малохинганском массивах.

Геосинклинальный средний рифей Кэнтэйского массива развит в складчатых зонах, наложенных на раннерифейские структуры (рис. 6). Разрез его начинается дахэчжэньской свитой (до 3,7 км), которая сложена зелеными сланцами — рассланцованными эффузивами основного и среднего состава, перемежающимися с серицит-кремнистыми сланцами (кремнистыми породами окремненными кислыми эффузивами) и содержащими пачки филлитов и один-два пласта кальцитовых мраморов, а также послойные тела габбро и ультрабазитов (Маракушев, Смирнов, 1963). Дахэчжэньская свита представляет собой типично офиолитовую серию; ей соответствуют спасская

свита Ханкайского массива и, возможно, некоторые зеленокаменные толщи побережья Японского моря.

Свита Суйфынхэ (2,5—3,3 км) залегает на дахэжжэньской свите с разрывом. Ее нижняя подсвита (до 2,4 км) сложена серицит-графитовыми сланцами и графитовыми кварцитами с пачками филлитов, которые перекрыты мраморизованными известняками. Верхняя ее подсвита (0,9 км) лежит с разрывом (?) и начинается перемежающимися серицитовыми, магнетитовыми и марганцовистыми кварцитами, которые сменяются филлитами и кварцитами с покровами диабазовых порфириров и с пачками известняков в верхах (данные А. М. Смирнова, 1960 г.).

Аналогичные толщи развиты в Хэсан-Ривонской зоне на территории КНДР.

В Ханкайском массиве свите Суйфынхэ отвечают митрофановская свита графитистых сланцев и филлитов (2,8—3,3 км), лысогорская свита полосчатых известняков (до 0,6 км), кабаргинская свита (до 0,8 км) филлитов и метапесчаников, а также смольнинская свита (0,5 км), представленная доломитами (Геологическое строение СССР, 1968). Рудоносная свита (до 0,5—0,85 км) согласно залегает на доломитах смольнинской свиты и представлена переслаиванием глинистых и хлорит-серицитовых сланцев с пачками известняков, фосфато-кремнистых пород, железо-марганцевых кварцитов, магнетит-гематитовых и марганцевых руд (Геологическое строение СССР, 1968; и др.). Рудоносная свита, видимо, относится к венду — ее аналоги, выделяемые А. Ф. Шехоркиной в Спасском районе, согласно перекрываются прохоровской свитой с археоциатами алданского яруса нижнего кембрия (данные О. Г. Окуновой, 1968 г.).

Средне-верхнерифейские и вендские толщи Кэнтэйского, Ханкайского массивов и Хэсан-Ривонской зоны смяты в крутые складки и прорваны телами гранитов и трондьемитов. Среди нескольких калий-аргоновых определений возраста этих пород, которые, как правило, преуменьшены, имеются цифры 790 млн. лет (по данным Б. Л. Залищака, 1960 г.) и 1200 ± 30 млн. лет (Кропоткин, 1969), подтверждающие правильность отнесения прорываемых толщ к верхнему протерозою.

Описанному аналогичен разрез среднерифейско-вендских толщ юга советского Малого Хингана и Дуссе-Алиня. Зеленосланцевые самырская, акунская и телергинская свиты (5—5,8 км) отвечают дахэжжэньской, карбонатно-терригенные ниманская, дитурская и игинчинская — свите Суйфынхэ, а доломитовая мурандавская — смольнинской. В мурандавской свите найдены медузообразные отпечатки и остатки водорослей. Вышележащая рудоносная свита прорывается гранитами с возрастом 570—604 млн. лет, что подтверждает ее принадлежность к венду (Геологическое строение СССР, 1968).

В миогеосинклинальной Вознесенской зоне Ханкайского массива разрез обладает циклическим строением, обусловленным чередованием терригенных и карбонатных толщ. В породах *вознесенской серии* имеются находки археоциат и рифейских проблематик (данные Ю. С. Липкина, 1967 г., и О. Г. Окуневой, 1968 г.).

Осадки средне-верхнерифейского и вендского платформенного чехла Китайской платформы объединяются в *синийскую систему*, за стратотип которой принимается яньшаньский разрез Сино-Корейского массива (Келлер, Семихатов, 1968). В этом разрезе выделяются пять седиментационных циклов. Нижний из них начинается песчаниками Чанчэн, содержащими железорудные пласты и конгломераты (в основании), которые с угловым несогласием и размывом залегают на архейских образованиях.

Выше следуют углистые глины свиты Чуанлингоу. Цикл завершают кремнистые известняки низов свиты Дахунъюй. Последующие циклы имеют двучленное строение: песчаники Дахунъюй — известняки Гаоюйчжуан, красные глины Янчжуан — известняки Умишань, глины и песчаники Хуншуйчжуан — известняки Телин, песчаники и глинистые сланцы Сямалин — известняки Цзинэрьюй. Калий-аргоновые датировки глауконитов из песчаников Чэшаньгоу (провинция Хэбэй) и из пород, залегающих над железными рудами в уезде Минчи (провинция Хэнань), равны соответственно 1154 и 1162 млн. лет. Эти слои отвечают или свите Чуанлингоу (Келлер, Семихатов, 1968), или песчаникам Чанчэн. Возраст глауконита из свиты Гаоюйчжуан равен 1040 млн. лет. Наконец, для пород низов свиты Цзинэрьюй имеются значения возраста 873 и 890 млн. лет. Эти цифры свидетельствуют о том, что нижний, а возможно, и второй циклы отвечают среднему рифею, два последующих цикла являются верхнерифейскими, а верхний — соответствует венду. То обстоятельство, что в верхах известняков Цзинэрьюй содержится нижнекембрийская фауна, а в сланцах Сямалин — вендские микрофитофоссилии (Тимофеев, 1966), подтверждает радиоизотопные определения возраста. Однако цифры 873 и 890 млн. лет, которые вносили путаницу в представления о стратиграфии яньшаньского синяя, преувеличены, что, видимо, объясняется значительным содержанием в анализированных пробах глауконита, образовавшегося за счет более древних калиевых полевых шпатов.

Синийские отложения хребта Яньшань (до 5—10 км) формировались во внутриплатформенном прогибе (авлакогене), ориентированном в северо-восточном направлении. Его северо-западный край определялся крупным разломом (Ма Син-юань, Ю Чжень-дун, 1964). К северо-востоку от него, на севере Ляодунского полуострова, располагались два аналогичных прогиба меньших размеров.

В других районах Сино-Корейского массива маломощные синийские отложения построены проще и не обладают четкой цикличностью. Примером служит разрез на юге Ляодунского полуострова, где в их основании лежат песчаники Дяоюйтэй (0,1—0,2 км), внизу красноцветные и косослоистые, содержащие гематитовые прослои и трехгранную пустынную гальку (такая же галька содержится и в песчаниках Чанчэн). Выше залегают пестроцветные глинистые сланцы и мергели Наньфэн (100—120 м) и песчаники Цяотоу (120—750 м). Эти породы перекрыты или мергелями и известняками Усиншань (100—120 м), или пестроцветной свитой Канцзя (100—210 м), представленной кремнисто-терригенными отложениями с прослоями известняков. Возможно, что свиты Наньфэн и Цяотоу относятся к среднему рифею, а слои Усиншань и Канцзя — к верхам рифея и венду. На них лежит нижекембрийская свита Маньто (Региональная стратиграфия Китая, 1963). Не вполне понятно положение в разрезе серии Юннин (более 5,0 км), сложенной аркозами, гравелитовыми аркозами и конгломератами. Она несогласно залегает на породах аньшаньской серии и подстилает свиту Дяоюйтэй (Юй Цзянь-чжан и др., 1964). Считается, что эти обломочные отложения являются молассой, сформировавшейся при эрозии раннерифейских складчатых сооружений зоны Ляохэ. Если это так, то серия Юннин лежит в основании среднего рифея, что объясняет малые значения возраста низов синийской системы Яньшаня, которые лежат стратиграфически выше.

В разрезе Пхеннамской синеклизы свита Чикхён (1,0—4,5 км) перекрывает с угловым несогласием среднепротерозойские отложения. Она сложена двумя пачками кварцитов, чередующимися с двумя пачками филлитов, хлорит-серицитовых, мусковитовых и биотитовых сланцев, содержащих прослои мраморов. Согласно залегающая на ней свита Саданью (2—3 км) представлена доломитами и известняками с одной-двумя пачками филлитов. Свита Кухён (1,5—2,8 км) лежит на свите Саданью с разрывом. Она состоит из глинистых сланцев, переслаивающихся с кварцитами и линзами известняков, и с разрывом перекрыта отложениями нижнего кембрия. Отнесение разреза к среднему — верхнему рифею и венду подтверждается определениями строматолитов из свиты Саданью: среднерифейских *Baicalia* из средней части свиты и верхнерифейских *Jurusania cylindrica* Крыл. и *Inzeria nimbifera* Semikh. (Крылов, 1972). Последовательность слоев укладывается в один трансгрессивный цикл — от песчано-глинистых пород свиты Чикхён до карбонатных отложений свиты Саданью; отложения свиты Кухён относятся ко второму незавершенному циклу.

Верхнепротерозойские отложения Южного Китая отвечают верхним горизонтам стратотипического разреза синийской системы. Лучше всего они изучены на южных склонах хребта Циньлин. По современным представлениям (Лю Хун-юнь, Ша Цин-

ань, 1965), здесь развиты четыре свиты. Нижняя — свита Лянто (260 м) сложена песчаниками, глинистыми сланцами и туфами. Свита Наньто состоит из тиллитов, пестроцветных песчаников, глинистых сланцев и конгломератов. Мощность ее отложений (60—100 м) в провинции Гуйчжоу увеличивается до 300 м. Свита Доушаньто (200 м) представлена известняками и кремнистыми сланцами с прослоями песчаников. Разрез кончается свитой Дэнъин (0,3—0,7 км), образованной битуминозными известняками и доломитами со строматолитами. Калий-аргоновые определения возраста глауконитов из песчаников свиты Доушаньто показывают 620—670 млн. лет. На этом основании трем верхним свитам приписывается вендский возраст, а нижней — позднерифейский (Келлер, Семихатов, 1968). Размыв, с которым отложения нижнего кембрия перекрывают известняки Дэнъин, заставляет, однако, сомневаться в правильности выделения венда, поскольку в Восточной Азии отложения венда и нижнего кембрия обычно не разделены несогласиями. Аналогичный разрез синия наблюдается в провинциях Гуйчжоу, Цзянси и Аньхой.

В Кам-Юннаньской оси синийские отложения с размывом и угловым несогласием залегают на породах серии Кунъян. В основании здесь лежит свита Чэнцзян (1,3—2,1 км), сложенная аркозами и конгломератами, возможно, являющаяся самым нижним членом синийского разреза Южного Китая. Перекрывающая ее свита Нотоушань (0,4 км) состоит из песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с прослоями туфов и кремнистых пород. Она сопоставляется со свитой Лянто южного склона хребта Циньлин. Вышележащая свита Наньто (0—0,2 км) сложена тиллитами, которые местами выклиниваются. Мощность свиты Доушаньто 0,1—0,9 км. Свита Дэнъин сложена доломитами.

В целом синийские отложения Южного Китая отвечают верхней половине стратотипического разреза и скорее всего относятся к верхнему рифею. Китайские геологи придают большое значение изотопным датировкам гранитов, прорывающих серию Баньци. Так, значение 837 млн. лет, полученное для гранодиоритов Юлиншань, свидетельствует, по их мнению, о синийском возрасте верхов серии Баньци (Го Лин-чжи и др., 1965), с чем едва ли можно согласиться.

В Тихоокеанском складчатом обрамлении Китайской платформы аналоги синия выделяются условно. С почти полной уверенностью к верхнему протерозою относится серия Чаун-Маджи Северной Бирмы. Серия сложена кварцитами, филлитами и аркозами. Эти интенсивно складчатые породы с размывом и угловым несогласием перекрыты мощной вулканогенно-осадочной толщей с ордовикской фауной (Стратиграфический справочник. Вьетнам..., 1960).

Породы серии Чаун-Маджи, протягиваясь полосой на северо-восток, выходят на территорию Китая, где они выделяются как

серия Гаолань (до 3,0 км). Филлиты, кварциты и прослои известняков этой серии с угловым несогласием перекрываются верхнекембрийской свитой Баошань (Региональная стратиграфия Китая, 1963).

Аналогами серии Чаун-Маджи считаются метаморфические терригенные серии Моучи, Мергуи, Таунньо, Пукет, обнаженные в субмеридионально вытянутой полосе, которая тянется вдоль Бирманской метаморфической зоны и далее на юг по западному побережью Малакки (Стратиграфический справочник. Вьетнам..., 1960; Стратиграфический справочник. Индия..., 1960; Постельников и др., 1964; Кудрявцев и др., 1969; и др.). Найденные в серии Пукет проблематичные ископаемые, похожие на *Eophyton*, указывают на кембрийский возраст какой-то ее части. Установлено, что она перекрыта известняками ордовика, а взаимоотношения между верхнекембрийской формацией Терутау и серией Пукет неизвестны.

Если возраст серий Чаун-Маджи и Гаолань можно считать позднепротерозойским, то в разрезе ее аналогов, по-видимому, принимают участие и кембрийские отложения. В ряде районов, где осадки рассмотренных толщ превращены в кристаллические сланцы, они неотчленимы от метаморфид Бирманской зоны.

Едва ли можно сомневаться, что хотя бы нижние горизонты упомянутых образований являются верхнепротерозойскими. Это типичные геосинклинальные терригенные толщи многокилометровой мощности, иногда имеющие флишоидное строение (серия Моучи). Местами в них встречаются известняки и конгломераты. Кислые и основные вулканогенные породы в их составе редки, а древний возраст прорывающих кислых интрузий и силлов основных пород не установлен. Сжатые крутые складки субмеридионального направления характерны для структур, сложенных сериями Мергуи и ее аналогами, а складки того же типа в отложениях серии Чаун-Маджи отличаются изменчивыми простираниями.

Галька из конгломератов описанного комплекса, представленная гранитами, кристаллическими сланцами и кварцитами, свидетельствует о размыве древней метаморфической толщи кислого состава. Возможно, что породы этой толщи слагали салический субстрат, на котором развивалась позднепротерозойская геосинклинальная область (см. рис. 3).

Гораздо менее обосновано выделение верхнепротерозойских образований на Зондских островах. На Филиппинах к верхнему докембрию, возможно, относится часть метаморфизованных доюрских отложений, выделяемых под названием «комплекс основания» (Geological map of the Philippines, 1963). В его состав входят амфиболиты, кварц-полевошпатовые, слюдяные и хлоритовые кристаллические сланцы, филлиты и, местами, гнейсы, часто с пачками мраморов и кварцитов. Породы комплекса прорваны перидотитами, габбро и диоритами и смяты в широкие открытые

складки, среди которых местами расположены узкие зоны сжатых линейных складок, осложненных взбросами. Комплекс основания распространен достаточно широко (см. рис. 1). Для некоторых из составляющих его пород возможен палеозойский, мезозойский и даже третичный возраст (Швольман, 1964). Недавняя находка фауны верхнего карбона увеличила возможность обнаружения и более древних образований.

Метаморфические породы Индонезии включают филлиты, слюдяные, филлитовые, графитовые кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсы, имеющие различное стратиграфическое положение. Особенно сомнителен возраст филлитов, так как они встречаются во всех отложениях — вплоть до эоценовых. Самые древние филлитовые толщи являются доверхнетриасовыми или домезозойскими. Наиболее молодые из кристаллических сланцев относятся к мелу (на о. Ява), а полиметаморфические кристаллические сланцы о. Серам древнее, чем толща филлитов допозднетриасового, по-видимому, позднепалеозойского возраста. Докарбоновыми считаются кристаллические сланцы и гнейсы центрального Калимантана и некоторые граниты Суматры (Ван Беммелен, 1957; Архипов, 1964).

Хотя прямые указания на присутствие докембрия среди метаморфических пород Индонезии отсутствуют, не исключено, что часть их все же имеет докембрийский возраст. Правомочность такого предположения подтверждается увеличением числа радиоизотопных определений докембрийского возраста минералов и пород из других отрезков внутренних зон Тихоокеанского пояса (Япония, Новая Зеландия) и все новыми находками палеозойских отложений в островных дугах, иногда содержащих гальку более древних метаморфических пород.

К метаморфическим образованиям Филиппин и Индонезии близки породы, слагающие фундамент о. Яп (Каролинские острова). К ним относятся амфиболовые и актинолитовые сланцы, амфиболиты и зеленые сланцы, прорванные диоритами, лейкократовыми гранитами, габбро, норитами и перидотитами. Судя по составу гальки миоценовых конгломератов, в строении фундамента участвуют также пироксениты, серпентиниты, граниты, сиениты, кварциты и известняки (Тауата, 1935).

На Тайване метаморфический комплекс обнажается в ядре Тайваньского антиклинория. К нему относятся серицит-графитовые, кварцевые и хлоритовые сланцы, кристаллические известняки и основные метаэффузивы. Комплекс прорван гранитами, смят в сжатые линейные складки, осложненные взбросами, и несогласно перекрыт слабо метаморфизованными, условно меловыми обломочными породами (Основы тектоники Китая, 1962). Палеозойско-мезозойский возраст, приписываемый комплексу, ничем не обоснован.

Гораздо больше материала по спорному вопросу о присутствии докембрия во внутренних зонах Тихоокеанского пояса дают

метаморфические породы и палеозойские отложения Японии, древнейшие из которых относятся к силуру. Местами они (группа Оканаро) несогласно перекрывают граниты интрузивного комплекса Митаки, который прорывает архейские (?) породы Тэрано. В конгломератах Оканаро содержатся гальки трондьемитов, письменных гранитов, серицит-биотит-альбит-кварцевых кристаллических сланцев и биотитовых гнейсов, которые являются, таким образом, досилурийскими, а в связи с отсутствием в Японии ордовика и кембрия, вероятно, позднедокембрийскими (Геологическое развитие Японских островов, 1968). В пользу этого предположения говорит и то, что до своего размыва породы были метаморфизованы, и, следовательно, осадки сформировались еще раньше. Судя по тому, что аналогичные породы, в частности трондьемиты, распространены в зоне Рёкэ, расположенной недалеко, по крайней мере часть метаморфических образований этой зоны относится к верхнему докембрию. Рубидий-стронциевые датировки метаморфических и магматических пород «внешней зоны» юго-западной Японии (407—448 млн. лет), учитывая, что в ней проявлены процессы омоложения, близки к последним фазам байкальского этапа (Matsumoto et al., 1968).

Близка геологическая обстановка также в зоне Абукума. В зоне Хидака внедрения трондьемитов, интрузии которых широко распространены в складчатых байкальских зонах Восточной Азии, возможно также происходили в конце протерозоя.

Следует остановиться на вопросе о присутствии глыб метаморфических пород в серпентинитах и в других ультраосновных и основных породах. На юге п-ова Босо такие ксенолиты, размерами до 20 м, сложены роговообманково-олигоклаз-эпидот-кварцевыми, гранат-гематит-кварцевыми и биотит-мусковит-хлорит-микроклин-олигоклаз-кварцевыми кристаллическими сланцами (Kanehira et al., 1968). Возраст гранитоидов (калий-аргоновый метод) из даек, приуроченных исключительно к массивам серпентинитов, равен 424 млн. лет (Kawano et al., 1969). Предполагается, что те и другие породы были выжаты с больших глубин, где они входили в состав комплекса основания.

Приведенные факты подтверждают присутствие верхнего докембрия в Японии. Однако отчленение этих образований как от более древних, так и от более молодых метаморфических толщ пока невозможно. Выходы подобных пород распространены по всей Японии от Хоккайдо до Кюсю и местами встречаются на островах Рюкю.

Верхний докембрий Индийской платформы

К верхнему протерозою в Индии относятся многоэосинклинальная система Дели, толщи прогибов промежуточного типа (система Куддапах) и осадки платформенного чехла системы Виндхья.

К нижнему рифею относится система Куддапах (до 6,2 км),

которая сложена ритмично чередующимися кварцитами и глинистыми сланцами, содержащими, особенно в нижнем цикле (серия Папагни), прослой и пачка известняков. В серии Чейяр (второй цикл) залегают многочисленные пластовые тела долеритов и базальтов. Возраст галенитов из прожилок в серии Налламалай (третий цикл) определен методом обыкновенного свинца и равен 1400, 1460 и 1470 млн. лет (Тугаринов и др., 1965). Верхи системы выделены в серию Кистна. Все серии разделены небольшими несогласиями.

Система Куддапах с угловым несогласием и конгломератами в основании лежит на породах группы Дхарвар и с угловым несогласием перекрывается отложениями чехла (серия Карнул). Породы заметно нарушены близ крупного разлома, ограничивающего прогиб Куддапах с востока. Аналогами системы считаются серии Пакхал и др. (Кришнан, 1954; Pichamuthu, 1967). Возраст глауконита (по калий-аргону) из пород серии Пакхал равен 1330 ± 40 млн. лет (Тугаринов и др., 1965).

Лучше всего изучена система Виндхья (1—6 км), залегающая с угловым несогласием на биджаварских кварцитах, породах системы Дели или на древнейших гнейсах. Она состоит из четырех серий. Нижняя — серия Семри (0,1—1 км), начинающаяся конгломератами, представлена известняками и песчаноглинистыми морскими осадками, образующими два трансгрессивных цикла. Серии Каймур (0,2—1,0 км) и Рева (0,2—3 км), каждая из которых имеет в основании конгломераты, сложены пачками перемежающихся песчаников, аргиллитов, реже алевролитов, часто косослоистых и красноцветных, со следами ряби, капель дождя, трещинами усыхания и с прослоями гипса. Лежащая выше с размывом серия Бхандер (0,5—1 км) аналогична по составу, причем ее низы построены циклично (конгломераты, сланцы, известняки).

Для пород системы Виндхья имеется ряд радиоизотопных определений возраста: по глауконитам из серии Семри — 1050—1170 \pm 35 млн. лет, из серии Каймур — 890 \pm 30 и 970 \pm 35 млн. лет, по флогопиту из кимберлитоподобной породы, прорывающей серию Каймур, — 1130 \pm 20 млн. лет (Тугаринов и др., 1965). Приводимые А. И. Тугариновым и его соавторами (1965) цифры 1470 \pm 40 и 1390 \pm 40 млн. лет характеризуют возраст точнее не привязанных горизонтов, соответствующих скорее всего низам серии Семри, и, следовательно, могут указывать на разновозрастность системы Куддапах и низов системы Виндхья. Датировки из серии Семри свидетельствуют о ее среднерифейском возрасте, а из серии Каймур — о позднерифейском. Возможно, что в известняках серии Бхандер были собраны онколиты и катаграфии вендского комплекса, определенные З. А. Журавлевой (Келлер, Семихатов, 1968). Главная часть системы Виндхья имеет среднерифейский — вендский возраст, а верхи серии Бхандер, может быть, относятся к кембрию.

Миогеосинклинальные толщи системы Дели разделяются на две серии. Нижняя — серия Альвар (3,0—3,5 км) сложена конгломератами, гравелитами, аркозами и кварцитами, к которым местами присоединяются известняки. Она несогласно перекрывает древнейшие породы в том числе среднедокембрийские (?) известняки Райяло. Серия Аджабгар (1,5 км) представлена внизу филлитами и биотитовыми сланцами, затем известковыми сланцами и известняками, а сверху кальцифирами и известковистыми гнейсами. Все породы смяты в сжатые линейные складки, часто сильно метаморфизованы, содержат силлы основных пород, превращенных в эпидиориты и роговообманковые сланцы, и прорваны гранитами Эринпура. Они несогласно перекрыты серией Малани, сложенной кислыми лавами, фельзитами, стекловатыми риолитами, туфами и туфобрекчиями, которые, в свою очередь, несогласно перекрыты породами системы Виндхья (Кришнан, 1954; Pichamuthu, 1967). Последнее обстоятельство указывает на довиндхийский возраст системы Дели, которую можно считать возрастным аналогом системы Куддапах. Возраст уранита и монацита из пегматитов, связанных с гранитами Эринпура (725 и 610 млн. лет соответственно), отвечает времени магматических проявлений, но не осадконакопления. Однако не исключено, что верхние горизонты системы Дели отвечают низам системы Виндхья.

Общие особенности позднего докембрия

В верхнем протерозое Восточной Азии выделяются два типа разрезов. Первый характеризуется большей или меньшей непрерывностью осадконакопления, которое продолжалось со среднего, а местами с раннего протерозоя (чехол и, возможно, миогеосинклинальные прогибы Сибирской платформы, верхний докембрий Монголо-Охотской области). Такой же характер седиментации, судя по разрезу Камчатки, был свойствен эвгеосинклинальной области внутренних зон Тихоокеанского пояса. Второй тип разреза присущ чехлу и подвижным прогибам Китайской и, вероятно, Индийской платформ, а также геосинклиналям Северо-Восточного выступа Китайской платформы, где нижний рифей структурно самостоятелен или связан со средним протерозоем. В зонах со вторым типом разреза в раннем рифее или продолжалось развитие, начавшееся в среднем докембрии (зона Хуто), или происходило заложение подвижных прогибов (прогиб Куддапах, рудиментарные геосинклинали). Раннерифейские рудиментарные геосинклинали заметно отличались от геосинклиналей неогей примитивным строением.

Собственно геосинклинальные образования первого (рифей — венд) и второго типов (средний рифей — венд) структурно не отличались от геосинклиналей фанерозоя, обладая только особен-

ностями формационного состава: развитием железорудных и марганценосных пачек, доломитов и толщ, обогащенных углеродом.

К концу позднего докембрия уже отчетливо намечился современный структурный план Восточной Азии.

РАЗВИТИЕ АЗИАТСКОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА В ДОКЕМБРИИ

Катархейский этап развития коры Восточной Азии более или менее уверенно распознается только на юге Сибирской платформы, где ему отвечает время развития однослойной, структурно недифференцированной базальтовой коры. В раннем архее повсеместно шло становление «гранитного» слоя. Данные по Сибирской платформе и Северо-Восточному выступу Китайской платформы позволяют думать, что в это время началась структурная и вещественная дифференциация коры на гранитные ядра и окаймляющие их относительно более базитовые «петли». Мощная гранитизация в конце раннего архея привела к образованию первых эоплатформ (термин В. Е. Хаина), которые сохранили значительную мобильность: внутри них развивались подвижные зоны, не столь отличавшиеся от обрамляющих эогeosинклиналей. Складчатость и гранитизация конца архея спаяли отдельные ядра и сформировали огромный эпипархейский кратон, который охватил большую часть материковой Восточной Азии. В среднем протерозое произошло, видимо унаследованно, его расчленение на протоплатформы (преимущественно на раннеархейском основании) и внутриплатформенные протогeosинклинали (на позднеархейском основании). По-видимому, в это же время, частично на коре океанического типа, возникла огромная эвгeosинклинальная область, в пределах которой впоследствии унаследованно развивались позднедокембрийские и фанерозойские геосинклинали северо-запада Тихоокеанского кольца. Унаследованно на позднеархейских структурах заложились также Монголо-Охотская и Циньлинская геосинклинальные системы, которые продолжали свое развитие в позднем протерозое и фанерозое.

Позднепротерозойская структура Востока Азии предопределила его последующую структурную эволюцию.

Северо-Американский сектор Тихоокеанского подвижного пояса включает складчатую систему Кордильер и окраины примыкающей к ней с запада Северо-Американской платформы. Прилегающая к Кордильерам часть платформы, именуемая Великими Равнинами, представляет собой плиту, докембрийский фундамент которой погребен под полого залегающими отложениями фанерозоя. Далее к северо-востоку простирается Канадский щит, на огромной эрозионной поверхности которого обнажены докембрийские породы. Докембрийские образования и взаимоотношения между ними изучены на щите гораздо полнее, чем в фрагментарных выходах докембрия в пределах складчатой системы Кордильер. Поэтому расчленение докембрия в Кордильерах в значительной мере основывается на сравнении его отложений с породами Канадского щита.

На большей части Канадского щита докембрий представлен плутоническими образованиями — гранитоидами и сильно гранитизированными, преобразованными в гнейсы и крупнокристаллические сланцы породами. Слабо метаморфизованные и неметаморфизованные толщи с отчетливыми признаками поверхностного — осадочного или вулканогенного — происхождения отчасти выступают в качестве реликтов, сохранившихся в виде разных по размерам участков среди плутонических пород, отчасти имеют более молодой возраст и залегают на плутонических породах в виде покровов. Естественно, что реликтовые образования характеризуются в целом большей дислоцированностью и более сильным метаморфизмом. Эти признаки уже в конце прошлого столетия были положены в основу выделения на Канадском щите отложений архея и протерозоя, разделенных крупным несогласием. Наличие этого «главного несогласия» было установлено в разных частях щита и за его пределами, однако не было уверенности в синхронности его проявлений в удаленных друг от друга районах и, следовательно, в возможности возрастной корреляции выделяемых комплексов.

Разные части Канадского щита существенно различаются по геологическому строению, что дает основание для структурного расчленения щита на ряд самостоятельных провинций:

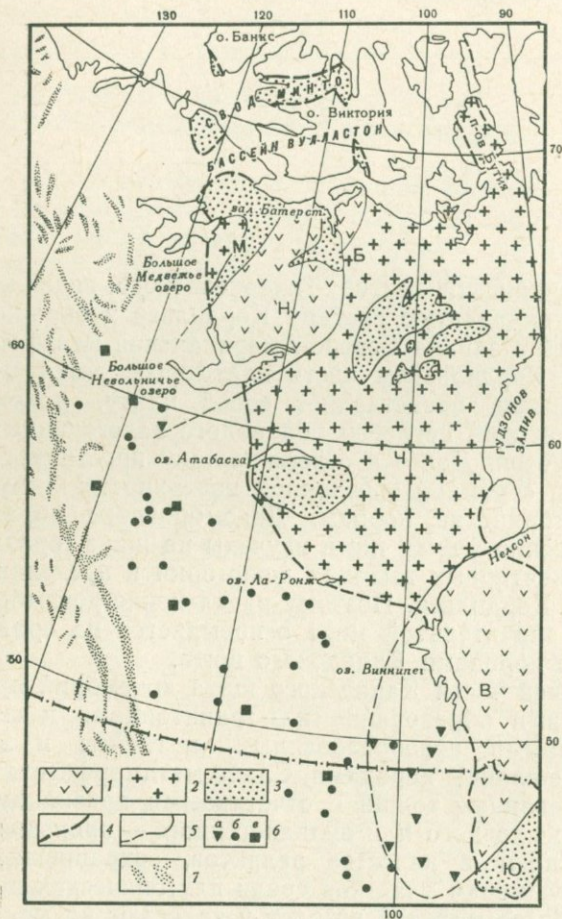


Рис. 7. Северо-западная часть Северо-Американской платформы (Stockwell, 1965; Burwash et al., 1966; Ziegler, 1967; Hills et al., 1968)

1 — преимущественно вулканогенно-терригенные толщи, их метаморфические аналоги и гранитоиды в архейских провинциях Канадского щита; 2 — преимущественно терригенные толщи, их метаморфические аналоги и гранитоиды в протерозойских провинциях щита; 3 — слабо дислоцированные неметаморфизованные протерозойские толщи; 4 — граница распространения фанерозойских отложений чехла на платформе; 5 — границы провинций; 6 — изотопные определения возраста пород фундамента под платформенным чехлом: а — более 2000, б — от 2000 до 1600, в — менее 1600 млн. лет; 7 — складчатый пояс Кордильер. Главнейшие провинции и субпровинции Канадского щита: Ю — Южная; В — оз. Верхнего; Ч — Черчилл; А — оз. Атабаска; Н — Большого Невольничьего озера; Б — Батерст; М — Большого Медвежьего озера

(Stockwell, 1965; Tectonic map of Canada, 1969). На западе щита выделены три провинции (рис. 7): Черчилл, Большого Невольничьего озера (Слейв) и Большого Медвежьего озера (Бэр). На юге Канадского щита расположены провинции оз. Верхнего (Сьюпириор) и Южная. Установленное на юге щита главное несогласие служит границей между отложениями архея и протерозоя. Возраст метаморфизма и гранитизации архейского фундамента превышает 2500 млн. лет. Фундамент характеризуется по меньшей мере двухъярусным строением: под его верхним структурным ярусом, сложенным главным образом зеленокаменными вулканогенными и в меньшей мере обломочными породами, залегают нижний структурный ярус, представленный гнейсами и гранулитами с возрастом не менее 3200—3500 млн. лет. Такой же состав и возраст имеет фундамент провинции Большого Невольничьего озера. В провинциях Черчилл и Большого Медвежьего озера возраст фундамента более молодой — 1600—1700 млн. лет. Фундамент здесь имеет трехъярусное строение и, помимо образований архея, включает породы протерозоя. В канадской геологической литературе эти образования с возрастом более 1700 млн. лет относятся к нижнему протерозою, или афебию (Stockwell, 1965); в принятой же в настоящей работе номенклатуре они рассматриваются как нижне- и среднепротерозойские. Завершившую их формирование складчатость называют гудзонской, и цифры 1600—1700 млн. лет относят именно к ней.

Некоторые авторы (Gilluly, 1966), однако, полагают, что эти цифры не обязательно следует связывать с процессами складчатости, что они с большим основанием могут быть отнесены к более поздним процессам окончательной консолидации и поднятия региона, охватывавшим одновременно обширные пространства. Предшествующие же им явления деформации и формирования плутонических образований, несмотря на одинаковый изотопный возраст пород, могут оказаться неодновременными и сильно растянутыми во времени.

Подобный подход определяет роль радиогеохронологических данных для корреляции геологических событий. Массовые (главным образом калий-аргоновые) определения возраста по плутоническим породам фундамента дают статистические максимумы, которые падают на периоды консолидации и региональных вздыманий, выведивших очень крупные структуры из состояния плутонической активности, после чего ход радиоактивных «часов» уже не нарушался. В истории западной части Канадского щита может быть намечено два таких периода, служащих важнейшими реперами для возрастного расчленения пород: постархейский (кеноранский) и постсреднепротерозойский (гудзонский). Именно они положены в основу выделения охарактеризованных выше структурных провинций. Возрастные соотношения пород фундамента внутри провинций могут быть определены

главным образом лишь геологическими методами. С определенными ограничениями используются и данные изотопного определения возраста (главным образом рубидий-стронциевые и уран-торий-свинцовые методы, которыми во многих случаях удается зафиксировать реликтовые соотношения изотопов); при этом, учитывая постоянную тенденцию цифр к омоложению, предпочтение отдается наибольшим цифрам. Таким путем, например, удается расчленить породы древнейших кеноранских провинций на нижне- и верхнеархейские, а также выделить образования этого возраста в более молодых, гудзонских, провинциях. Подобные задачи, однако, решаются с трудом и лишь предположительно. Наконец, для датирования суперкрупных пород покрова, не подвергшихся влиянию плутонических процессов на сколько-нибудь обширных пространствах, так же как и для постскладчатых интрузий, с успехом используются индивидуальные изотопные определения.

Составленная на основе указанных принципов схема расчленения пород Канадского щита дана в табл. 2.

На западе Северо-Американской платформы поверхность фундамента полого погружается под палеозойские и более молодые отложения чехла, мощность которого невелика и обычно не превышает 3 км. На юге (рис. 8) она круто уходит под породы палеозоя складчатой системы Уошито и ее северо-западного ответвления — Уичито (Flawn, 1967; Muehlberger et al., 1967).

Породы фундамента хорошо изучены благодаря многочисленным скважинам и детальным геофизическим исследованиям. В западной части Канады погребенные склоны щита сложены метаморфическими и изверженными породами с изотопным возрастом 2000—1600 млн. лет, подобными породам провинции Черчилл, на непосредственном продолжении которой они распространены (см. рис. 7). Южнее, на продолжении провинции оз. Верхнего, кристаллические сланцы и гранитоиды имеют возраст более 2000 млн. лет. На юге же Великих Равнин (рис. 8) фундамент сложен кристаллическими породами, изотопный возраст которых оказывается меньше 1400—1500 млн. лет; эти породы образуют особую провинцию, которая не имеет аналога на щите. Здесь широко распространены гнейсы и кристаллические сланцы ранне- и среднедокембрийского возраста, переработанные и омоложенные под влиянием позднедокембрийских процессов, о чем свидетельствует наличие «реликтовых» датировок радиогеологического возраста (1800—1600 млн. лет) в пределах широкой зоны на севере данной провинции. Изотопное «омоложение» этих пород ясно связано с магматической активизацией региона в рифее, которая проявилась во внедрении постскладчатых гранитов и в излияниях кислых лав.

Докембрийские комплексы распространены в Кордильерах, которые представляют собой огромный горный пояс, широкой полосой окаймляющий континент с запада. Ф. Б. Кинг (1969)

Схема расчленения и корреляции докембрия западной части Канадского щита

Стратиграфические подразделения	Юг провинции Черчилл	Субпровинция Телон	Субпровинция Ист-Арм	Провинция Большого Невольничьего озера	Субпровинция Батерст	Провинция Большого Медвежьего озера	П-ов Бутия, острова Виктория, Банкс, Сомерсет
Средний и верхний (?) рифей						К о п п е р м а й н	Наткусиак
Нижний рифей	Атабаска	Дубонт (верхняя часть)	Эт-Тен			Х о р и б и - Б е й	Шейлер
Средний протерозой	Мартин	Дубонт (нижняя часть)	Грейт-Слейв		Г о у л б е р н	Эпуорт, Снер	
Нижний протерозой	Ноначо, Биверлодж, Мисси и их аналоги	Хервиц	Юнион-Айленд			Камерон-Бей Эхо-Бей	
Верхний архей	Тазин и другие вулканогенно-осадочные и кристаллические породы	Гнейсы и кристаллические сланцы	Уилсон-Айленд	Йеллоунайф			Кварциты, гнейсы
Нижний архей	Гранулиты и другие кристаллические породы	?	Кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты				Гранулиты

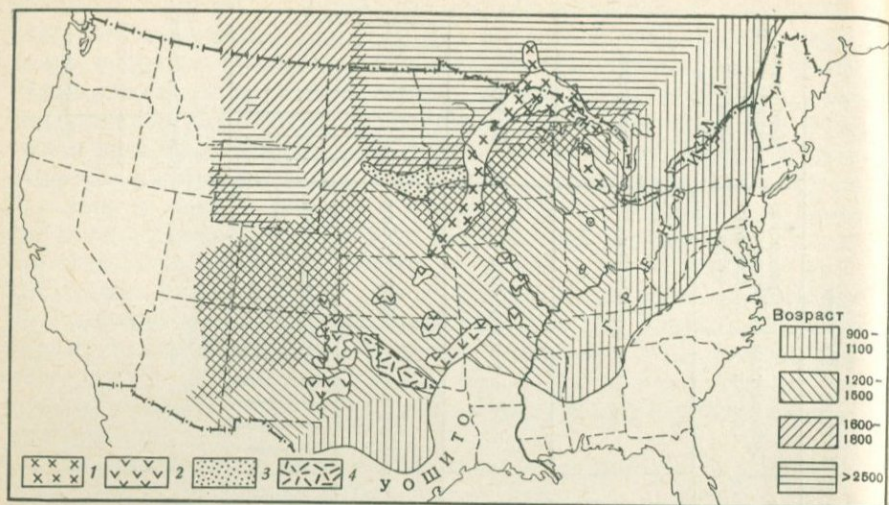


Рис. 8. Изотопный возраст кристаллических пород фундамента в США (Goldich et al., 1966)

Возраст дан в млн. лет. Перекрещивающейся штриховкой показаны территории, где разновозрастные события перекрывают друг друга. Докембрийские покровы на кристаллических породах фундамента: 1 — базальты серии Кивино; 2 — кислые эффузивы; 3 — кварциты Су; 4 — отложения складчатой системы Уичито

выделил в его пределах три главных сегмента, резко различных по строению: Северные, Центральные и Южные Кордильеры. Границы между сегментами примерно совпадают с северной и южной границами Соединенных Штатов. Строение докембрийских комплексов и их место и роль в структуре региона изменяются по простиранию Кордильер от сегмента к сегменту, точно так же как и вкрест их простирания при переходе от одной структурной зоны к другой.

Северные Кордильеры состоят из трех структурных зон. Крайнюю с востока образуют Северные Скалистые горы Канады и хребет Брукса Аляски, сложенные складчатыми, но неметаморфизованными миогеосинклинальными комплексами палеозоя и мезозоя, а также подстилающего их верхнего докембрия. Во внутренней зоне плато и низменностей вскрыты глубинные уровни той же миогеосинклинали. Развитые здесь верхнедокембрийские и более молодые отложения зачастую интенсивно метаморфизованы; возможно, что здесь обнажены также образования доорифейского кристаллического фундамента. Западную зону составляют Береговые хребты; это зона эвгеосинклинали, в пределах которой расчленение домезозойских пород и выделение из их состава докембрийских отложений можно произвести лишь приближенно и только на отдельных участках.

Рис. 9. Основные структурные элементы Центральных Кордильер (Кинг, 1969)

- 1 — восточная граница геосинклинальной области;
- 2 — третичные вулканические образования;
- 3 — гранитные интрузии;
- 4 — зоны сочленения Центральных Кордильер с Северными и Южными;
- 5 — складки в пределах платформы перед фронтом геосинклинали Кордильер.

Буквы на схеме:

Б — Большой Бассейн;

К — плато Колорадо. Главнейшие гранитные массивы в прибрежной зоне;

КЛ — Кламатский;

СН — Сьерра-Невадский;

ЮК — Южно-Калифорнийский.

СЛ — выходы гранулитов в хребте Санта-Луиса

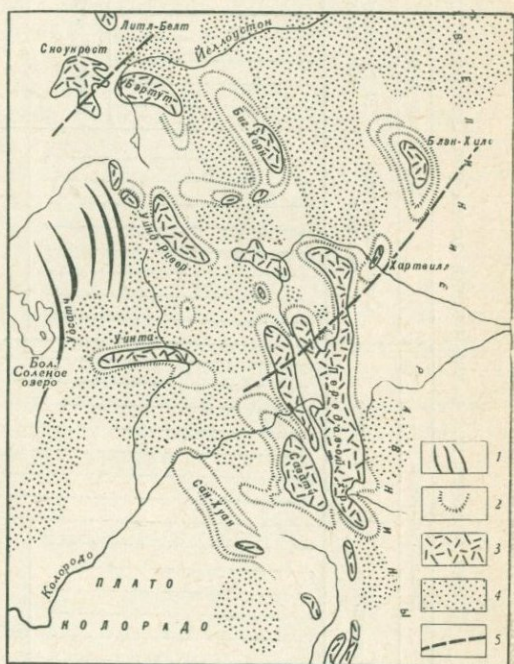
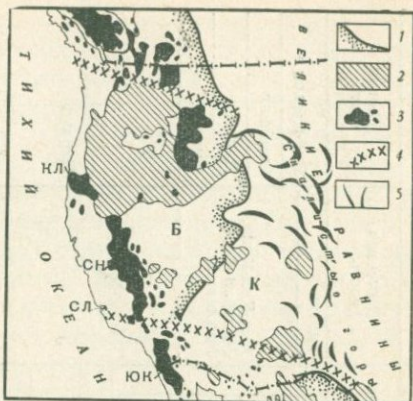


Рис. 10. Центральные и Южные Скалистые горы (Кинг, 1961)

- 1 — складки и тектонические блоки в геосинклинальных осадках;
- 2 — контуры поднятий;
- 3 — выходы пород докембрийского основания;
- 4 — бассейны, выполненные кайнозойскими осадками;
- 5 — границы архейской провинции Северных Скалистых гор

Перечисленные зоны прослеживаются в Центральные Кордильеры, однако строение их здесь существенно иное (рис. 9). Прилегающая к платформе зона Центральных и Южных Скалистых гор представляет собой область молодых (мезозойско-кайнозойских) интенсивных дислокаций докембрийского фундамента. в результате которых его поверхность была сильно расчленена — опущена и погребена во впадинах (бассейнах — по

Таблица 3

Схема расчленения и корреляции докембрия Центральных Кордильер

Стратиграфические подразделения	Скалистые горы		Плато Колорадо		Большой Бассейн	
	Центральные	Южные	Северо-восточная окраина	Центр и юго-восточная окраина	Восточная часть	Южная часть
Нижний кембрий					Тинтик	Буд-Каньон
Венд					Мак-Кой-Крик, Минерал-Форк Мьютьюал	Стерлинг
Верхний рифей					?	Джонни
Средний рифей				Апаче, Гранд-Каньон	?	Нундей
Нижний рифей	Уинта-Маунтин				?	Парамп
Средний и нижний протерозой	Сланцы в горах Медисин-Боу, Ларамии, Хартвилл, Блэк-Хилс (?)	Кол-Крик (?)	Анкомпагре, Эрнинг и другие сланцы гор Сан-Хуан		Мазатцал (?)	Биг Коттонвуд
Верхний архей	Ред-Крик, сланцы гор Уинд-Ривер и другие	Айдахо-Спрингс, Суондайк и др.	?	Пинал, Явапай, Вишну	Грин-Крик	Гнейсы и кристаллические сланцы
Нижний архей	Гранулиты гор Бэртут, Биг-Хорн, Сноукрест и др.	?	?	Фармингтон-Каньон, Сербат	?	?

американской терминологии) и резко приподнята и эродирована в сводообразных поднятиях — хребтах (рис. 10). Докембрий представлен кристаллическими породами, изотопный возраст которых в Центральных Скалистых горах составляет более 2500 млн. лет, а в Южных — 1800 млн. лет и менее. Внутренняя зона плато и низменностей имеет в Центральных Кордильерах большую ширину и разделяется на две крупные структуры. Восточная из них — плато Колорадо — представляет собой остаточный массив, кристаллический цоколь которого обычно скрыт под платформенными отложениями рифея и фанерозоя и обнажен лишь в глубоких каньонах, а также в приподнятых окраинных частях плато. Западнее плато Колорадо проходит граница Кордильерской геосинклинали, и расположенные здесь структуры Большого Бассейна принадлежат к ее миогеосинклинальной зоне. В основании складчатых сооружений здесь обнажены геосинклинальные толщи рифея и, местами, образования кристаллического дорифейского фундамента. Схема сопоставления докембрийских образований в перечисленных структурных зонах представлена в табл. 3. В прибрежной эвгеосинклинальной зоне, сложенной мощными, отчасти метаморфизованными отложениями, породы докембрия в их составе не выделены. В наиболее глубоко эродированных гранитных хребтах Сьерра-Невада и Кламат некоторые кристаллические породы, видимо, имеют докембрийский возраст, но прямых доказательств этого нет.

Докембрий Южных Кордильер изучен значительно хуже. Строение их во многом напоминает строение Северных Кордильер. Как и там, в восточной миогеосинклинальной зоне отложения фанерозоя здесь подстилаются позднедокембрийскими породами. Во внутренней, более эродированной, зоне наряду с породами позднего докембрия выделяются образования дорифейского фундамента. Наконец, на западе, в эвгеосинклинальной зоне, отложения докембрия неизвестны.

НИЖНИЙ ДОКЕМБРИЙ (АРХЕЙ)

На Канадском щите к нижнему архею относятся глубоко метаморфизованные образования, более древние, чем серия Киватин или ее аналоги. В провинции оз. Верхнего, в частности, это гнейсы Миннесоты, возраст которых определен в 3500—3550 млн. лет (Catanzaro, 1963). Очень древние — свыше 3300 млн. лет — цифры были получены также по гнейсам, прослеживающимся юго-восточнее оз. Виннипег (Дэвис, Олдрич, 1954). По-видимому, к нижнему архею относятся все известные в провинции оз. Верхнего гнейсы гранулитовой фации, отделенные от верхнеархейских образований резким скачком в степени метаморфизма.

В провинции Большого Невольничьего озера породы докиватинского возраста открыты недавно в ее западной части (Vos-

tock, 1967), где гнейсы, кварциты и гранитоиды подстилают зеленокаменные породы и содержатся в гальке конгломератов верхнего архея.

В провинции Черчилл к нижнему архею могут быть отнесены породы, метаморфизованные в гранулитовой фации. Они имеются, например, севернее оз. Атабаска (Ваг, 1968), где развиты лейкократовые, богатые кварцем (местами до 80%) гранатовые и пироксеновые гнейсы с подчиненными пироксен-плагиоклазовыми сланцами, гранат-силлиманитовыми гнейсами и железистыми породами. В них почти нет гранитов, тогда как окружающие их верхнеархейские гнейсы амфиболитовой фации интенсивно гранитизированы и содержат крупные гранитные плутоны. Простираются складки в гранулитах северо-западные и широтные, а в верхнеархейских гнейсах — северо-восточные. Структурные элементы северо-восточного направления имеются также в гранулитах, но в них они возникли при повторном наложении метаморфизма и гранитизации в условиях амфиболитовой фации. Юго-восточнее впадины Атабаска преобладают породы амфиболитовой фации, но встречаются и выходы гиперстеновых амфиболитов и чарнокитов с возрастом (изохронный метод) 2700 млн. лет (Money, 1968). Крупные выходы гранулитов находятся западнее Гудзонова залива, причем здесь было обнаружено присутствие этих пород в гальке верхнеархейских конгломератов (Davison, 1966). Кроме того, гранулиты широко распространены на северном побережье Канады, в частности к востоку от залива Батерст, на п-ове Бутия и на о. Сомерсет (Blackadar, 1967).

По-видимому, во многих случаях нижнеархейские породы метаморфизованы не столь интенсивно — в амфиболитовой фации, и тогда их отделение от верхнего архея становится затруднительным. Оно проводится с большей или меньшей уверенностью лишь там, где прилегающие верхнеархейские толщи метаморфизованы еще слабее, так что имеет место скачок в степени метаморфизма. Такая ситуация наблюдается, например, в субпровинции Ист-Арм, где наряду со слабо метаморфизованными верхнеархейскими отложениями развит резко отличный от них комплекс гнейсов, амфиболитов, мраморов, мигматитов и гранитных пород (Reinhardt, 1967, 1969).

На западе Канадского щита верхний архей наиболее уверенно выделяется в древнейших провинциях оз. Верхнего и Большого Невольничьего озера. Обе они сложены гранитоидами и гнейсами, среди которых обширные, но меньшие пространства заняты суперкрупными толщами вулканического и осадочного происхождения. Преобладают метавулканиты — зеленокаменные породы, образовавшиеся по базальтам, андезитам, туфам и агломератам с подчиненными кислыми породами; меньшую роль играют метаосадки. Все эти толщи интенсивно дислоцированы и в той или иной мере метаморфизованы.

В провинции оз. Верхнего архейские суперкрупные породы разделяются на два резко различных комплекса (Семихатов, 1964). В составе нижнего комплекса преобладают метавулканиды, объединенные в мощную (7—11 км) серию Киватин. Верхний комплекс представлен серией Тимискаминг (3—4 км), сложенной в основном граувакками и конгломератами, выполняющими узкие приразломные трюги. Алгоманские граниты, прорывающие обе серии, имеют возраст 2500—2700 млн. лет. Изотопный анализ свинца из сульфидных руд провинции оз. Верхнего свидетельствует о гораздо более древнем (около 3250 млн. лет) возрасте первичной минерализации и, соответственно, вмещающих руд архейских серий Киватин и Тимискаминг (Kanasewich, Farquhar, 1965). Вероятно, эти цифры отражают возраст дометаморфических событий.

Серии Киватин и Тимискаминг разделены угловым несогласием, масштабы и характер которого остаются, однако, во многом неясными (Bass, 1961). Сходство серии Тимискаминг с молассами молодых орогенов позволяет подходить к ней как к орогенной эпигеосинклинальной толще (Долгинов, 1969), развитие которой тесно связано с предшествующим зеленокаменным комплексом. Такой подход делает нецелесообразным проводимое иногда выделение серии Тимискаминг в столь крупное самостоятельное подразделение, как верхний архей.

В провинции Большого Невольничьего озера аналоги тимискамингских грубообломочных отложений, по-видимому, отсутствуют, и развиты здесь вулканогенные образования серии Йеллоунайф по составу, типу метаморфизма и складчатости сопоставимы с серией Киватин. Как и в провинции оз. Верхнего, возраст событий, завершающих развитие провинции Большого Невольничьего озера как подвижной структуры, составляет по калий-аргоновым определениям 2500—2700 млн. лет (Stockwell, 1965; Tectonic map of Canada, 1969). Серия Йеллоунайф отличается очень однообразным составом (Блакадар, Фрейзер, 1964). Низы ее сложены метаморфизованными андезитами и базальтами, нередко с сохранившейся подушечной текстурой, которым подчинены дациты, риолиты, туфы, вулканические брекчии и кремнистые породы; их общая мощность не менее 11 км. Они согласно перекрыты также очень мощной (тысячи метров) толщей метаосадков: слоистых граувакк, аргиллитов, аркозовых и кварцевых песчаников с прослоями кислых и основных эффузивов и туфов, а также железистых пород (Fraser, 1964; Ross, 1966; Bostock, 1967; Green et al., 1968). В основании осадочной толщи местами известны маломощные конгломераты с галькой подстилающих вулканитов и иногда раннеархейских кристаллических пород.

Исследования архейских вулканитов Канадского щита (Wilson et al., 1965; Baragar, 1966; Goodwin, 1966; и др.) выявили, что они принадлежат к базальт-андезит-риолитовой ассоциации,

характерной для континентальных орогенических поясов и для островных дуг. Этому соответствует и толеитовый характер базальтов. Залегающие над вулканитами отложения представляют собой турбидиты, отложенные мутьевыми потоками, и напоминают по строению флиш, состоящий из песчано-сланцевых ритмов (Henderson, 1968).

Серия Йеллоунайф интенсивно дислоцирована. Предполагают, что она подвергалась складчатости по меньшей мере дважды, так что на крутые изоклинальные складки северо-восточного или субмеридионального направления наложился поперечные складки, связанные с протерозойской деформацией (Ross, 1966). Этим отчасти объясняют нелинейный, изометричный характер складок и дугообразный тип простираний, присущие архею провинции Большого Невольничьего озера (Stockwell, 1965). Региональный метаморфизм проявился почти повсеместно в фации зеленых сланцев. В широких ореолах вокруг гранитоидных plutонов проявился контактовый метаморфизм, выразившийся в образовании «нодулярных» пород с порфиробластами кордиерита, биотита, местами граната, андалузита, силлиманита, ставролита, куммингтонита и актинолита.

Наиболее древними интрузиями являются залегающие в низах серии Йеллоунайф силлы и дайки диабазов, габбро и диоритов, подвергшихся складчатости и метаморфизму наравне с вмещающими их толщами (Green et al., 1968); известны также небольшие тела анортозитов (Fraser, 1964). Гранитоиды слагают крупные плутоны, частью с согласными, частью с секущими контактами. Они представлены роговообманковыми гранодиоритами и более поздними биотитовыми и мусковитовыми гранитами (Kretz, 1968). Син- и постскладчатые деформации сопровождались золоторудной и сульфидной минерализацией (Boyle, 1961; Green et al., 1968). Изотопные определения свинца в сульфидах дали их возраст, равный 2800 млн. лет (Robertson, Cumming, 1968).

Подошва серии Йеллоунайф неизвестна, но присутствие в ее конгломератах гальки гранитов и гнейсов (Bostock, 1967; Green et al., 1968) свидетельствует о наличии в ее основании гранитно-метаморфического фундамента.

За пределами древнейших провинций оз. Верхнего и Большого Невольничьего озера архейские породы зачастую значительно переработаны протерозойскими складчатыми движениями, гранитизацией и метаморфизмом. Поэтому они с большим трудом и лишь местами поддаются более или менее подробно расчленению.

В окрестностях оз. Атабаска архей представлен *серией Тазин* (Alcock, 1936), сложенной осадочными породами, существенно различающимися как по составу, так и по метаморфизму. В ее разрезе преобладают аргиллиты, кварциты, местами доломиты и конгломераты и их метаморфические производные — слюдистые сланцы и гнейсы, большей частью гранатсодержащие, мрам-

моры и др. Им подчинены основные вулканиты, нередко с сохранившейся подушечной текстурой. В конгломератах известна галька пироксен-роговообманковых гранулитов, изотопные определения возраста которых показывают 2350 млн. лет (Burwash et al., 1966).

Серия Тазин смята в сложно построенные складки северо-восточного простираения. На них наложены поперечные малые складки, что указывает на двукратный процесс деформации (Tremblay, 1968). Породы инъецированы разнообразными гранитоидами — от сильно сланцеватых гранито-гнейсов до светлых массивных аляскитов. Изотопные определения их возраста дают 1700—1800 млн. лет; лишь в некоторых случаях получены более древние значения — 1800—2300 млн. лет (Wanless et al., 1968).

В субпровинции Ист-Арм сходные образования объединены в серию Уилсон-Айленд (Hoffman, 1968; Reinhardt, 1969). Низы ее представлены частым переслаиванием крупнозернистых аркозовых, часто косослоистых песчаников и эффузивов разного состава — от основных до кислых, в которых местами сохранились амигдалоидная и подушечная текстуры. Средняя часть разреза сложена грубозернистыми аркозами и ортокварцитами с многочисленными прослоями конгломератов, галька которых состоит из вулканитов и аркозов нижней толщи. В верхах часто переслаиваются аркозы и ортокварциты, содержащие многочисленные прослои доломитов, филлитов и конгломератов. Мощность серии составляет несколько тысяч метров. Она представляет редкий для архея Канадского щита «шельфовый» тип отложений — латеральный аналог эвгеосинклинальной серии Йеллоунайф.

В субпровинции Телон и на юге провинции Черчилл к верхнему архею относятся толщи от умеренно до сильно метаморфизованных пород осадочного и вулканогенного происхождения (Davison, 1966). Некоторые из них содержат конгломераты с галькой нижнеархейских гранулитов. Широко распространены кварциты, а также биотитовые, роговообманковые и силлиманитовые гнейсы.

В других участках на юге провинции Черчилл в архее преобладают вулканические породы (Lang, 1965; Wright, 1967; Gasparth, 1968). Это дислоцированные, хотя нередко лишь слабо рассланцованные и сохранившие подушечную текстуру эффузивы, состав которых колеблется от базальтового до дацитового.

Верхнеархейские толщи провинции Черчилл, как и Большого Невольничьего озера, повсеместно интенсивно и сложно дислоцированы и вмещают крупные плутоны гранитоидных пород. Гранитоиды, однако, большей частью не расчленены, так что неясно, какую роль среди них играют архейские и протерозойские породы.

Несмотря на трудности в расчленении пород архея, сейчас уже накоплен значительный материал, позволяющий предпола-

гать едва ли не повсеместное присутствие сиалического фундамента под верхнеархейскими породами щита. Об этом, кроме прямых данных, свидетельствуют: 1) толеитовый характер верхнеархейских базальтов, свойственный базальтам орогенических областей с континентальным типом земной коры; 2) широкое развитие в верхнеархейских толщах кварц-полевошпатовых кластических пород, образовавшихся за счет разрушения либо гранитоидов, либо кислых метаморфических пород; 3) высокая степень сортировки некоторых верхнеархейских осадков, указывающая на их неоднократное переотложение в течение более чем одного орогенического цикла (Wheeler, 1967).

В разных зонах Кордильер, но наиболее широко в Скалистых горах (см. рис. 10), распространены породы архея. Их возраст в Центральных Скалистых горах надежно обоснован радиометрически. Весьма полно изучен, в частности, архей гор Бэртут.

Породы гор Бэртут сильно гранитизированы, и реликты субстрата сохранились лишь в периферических частях поднятия, образующего горный массив. Они представлены в основном биотитовыми сланцами, пара- и ортоамфиболитами. Все породы претерпели сложную метаморфическую переработку, запечатленную в смене парагенезисов — от высоко- к низкотемпературным (Eckelman, Poldervaart, 1957). Самые ранние ассоциации, включающие двупироксен-плаггиоклазовую, свидетельствуют об их формировании в условиях гранулитовой фации. Более поздние ассоциации обусловлены наложением нового, более низкотемпературного метаморфизма, связанного с гранитизацией. Это подтверждается данными структурного анализа древних толщ (Larsen et al., 1966), показавшего, что субмеридиональные складки, формирование которых совпало с процессами региональной гранитизации или предшествовало ей, не являются первичными, а были наложены на более древние структуры. Последние при этом были почти полностью разрушены, но в отдельных участках все же удалось восстановить характер крупных первичных складок, имевших широтное простирание.

Следующий, послегранитный, этап интрузивной деятельности отмечен формированием широко известного послескладчатого интрузива Стиллуотер. Он представляет собой крупное (50 × 5 км) пластовое тело, которое пересекает субмеридиональные структуры гнейсов почти под прямым углом и сложен переслаивающимися ультраосновными и основными породами, содержащими пласти хромитовых руд. Древние гнейсы и сланцы на контакте с интрузивом ороговикованы в зоне шириной до 1,0 км (Butler, 1966). Сам интрузив также значительно метаморфизован и пересечен жилами гранитных пегматитов, которые имеют возраст 2660 млн. лет. Такой же или близкий возраст (2750 млн. лет) был получен разными методами по гранитам, гнейсам и пегматитам дистиллуотерского возраста. Естественно думать, что такие его значения связаны с эпохой метаморфизма интру-

зива (Butler, 1966), тогда как прорванные им толщи могут быть значительно более древними. Действительно, возраст циркона из гранито-гнейсов был определен в 3100 млн. лет, что может быть принято за возраст самого раннего метаморфизма в гранулитовой фации.

Другие хребты провинции сложены кристаллическими породами, во многом сходными с образованиями гор Бэртут. В них также распространены сильно дислоцированные биотитовые и роговообманковые гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты, метаморфические ультраосновные породы, местами мраморы, железистые кварциты, гранатовые, ставролитовые и куммингтонитовые сланцы. Имеются указания на присутствие пород гранулитовой фации (Parke, 1962). Местами устанавливается по меньшей мере двукратное проявление складчатости (Reed, 1963). Изотопные соотношения дают довольно большой разброс цифр, что связывают с последующим омоложением пород, первоначально метаморфизованных более чем 2700 млн. лет назад (Reed, 1963; Giletti, 1966; Catanzaro, 1967). Ф. У. Остервальд (Osterwald, 1959) на примере гнейсов гор Биг-Хорн показал, что и эта цифра отражает возраст не самого раннего метаморфизма, а последующей рекристаллизации. Новейшие данные подтверждают такой вывод: возраст пород гор Биг-Хорн определен равным 3000 млн. лет (Heimlich, Banks, 1968).

Северо-западная граница древней провинции Центральных Скалистых гор проходит через южные отроги гор Сноукрест (см. рис. 10). Севернее дорифейские метаморфические породы представлены биотитовыми и гранатовыми гнейсами, амфиболитами, пироксен-гранат-плаггиоклазовыми сланцами, мраморами, кварцитами, полосчатыми железистыми породами и др. Они характеризуются длительной и сложной метаморфической и структурной эволюцией (Reid, 1963). Самые ранние из установленных дислокаций привели к образованию сжатых, большей частью изоклинальных складок. Эти ранние структуры пересечены дайками основных вулканитов, метаморфизованных совместно с вмещающими породами в гранулитовой фации и превращенных в пироксен-гранат-плаггиоклазовые сланцы. Не исключено, что эти дайки соответствуют по возрасту интрузиву Стиллаутер. Впоследствии все кристаллические породы подверглись диафторезу в условиях амфиболитовой фации и более низких ступеней метаморфизма. Полученные для пород района значения возраста, равные 1500—1800 млн. лет, связаны с их омоложением под влиянием протерозойских гранитоидов (Giletti, 1966). Граница зоны омоложения не является литологической: развитые в южных отрогах гор Сноукрест кристаллические породы не отличаются от распространенных севернее омоложенных гнейсов и, судя по всему, имеют одинаковый с ними геологический возраст. Судя по очень большим цифрам, полученным по гнейсам южных отрогов гор Сноукрест — от 2600 до 3200—3500 млн. лет — их следует

рассматривать как разновозрастные с гнейсами гор Бэртут нижнеархейские образования.

У юго-восточной границы провинции Центральных Скалистых гор наряду с охарактеризованными нижнеархейскими образованиями развиты отличные от них породы, не обнаруживающие признаков метаморфизма в гранулитовой фации и последующего диафореза. Их изотопный возраст не превышает 2700 млн. лет, и поэтому они могут быть отнесены к верхнему архею.

У северного подножия гор Уинта в основании рифея обнажена серия *Ред-Крик* (около 7 км). Она сложена кварцитами, которым подчинены амфиболиты, слюдяные сланцы со ставролитом и кианитом и карбонатные породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации. Рубидий-стронциевое определение их возраста дало 2720 млн. лет (Hansen, 1965).

Северная часть хребта Медисин-Боу сложена лейкократовыми и биотитовыми гнейсами с редкими прослоями кварцитов. Прорывающие их интрузии представлены небольшими телами гранитов и габбро. Рубидий-стронциевым методом возраст гнейсов определен в 2400 млн. лет (Hills et al., 1968).

Реликты наименее метаморфизованных архейских пород сохранились в центре провинции — на юге хребта Уинд-Ривер. Здесь развиты метаграувакки с прослоями кварцитов, зеленокаменных пород с подушечной структурой и железистых пород. К северу они постепенно переходят в кристаллические сланцы, а затем сменяются секущими их гранитами с возрастом свыше 2500 млн. лет (Bailey, 1963; Condie, 19676).

В Южных Скалистых горах, где столь древние датировки отсутствуют, выделение архейских образований основывается на их сопоставлении с породами Центральных Скалистых гор. В частности, к верхнему архею относятся широко распространенные в Передовом хребте и его отрогах гнейсы серии Айдахо-Спрингс, претерпевшие по меньшей мере двукратную складчатость и метаморфизм (Peterman et al., 1968; и др.). Сравнительно «молодые» (1600—1700 млн. лет) цифры изотопного возраста объясняются влиянием наложенных дислокаций.

К западу от Скалистых гор, в пределах плато Колорадо, выходы пород архея неизвестны, а в Большом Бассейне они обнажаются лишь в окраинных наиболее эродированных районах.

Северо-западнее Большого Соленого озера, в хребтах Албион и Рифт-Ривер, архей представлен комплексом *Грин-Крик*, сложенным порфиробластическими биотитовыми гнейсами с подчиненными биотитовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами и кварцитами. Они обнажены в ядрах окаймленных гнейсовых куполов под верхнедокембрийскими (?) отложениями (Armstrong, 1968). Возраст гнейсов рубидий-стронциевым методом определен в 2420 млн. лет.

В хребте Уосатч, восточнее Большого Соленого озера, обнажается комплекс метаморфических пород *Фармингтон-Каньон*.

Метаморфизм их изменяется от фации зеленых сланцев до гранулитовой (Bell, 1952), однако соотношения между различными фациями в должной мере не изучены. Возможно, что гранулиты относятся к нижнему архею. Возраст пород превышает 1600—1700 млн. лет (Condie, 1966).

Далее к югу, в хребтах, отделяющих Большой Бассейн от плато Колорадо, также известны выходы гранулитовых пород. В горах Сербат они представлены гнейсами, амфиболитами и кварцитами, а также двупироксеновыми кристаллическими сланцами (Thomas, 1953). В соседних горах Верджин развиты гранатовые, гранат-кордиерит-силлиманитовые и гиперстеновые гнейсы (Volborth, 1962). Как и комплекс Сербат, они сопоставимы с нижним археем Скалистых гор, хотя их изотопный возраст составляет всего 1650—1700 млн. лет (Wasserburg, Lanphere, 1965).

Породы архея известны также в Поперечных хребтах, расположенных в зоне перехода между Центральными и Южными Кордильерами (см. рис. 9). Эти хребты представляют собой горную цепь, пересекающую основное кордильерское направление под большим углом и протягивающуюся от Тихоокеанского побережья через всю южную Калифорнию. Здесь широко распространены кварцевые диориты и граниты, среди которых в виде многочисленных, но большей частью сравнительно мелких выходов обнажены биотитовые и роговообманковые гнейсы, биотитовые сланцы, кварциты, мраморы и другие кристаллические породы (Dibblee, 1966; Miller, 1946). Детальные исследования в горах Сан-Габриель (западная оконечность Поперечных хребтов) показали, что среди перечисленных пород местами сохранились пироксеновые гранулиты. На западе гор они известны под названием гнейсов Менденхолл (Oakeshott, 1958; Silver et al., 1963), сложенных голубым кварцем, плагиоклазом-антипертитом, микроклином или микропертитом, диопсидом и гиперстеном. Упомянутые породы содержат амфиболиты, характеризующиеся присущей гранулитовым породам бурой окраской роговой обманки и присутствием клинопироксена (Higgs, 1954). Возраст циркона из гнейса равен 1440 млн. лет (Silver et al., 1963).

На востоке гор Сан-Габриель описана серия *Орила-Ридж*, образованная гранатовыми, гиперстеновыми, диопсидовыми, биотитовыми и силлиманитовыми гнейсами, допсид-, двупироксен- и гранат-гиперстен-плагиоклазовыми сланцами и мраморами (Hsu, 1955). Наблюдаемые парагенезисы несомненно относятся к гранулитовой фации. Породы слагают меридиональные складки. Зоны, в которых гранулиты сохранили свой состав и структуру, чередуются с зонами в той или иной мере катаклазированных и диафторированных пород; минеральные ассоциации диафторитов соответствуют амфиболитовой фации. В этом же районе присутствуют метаосадочные породы (гнейсы, мраморы, квар-

циты и др.), отвечающие амфиболитовой фации и лишённые каких-либо признаков гранулитового метаморфизма. Они образуют складки широтного простирания, которые отделены от меридиональных структур гранулитов выходами интрузивных пород. Видимо, метаморфизованные в амфиболитовой фации породы первоначально представляли собой осадочный покров на гранулитовом основании.

Гранулиты инъецированы породами габбро-анортозитового комплекса (Higgs, 1954; Oakeshott, 1958; Silver et al., 1963), на которые наложились метаморфические преобразования, соответствующие амфиболитовой фации — очень похожие на те, которые наблюдаются во вмещающих гранулитах. Возраст циркона из секущих пегматитов равен 1200 млн. лет, но эта цифра представляется несомненно заниженной.

Восточнее, в горах Орокопия, вновь обнажается комплекс гнейсов, а также габбро-анортозитов, очень близких к сан-габриельским. Возраст цирконов из мигматизированных гнейсов гор Орокопия, кристаллы которых обладают признаками обломочных, но регенерированных, равен 2400 млн. лет (Bushee et al., 1963). Можно думать, что эта цифра отражает позднеархейский возраст сравнительно поздних процессов метаморфизма в амфиболитовой фации. Предшествовавшее же формирование гранулитов следует относить к раннему архею.

Л. Т. Силвер с соавторами (Silver et al., 1963) считает, что приуроченность древнейших пород к разломам Сан-Андреас указывает на возможность их перемещения по латерали из более восточных или более южных районов Калифорнии и Мексики, где они не распознаны. Вероятнее, однако, что чарнокиты были подняты снизу. Авторы акцентируют внимание на чрезвычайной близости выходов древнедокембрийских пород к краю континента, что не согласуется с гипотезой аккреции (разрастания) материков.

Вывод о широком распространении нижнего докембрия, подстилающего складчатые комплексы Кордильер даже, вероятно, в их эвгеосинклинальной зоне, подтверждается обнаружением метаморфизованных в гранулитовой фации пород в весьма удалённых от вышеописанного участка районах Северных Кордильер. Здесь, на севере Каскадных гор, расположенных в береговой зоне у границы США и Канады (рис. 11), развиты сильно метаморфизованные образования, подробно описанные П. Мишем (Misch, 1966). По его данным, метаморфические породы могут быть объединены в два комплекса, из которых более молодой назван метаморфической свитой Каскейд, сложенной филлитами, зелеными и голубыми сланцами, местами гнейсами и амфиболитами, по-видимому, досреднедевонского возраста. Более древний комплекс Йеллоу-Астер образует фундамент, обнажающийся в кульминациях складок или в тектонических чешуях. Он претерпел сложную метаморфическую переработку, свидетельст-

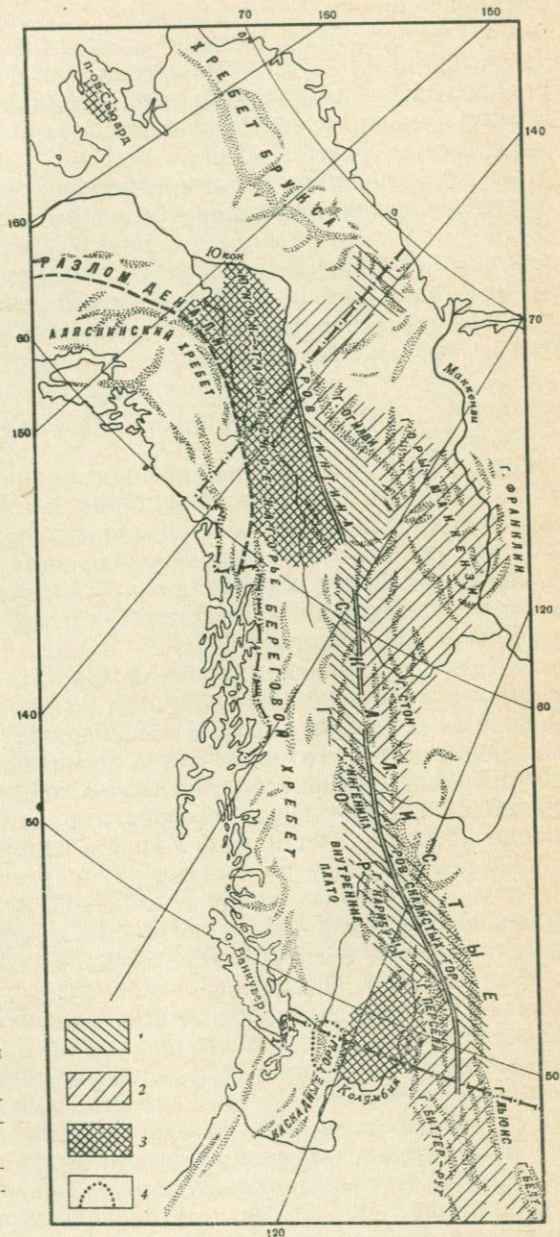


Рис. 11. Северные Кордильеры (Wheeler, 1966; Roddick et al., 1967; и др.)

- 1 — области распространения венда (серия Уиндермир);
- 2 — области распространения рифея (серия Белт);
- 3 — крупные выходы нерасчлененных метаморфических комплексов;
- 4 — участки распространения гнейсов гранулитовой фации

вующую об его древнем возрасте. Ранние стадии характеризовались образованием пироксеновых (местами гиперстенсодержащих) плагиогнейсов, указывающих на гранулитовую фацию метаморфизма. Гранулитовые ассоциации большей частью замещены парагенезисами амфиболитовой фации, образование которых, в свою очередь, предшествовало более низкотемпературному метаморфизму свиты Каскейд.

Выходы подобных полиметаморфических пород отмечены и в других участках побережья Северной Америки: на островах Сан-Хуан (см. рис. 11), в юго-восточной Аляске, в хребте Санта-Лусия (см. рис. 9) и др. (Compton, 1960; MacKevett, Blake, 1963; Misch, 1966; Ragan, Hawkins, 1966). Известны они также и в описанных ниже нерасчлененных метаморфических комплексах срединной зоны Северных Кордильер.

Общие особенности раннего докембрия

Одним из главных достижений последних лет в области геологии североамериканского докембрия является углубленное исследование вопросов, касающихся его наиболее древних комплексов. Это исследование позволило надежно датировать и расчленить архейские образования, установить их распространение и во многом уточнить представления об их формационных и структурных особенностях.

Структуры раннеархейского возраста на Северо-Американском континенте не сохранились, так как они повсеместно переработаны более молодыми — позднеархейскими и протерозойскими движениями. Это определяет схематичность представлений о самом раннем этапе геологической истории материка. Насколько можно судить по имеющимся данным, этот этап завершился примерно 3500 млн. лет назад. Условия седиментации этого времени неясны, но, судя по составу раннеархейских пород, они привели к накоплению мощной слоистой вулканогенно-осадочной оболочки, формирование которой завершилось интенсивной складчатостью, очень сильным метаморфизмом в амфиболитовой и гранулитовой фациях и становлением гранитных плутонов. Образовавшаяся в результате этих процессов гранитно-метаморфическая оболочка характеризовалась достаточно кислым — гранодиоритовым — составом, близким, несмотря на некоторые отличия, к среднему составу современной земной коры (Condie, 1967a). Имеющиеся данные позволяют предполагать, что границы распространения этой оболочки мало отличались от современных границ материка (Wheeler, 1967). Несмотря на весьма значительные проявления плутонических процессов, сформировавшаяся структура не обладала достаточной жесткостью и впоследствии была полностью переработана, что отличает ее от раннеархейских структур других континентов. Тем не менее ее наличие предопределило важные особенности позднеархейского

этапа седиментации: кислый состав и высокую степень сортировки осадочных отложений и дифференцированный характер излившихся лав. Изложенный материал показывает, что области распространения этих лав, получившие наименование «зеленокаменных ядер» (Wilson, 1949; Павловский, 1962), не являются, как это представлялось ранее, первичными структурами Северо-Американского континента, заложившимися на океанической коре и впоследствии разраставшимися за счет преобразования этой коры в континентальную.

В свете современных данных архейские зеленокаменные провинции оз. Верхнего и Большого Невольничьего озера являются скорее не ядрами, а реликтами некогда более крупных структур, сохранившимися от переработки среднедокембрийскими движениями. Об этом свидетельствуют описанные выше взаимоотношения разновозрастных структур как на границах древнейших провинций, так и внутри среднедокембрийских провинций.

Анализ структурно-формационных особенностей верхнеархейских зеленокаменных вулканогенных толщ (Goodwin, 1969; и др.) показал их сходство с геосинклинальными образованиями позднего протерозоя и фанерозоя. Породы терригенно-осадочного происхождения, развитые в провинции Центральных Скалистых гор и в протерозойской провинции Черчилл, изучены в этом отношении значительно хуже. Фрагментарность выходов верхнеархейских образований и их глубокая переработка за пределами древнейших структур не позволяют воссоздать тектоническую обстановку этого времени, но самый общий вывод о широком развитии позднеархейских геосинклинальных (эогеосинклинальных) режимов, проявившихся на огромных территориях материка и переработавших раннеархейскую структуру, представляется достаточно очевидным.

СРЕДНИЙ ДОКЕМБРИЙ (НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ) И НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ДОРИФЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На юге Канадского щита отложения среднего докембрия выделяются под местными названиями *Гурон* и *Анимики*. Это мощные (до 7—8 км) толщи конгломератов (частично ураноносных), песчаников, кварцитов, граувакк, реже алевролитов, известняков и доломитов, а также яшм и железистых кварцитов, иногда эффузивов. С отложениями Анимики связаны крупные месторождения железных руд. Верхняя возрастная граница Гурона и Анимики по многочисленным данным определяется в 1700—1800 млн. лет (Семихатов, 1964). Отдельные определения показывают, однако, что по крайней мере часть отложений имеет возраст свыше 2100—2300 млн. лет. Так, рубидий-стронциевые определения возраста диабазов Ниписсинг, пересекающих весь разрез образований Гурона, показывают 2100 млн. лет (Cloud, 1971). Возможно, что

рассматриваемые отложения имеют в основном раннепротерозойский возраст.

На западе Канадского щита среднедокембрийские отложения слагают ряд зон в провинциях Черчилл и Большого Медвежьего озера.

Данные, полученные за последние годы, как будто бы позволяют говорить о двучленном строении среднедокембрийского разреза на западе щита. Лучше изучен более просто построенный верхний комплекс, возраст которого, согласно изотопным определениям, по-видимому, не древнее 1900—2100 млн. лет, т. е. является среднепротерозойским; соответственно нижний комплекс относится к нижнему протерозою (см. табл. 2). Хотя такое деление является предположительным, оно позволяет лучше объяснить наблюдаемые соотношения.

В западных провинциях Канадского щита отложения нижнего протерозоя сильно эродированы и слагают довольно узкие зоны, разделенные обширными поднятиями архейского фундамента.

Между озерами Атабаска и Большое Невольничье нижнепротерозойская *серия Ноначо* слагает длинный узкий пояс северо-восточного простирания (Блакадар, Фрейзер, 1964). Она состоит из конгломератов, аркозов, глинистых сланцев, граувакк, аркозовых песчаников и кварцитов, смятых в меридиональные складки. Серия Ноначо с отчетливым несогласием перекрывает архейскую серию Тазин и инъецирующие ее граниты, галька которых содержится в конгломератах и базальных брекчиях серии Ноначо (McGlynn, 1966).

Южнее, на северном побережье оз. Атабаска, с серией Ноначо, возможно, следует сопоставить *серию Биверлодж* (Alcock, 1936; Блакадар, Фрейзер, 1964), сложенную белыми, реже красными кварцитами, местами косослойными. Базальные конгломераты несогласно перекрывают архейские сланцы серии Тазин и инъецирующие их гранитоиды и содержат гальку этих пород. Серия интенсивно дислоцирована¹.

В субпровинции Ист-Арм к нижнему протерозою относят *серию Юнион-Айленд*, образованную: 1) доломитами с подчиненными красными аргиллитами, аркозами и конгломератами в основании; 2) черными известковистыми сланцами и доломитами; 3) серыми глинистыми сланцами; 4) основными вулканическими породами с подушечной текстурой и 5) доломитами. Они перекрывают архейскую серию Уилсон-Айленд с резким угловым несогласием (Hoffman, 1968).

В западной части провинции Бэр низы протерозойского разреза представлены *серией Эхо-Бей*, мощность которой составляет не менее 3 км (Блакадар, Фрейзер, 1964). Ее нижняя часть сложена массивными туфами, тонкослойными кремнистыми отложе-

¹ Позднее эти отложения не выделяли из состава архея (Tremblay, 1968).

ниями, реже известняками, конгломератами и содержит послонные интрузии порфиоров. Верхняя часть серии представлена амигдалоидными андезитами с прослоями туфов. В кремнистых породах различаются водорослевые структуры. Серия дислоцирована умеренно, так что углы наклона ее слоев обычно не превышают 45° . Возраст андезитов, определенный калий-аргоновым методом, равен 1740 млн. лет (Wanless et al., 1966). Серия Эхо-Бей интродуцирована крупными телами гранитоидов, возраст которых, определенный уран-торий-свинцовым методом, равен 1400—1500 млн. лет (Eckelman, Kulp, 1957).

Более молодая *серия Камерон-Бей* сложена аркозами, песчаниками, аргиллитами и туфами с прослоями трахитов и андезитов, в основании которых залегают конгломераты, содержащие гальки и валуны преимущественно эффузивных пород, характерных для серии Эхо-Бей. Как и последняя, они умеренно дислоцированы в том же направлении и прорваны гранитоидами и порфирами. Возраст гранитов, по калий-аргоновым определениям, равен 1800—1850 млн. лет.

В субпровинции Телон и прилегающих районах на востоке провинции Черчилл к нижнему протерозою, вероятно, относится *серия Хервиц*, залегающая с резким угловым несогласием на подстилающих породах архея. Она выполняет ограниченные разломами узкие трюги северо-восточного направления, несогласные с простираем архейских толщ (Wright, 1967; Bell, 1968a). Серия Хервиц (свыше 2 км) сложена разнообразными, в значительной степени грубообломочными отложениями, местами с подчиненными строматолитовыми доломитами. Она характеризуется фациальной изменчивостью по латерали и наличием внутрiformационных перерывов и несогласий. Ее породы заметны, местами интенсивно, дислоцированы и отчасти метаморфизованы. Возраст пересекающих нижнюю часть серии лампрофиоров и залегающих в ней силлов габбро составляет 1700 млн. лет (Wanless et al., 1966).

Эти цифры, как и почти все другие определения возраста нижнепротерозойских пород разных районов щита, отражают процессы изотопного омоложения, так как перекрывающие их толщи обычно характеризуются такими же или более древними значениями.

Как видно из приведенного описания, нижнепротерозойские толщи на обширных пространствах провинции Черчилл и Большого Медвежьего озера имеют весьма однородный формационный облик и представлены геосинклинальными вулканогенно-терригенными образованиями. Несмотря на почти повсеместное присутствие основных вулканитов, некоторые особенности этих толщ — широкое развитие хорошо отсортированных кварцевых песчаников, местами органогенных известняков большой мощности, умеренная складчатость, ограниченные масштабы гранитного магматизма и слабый метаморфизм — позволяют думать, что

они формировались в миогеосинклинальных зонах. Эти зоны в виде двух поясов ограничивали древнюю провинцию Большого Невольничьего озера, которая, по-видимому, играла роль срединного массива. Контуры этих поясов изучены недостаточно. Северо-западный пояс Большого Медвежьего озера на большой площади погружен под пологий чехол верхнедевонско-палеозойского возраста. Юго-восточный пояс, вероятно, ограничен на юге линией, которая проходит через оз. Атабаска в северо-восточном направлении к Гудзонову заливу. Южнее этой линии нижнепротерозойские отложения дислоцированы и метаморфизованы сильнее и не могут быть уверенно отделены от пород верхнего архея. По-видимому, к ним относятся такие толщи, как *серия Мисси* на самом юге провинции Черчилл, которая сложена аркозами, граувакками, кварцитами и конгломератами с подчиненными аргиллитами, кремнистыми и глинистыми сланцами, а также вулканическими породами (Lang, 1965). Как и архейские, эти породы интенсивно дислоцированы и собраны в системы крупных линейных складок северо-восточного простирания (Stockwell, 1965), частью глубоко метаморфизованы и в связи с этим местами неотличимы от архейских образований. Еще более сложным является выделение раннепротерозойских интрузий, хотя их широкое развитие в этом районе сомнений не вызывает. Возможно, что по характеру складчатости, магматизма и метаморфизма южный пояс провинции Черчилл следует уподоблять эвгеосинклинальному. Зона его сочленения с древней провинцией оз. Верхнего, называемая метаморфическим фронтом Нелсон (Stockwell, 1965), пересекает под углом архейские складчатые структуры провинции оз. Верхнего, но согласуется по направлению со складками самого пояса.

На западе Канадского щита среднепротерозойские отложения выделяются только в северном поясе провинции Черчилл и в провинции Большого Невольничьего озера, где в зависимости от структурного положения различаются их два формационных типа.

Непосредственно вдоль окраин архейской провинции Большого Невольничьего озера развиты отложения терригенно-карбонатного типа. На южной ее границе, в субпровинции Ист-Арм, они представлены мощной (около 7 км) *серией Грейт-Слейв*, в составе которой преобладают речные и дельтовые косслоистые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, доломиты и известняки. Серия Грейт-Слейв с резким несогласием залегает на породах архея и, по-видимому, также с несогласием — на нижнепротерозойской серии Юнион-Айленд (Hoffman, 1968; Reinhardt, 1967, 1969). Она слагает асимметричный синклиорий северо-восточного простирания. Его северное крыло наклонено под углами 5—10°, образуя пологую «гомоклиналь», перекрывающую породы архея провинции Большого Невольничьего озера (Stockwell, 1965). Южное крыло синклиория смято в крутые складки с уг-

лами падения на крыльях до 30—70°. Как и в других аналогичных случаях, простираение этих структур параллельно границе провинций. Отложения серии Грейт-Слейв пересечены многочисленными телами диабазов и диоритов. Возраст диоритов варьирует от 1850 до 2170 млн. лет (Leech et al., 1963).

В юго-восточной части провинции Большого Медвежьего озера среднепротерозойская *серия Снер* слагает несколько протяженных меридиональных зон (Блакадар, Фрейзер, 1964). Базальные слои представлены аркозами, кварцитами и конгломератами, несогласно залегающими на породах архея. Они либо перекрыты доломитами (часто водорослевыми), либо постепенно переходят вверх по разрезу в переслаивание аргиллитов, граувакк и доломитов или известняков. Местами развиты массивные подушечные андезиты, базальты и дациты. Общая мощность этих фациально неустойчивых отложений достигает 5 км (Ross, 1966). Серия Снер обычно смята в широкие открытые складки с углами падения на крыльях до 20° и менее. Местами, однако, она дислоцирована более интенсивно и интродуцирована гранитами и порфирами, а также основными породами. Прорывающе ее граниты имеют возраст 1700—1800 млн. лет, примерно такие же значения возраста были получены и для эффузивов (Wanless et al., 1966).

На северо-востоке провинции Большого Медвежьего озера к среднему протерозою относится *серия Эпуорт*, мощность которой превышает 4 км (Fraser, 1966). В ее разрезе преобладают аргиллиты, алевролиты, граувакки, песчаники, кварциты и строматолитовые доломиты. Местами отложения этой серии содержат прослои андезитов с подушечной и амигдалоидной текстурами. Серия Эпуорт смята в меридиональные складки. На границе с провинцией Большого Невольничьего озера, где эта серия несогласно перекрывает йеллоунайфские породы, в ее отложениях наблюдается пологая складчатость, но по мере удаления от этой границы интенсивность деформаций нарастает и неметаморфизованные породы сменяются филлитами и биотитовыми сланцами с андалузитом и гранатом. Возраст слюд из метаморфических сланцев, определенный калий-аргоновым методом, равен 1815—1835 млн. лет (Wanless et al., 1966, 1968).

В субпровинции Батерст, на восточной окраине провинции Большого Невольничьего озера, распространены отложения *серии Гоулберн* мощностью свыше 5 км (Fraser, 1964). Для нее характерны красные, зеленые и серые аргиллиты, глинистые сланцы и косослоистые песчаники. Серия Гоулберн слагает пологие складки северо-восточного простираения, углы падения слоев на крыльях которых лишь местами превышают 15°. Ее взаимоотношения с другими протерозойскими толщами не вполне ясны, но обычно ее сопоставляют с серией Эпуорт (Fraser, 1964, 1966). Красноцветный характер отложений серии Гоулберн сближает их с описанными ниже среднепротерозойскими породами свит Мартин и Казан.

Структурное положение (приуроченность к окраинам древнего массива), пологая складчатость, формационный состав (мелководные терригенно-карбонатные толщи, эвапориты) указывают на субплатформенный характер описанных серий, слагающих структуры типа краевых прогибов. В отличие от них серии, развитые в более внутренних зонах, сложены красноцветными отложениями, напоминающими формации внутренних позднеорогенных прогибов.

Типичным их представителем может служить *свита Мартин*¹, развитая севернее оз. Атабаска, где она с резким угловым несогласием перекрывает серии Тазин и Биверлодж (Alcock, 1936). Отложения свиты Мартин залегают в узких прогибах, приуроченных к крупным разломам. В разрезе свиты, мощностью до 6,5 км (Tremblay, 1968), преобладают красноцветные аркозы, содержащие прослои конгломератов (которые, кроме того, образуют мощную базальную толщу), алевролитов, амигдалоидных базальтов и андезитов. Характерны плохая отсортированность, «незрелость» осадков. Отложения свиты Мартин смяты в открытые складки северо-восточного простирания, углы падения слоев на крыльях которых редко превышают 30°. В узких зонах катаклаза отмечена урановая минерализация. Возраст урановых смолков равен 1800—1900 млн. лет (Eckelman, Kulp, 1957), такой же возраст был получен калий-аргоновым методом по секущей дайке габбро (Wanless et al., 1966).

В субпровинции Телон свите Мартин соответствуют низы *серии Дубонт*, которая залегает в виде покрова на архейско-нижнепротерозойском фундаменте (Donaldson, 1965; Wright, 1967). Нижние свиты—конгломераты Саут-Чаннел (до 1,7 км) и песчаники Казан (до 4,0 км)—полого дислоцированы. Красноцветная окраска пород сближает эти свиты со свитой Мартин и позволяет сопоставлять их с ней по возрасту (Donaldson, 1968). Верхние толщи (общей мощностью до 0,3 км) залегают на нижних толщах той же серии с эрозионным несогласием. Они представлены основными и кислыми эффузивами, перекрытыми сероцветными песчаниками. Возраст вулканических пород, определенный калий-аргоновым методом, равен 1510—1770 млн. лет (Wanless et al., 1966; и др.)². Возможно, что свиты, залегающие на песчаниках Казан, относятся уже к верхнему протерозою и могут быть сопоставлены с серией Атабаска.

На севере Великих Равнин, за исключением небольшой области, примыкающей к архейской провинции оз. Верхнего (см. рис. 7), возраст дорифейского фундамента изотопными методами определен в 1600—1800 млн. лет. В южной части Великих Равнин изотопный возраст кристаллических пород, как уже указывалось,

¹ В ранних работах (Alcock, 1936) эти отложения рассматривались как возрастная аналогия верхнедокембрийской серии Атабаска.

² Одно определение, вероятно, ошибочное, дало цифру 2240 млн. лет (Wright, 1967).

вероятно, омоложен, однако в петрографическом отношении многие из них идентичны, как и на севере дорифейским породам Канадского щита. На самом юге платформы, в поднятии Льяно, эти породы выходят на поверхность. Здесь они слагают толщу (до 7,0 км) мелкозернистых гнейсов, мраморов, амфиболитовых и графитовых сланцев и лептитов, метаморфизованных в амфиболитовой фации (Zartman, 1964). Подобные сланцы и гнейсы широко распространены и под чехлом (Flawn, 1967). Все же преобладающими в этом районе являются гранитоиды, среди которых достоверно распознать дорифейские пока не удастся.

В Центральных и Южных Скалистых горах и на плато Колорадо отложения среднего докембрия во многом близки к разновозрастным образованиям, развитым на платформе. Однако, в отличие от последних, выделить породы нижнего и среднего протерозоя в составе отложений среднего докембрия Кордильер не удастся (см. табл. 3).

В Центральных Скалистых горах средний докембрий представлен сравнительно слабо метаморфизованными породами, приуроченными к юго-восточной границе провинции. В хребте Медисин-Боу мощность их достигает 8 км. Здесь распространены метакварциты, метаграувакки, зеленые и слюдяные сланцы, филлиты, строматолитовые и биогермные известняки. Толща смята в крутые складки северо-восточного простирания и интродуцирована небольшими телами габбро, гранитов и сиенитов. Возраст метаморфизма 1840 млн. лет (Hills et al., 1968).

Похожие образования, общей мощностью свыше 6 км, развиты на севере поднятия Блэк-Хилс, где они представлены филлитами, сидероплезитовыми сланцами и кварцитами. Метаморфизм неравномерный — филлитовые породы местами превращены в гранатовые и ставролитовые, а сидероплезитовые — в куммингтонитовые разности (Noble, Harder, 1948). Толща несогласно перекрыта отложениями верхнего кембрия.

В южной части поднятия Блэк-Хилс отложения среднего докембрия метаморфизованы в еще большей степени (Redden, 1968). Здесь развиты амфиболовые и гранатовые гнейсы, биотит-гранатовые и мусковитовые, иногда ставролитовые и кордиеритовые сланцы, роговообманковые, кальцит-роговообманковые, актинолитовые, диопсидовые и скаполитовые сланцы, кварциты, часто кианитовые, и железистые породы. Эти образования собраны в крупные складки северо-западного простирания, осложненные мелкими складками северо-восточного простирания и еще более поздними куполовидными поднятиями разных масштабов. В ряде мест имеются выходы гранитов. Широко развиты также пегматиты, образующие крупные рудоносные узлы, которые с конца прошлого века служат поставщиками слюды, олова, тантала, лития и бериллия. Возраст метаморфических пород и гранитов, определенный калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами, составляет 1700—1800 млн. лет (Peterman, Hedge, 1964).

Возраст некоторых, возможно, более древних, гранитов — 2500 млн. лет (Zartman, Stern, 1967).

В других районах Скалистых гор отложения среднего докембрия распознаются с большим трудом. Легче выделяются среднедокембрийские гранитоиды, которые связывают во времени с наложенной складчатостью и повторным метаморфизмом архейских комплексов. Они представлены гнейсовидными гранодиоритами, слагающими глубинные синтетектонические конкордантные массивы типа батолита Боулдер-Крик — древнейшие в сложной последовательности гранитных интрузий на юге Соединенных Штатов (Wetherill, Bickford, 1965; Hawley et al., 1966; Peterman et al., 1968).

На плато Колорадо средний докембрий широко развит по его юго-западной окраине и, судя по мелким выходам в других участках, образует фундамент всего Колорадского массива. На юго-западной окраине плато его отложения представлены очень мощным (14—18 км) комплексом гнейсов и кристаллических сланцев, известным под названиями серий *Явапай* и *Пинал* (Anderson, 1951; Wilson 1952). В их составе участвуют амфиболиты и зеленые сланцы, нередко с сохранившейся подушечной текстурой, слюдяно-кварцевые и хлорит-слюдяно-кварцевые, часто гранат-содержащие сланцы, филлиты, метариолиты и метатUFFы, кварциты, иногда железистые породы. Сланцы интенсивно дислоцированы и инъецированы габбро, диоритами и гранитоидами. Возраст событий, завершающих формирование комплекса, определяется в 1650—1700 млн. лет (Wasserburg, Lanphere, 1965; Livingston, Damon, 1968).

В центре плато сланцам Явапай соответствуют похожие на них *сланцы Вишну*. Их изотопный возраст несколько омоложен, однако отдельные пробы по цирконам дают обычные для среднего докембрия цифры — около 1700 млн. лет (Pastells, Silver, 1966).

На северо-восточном фланге плато Колорадо отложения среднего докембрия слагают небольшой кристаллический массив Нидл-Маунтинс (в горах Сан-Хуан) и другие выходы (Вагс, Сее, 1968; и др.). Здесь они представлены мощной серией биотитовых, кварц-слюдяных, амбифоловых и других сланцев, реже гнейсов, а также менее метаморфизованными зеленокаменными породами. Те и другие интенсивно дислоцированы и содержат тела гранитоидов с возрастом около 1700 млн. лет.

В геосинклинальной зоне Кордильер, на юге Большого Бассейна, изотопный возраст дорифейских кристаллических пород фундамента составляет 1700—1800 млн. лет (Wasserburg, Lanphere, 1965; Stewart, Ross, 1966). Эти породы прослеживаются в мелких, но многочисленных выходах среди неметаморфизованных отложений. Они представлены различными гнейсами и сланцами в меньшей мере — кварцитами и мраморами, а также разнообразными гранитоидами (Miller, 1946; Johnson, 1957; Lanphere, 1964; Dibblee, Hewett, 1966). Пачки с карбонатными прослоями содер-

жат промышленные месторождения талька. Дорифейские породы несогласно перекрыты рифейской серией Парамп, а их нижняя возрастная граница не установлена. Возможно, что в их составе имеются разновозрастные комплексы — косвенно об этом свидетельствует наличие в их составе метаконгломератов с галькой гнейсов и кварцитов, а также признаки двух стадий метаморфизма.

Таким же изотопным возрастом и такими же соотношениями с отложениями верхнего докембрия характеризуются кристаллические породы на северо-западе Южных Кордильер (пустыни Гила и Сонора) (Livingston, Damon, 1968; и др.).

Общие особенности среднего докембрия

Как видно на примере отложений среднего докембрия Канадского щита, где они изучены более полно, эти образования слагали структуры, обычные для поздне- и послепротерозойских тектонических режимов: эв- и миогеосинклинальные прогибы, позднегеосинклинальные внутренние и краевые прогибы и чехол плит. В то же время среднепротерозойские комплексы обладают рядом специфических особенностей. Важнейшим отличием среднедокембрийского тектогенеза явилось необычайно интенсивное проявление плутонических процессов, в первую очередь — гранитного магматизма, которые охватили громадные площади и почти нацело преобразовали сформировавшиеся ранее архейские структуры. Раннеархейские массивы (если только они сохранились после кеноранского орогенеза) подверглись при этом полному уничтожению, а позднеархейские структуры сохранили свою жесткость лишь в пределах трех сравнительно небольших остаточных массивов — в провинциях оз. Верхнего, Большого Невольничьего озера и Центральных Скалистых гор. В то же время те же плутонические процессы в конечном счете привели к консолидации огромной территории, в общих чертах совпадающей с площадью современного континента, за исключением его окраинных складчатых зон. Средний протерозой, таким образом, является для Северной Америки главной платформообразующей эпохой (по М. В. Муратову, 1966). В этом смысле Северо-Американская платформа представляется более молодой, чем, например, Сибирская или Австралийская, кратонизация которых в основном завершилась в архее.

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ (ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ) И ВКЛЮЧАЮЩИЕ ЕГО НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В отличие от дорифейских комплексов, каждый из которых характеризовался более или менее однородным строением на всей рассмотренной части материка, верхнепротерозойские образова-

ния формировались в резко дифференцированных условиях. На западе современной платформы уже тогда господствовал платформенный режим, тогда как вдоль южной окраины платформы в позднем докембрии интенсивно проявились процессы тектонической и магматической активизации, выразившиеся в формировании в разной степени дислоцированных эффузивных и осадочных серий и в широком развитии гранитоидного магматизма. В геосинклинальной зоне Кордильер верхний докембрий представлен мощными миогеосинклинальными осадочными сериями. Соответствующие им эвгессинклинальные образования пока неизвестны, может быть, потому, что их трудно выделить из состава более молодых эвгессинклинальных комплексов, низы которых большей частью не расчленены.

В центральной и северо-западной частях Северо-Американской платформы наиболее полные разрезы верхнего докембрия известны в обширных, очень пологих прогибах, обрамляющих Канадский щит на юге и северо-западе. На юге верхний докембрий представлен *серией Кивино*, которая обнажается в районе оз. Верхнего и протягивается под покровом палеозойских отложений далеко на запад (см. рис. 8). Эта серия с резким несогласием залегает на среднедокембрийском фундаменте с возрастом более 1650 млн. лет и делится на три подсерии (Семихатов, 1964; Келлер, Семихатов, 1968). Нижняя подсерия (до 300—400 м) сложена главным образом красноцветными песчаниками. Средняя подсерия (6—7 км и более) является существенно вулканогенной и состоит из основных, реже средних и кислых эффузивов, перемежающихся с силлами основных пород, с красноцветными песчаниками и конгломератами. Верхняя подсерия, также очень мощная (до 7—8 км) залегает на средней с размывом и представлена мелководными континентальными красноцветными отложениями, среди которых преобладают песчаники и алевролиты. Граница средней и верхней подсерий, согласно изотопным определениям возраста интрузий, пересекающих нижние части серии Кивино и не проникающих в верхнюю подсерия, отвечает уровню 1100—1200 млн. лет. Верхняя возрастная граница серии Кивино неопределенна, известно лишь, что она является досреднекембрийской. В неясных соотношениях с серией Кивино находятся кварциты Су, слагающие протяженную полосу вдоль юго-западной окраины Канадского щита (см. рис. 8), их возраст превышает 1200 млн. лет (Tilton et al., 1962).

На северо-западе Канадского щита рифейские отложения занимают обширные пространства в провинциях Большого Медвежьего озера, Батерст и в своде Минто (см. рис. 7); иногда весь этот район именуют позднедокембрийской провинцией Коппермайн. По строению и типу магм она сходна с областью развития серии Кивино.

Нижняя часть разреза в провинции Большого Медвежьего озера выделяется в *серию Хорнби-Бей*, которая с резким несог-

ласием, горизонтальное или очень полого ($5-10^\circ$) перекрывает серию Эпуорт. Она представлена внизу (несколько километров) переслаиванием конгломератов, песчаников и кварцитов, а выше—доломитами (1,3 км), нередко строматолитовыми, с прослойками аргиллитов, для которых характерны трещины усыхания и отпечатки кристаллов галита и гипса (Donaldson, 1969). В провинции Батерст тот же стратиграфический уровень занимают мало мощные (не более сотен метров) кластические отложения и доломиты свит Перри-Бей и Кенуяк, перекрывающие с угловым несогласием серию Гоулберн (Fraser, 1964), а в своде Минто — *серия Шейлер*. Последняя имеет мощность более 3,5 км и сложена песчаниками, кварцитами, алевролитами, глинистыми сланцами, доломитами и известняками, нередко строматолитовыми, гипсами и ангидритами (Thorsteinsson, Tozer, 1962).

Более молодые образования представлены базальтами *серии Коппермайн* (в своде Минто их называют *свитой Наткусиак*). Мощность серии 3,7 км. С ней связаны силлы и дайки диабазов, которые образуют крупнейший в мире дайковый пояс Маккензи. Базальты Коппермайн сформировались в среднем рифее, в интервале времени от 1300 до 1100 млн. лет (Wanless et al., 1966, 1968; и др.). Подстилающие их отложения серии Хорнби-Бей относятся, таким образом, к нижнему рифею. Менее ясен возраст верхней осадочной толщи, которую обычно также относят к серии Коппермайн. Эта толща (500 м) переслаивающихся песчаников, кварцитов, аргиллитов и доломитов рассечена дайками диабазов с возрастом около 600 млн. лет. Как и подстилающие ее эффузивы, она содержит многочисленные разнообразные по генезису месторождения меди.

Крупные выходы верхнепротерозойских отложений известны также южнее оз. Атабаска, где они выполняют овальную впадину (синеклизу). Эти породы, выделенные в свиту Атабаска (4—5 км), представлены сформировавшимися в условиях прибрежной долины речными песчаниками и конгломератами, которым подчинены алевролиты и граувакки. В составе этой свиты преобладают кварцевые песчаники с низким содержанием тяжелых минералов. Она залегает на кристаллических породах архея с резким угловым несогласием, а с породами среднедокембрийской свиты Мартин не соприкасается, но косвенные данные свидетельствуют о более молодом возрасте свиты Атабаска (Fahrig, 1961). Возраст секущей свиту Атабаска диабазовой дайки равен 1200 млн. лет (калий-аргоновый метод), что указывает на принадлежность свиты к низам верхнего протерозоя (Fraser et al., 1970). О том же свидетельствует возможность ее сопоставления с верхней частью серии Дубонт, о чем говорилось выше.

Со свитой Атабаска сопоставляется также развитая в субпровинции Ист-Арм *серия Эт-Тен* (не менее 4 км). Свита выполняет грабенообразный прогиб, в пределах которого она почти горизонтально залегает на эродированной поверхности серии Грейт-Слейв

и подстилающих ее пород архея. Низы этой серии сложены слабо сцементированными конгломератами, верхи — аркозами речного происхождения. Дайки диабазов, секущих серию Эт-Тен, имеют возраст 1300 млн. лет (Hoffman, 1968), что позволяет отнести ее к нижнему рифею.

Эпиплатформенная зона Централных Кордильер и юг Северо-Американской платформы характеризуются широким распространением неодинаковых как по возрасту, так и по происхождению рифейских образований.

В горах Уинта (см. рис. 10) к рифею относят *серию Уинта-Маунтин* (7—8 км), сложенную кварцитами, частью полевошпатовыми, аркозами и глинистыми сланцами. Базальные слои серии содержат конгломераты и с резким несогласием залегают на архейском кристаллическом комплексе (Condie, 1966). Серия перекрыта кембрийскими кварцитами с небольшим угловым несогласием, которое не везде отчетливо проявлено. Несколько западнее, в хребте Уосатч, очень похожий разрез имеет мощная (более 5,5 км) *серия Биг-Коттонвуд*, которая в мезозое была умеренно дислоцирована и местами метаморфизована. Подобные отложения развиты и на окраинах плато Колорадо, но здесь они подверглись рифейским дислокациям. На северо-восточной границе плато, в горах Сан-Хуан и прилегающих районах (Ваарс, Се, 1968; и др.), они представлены к в а р ц и т а м и А н к о м п а г р е (3 км). Кварциты перемежаются с глинистыми сланцами и аргиллитами, местами превращенными в метаморфические сланцы с хлоритом, серицитом, андалузитом и гранатом. Отложения интенсивно дислоцированы. Они залегают на гранитах с возрастом 1670 млн. лет и интродированы посткинематическими гранитами и порфирами с возрастом 1470—1350 млн. лет, т. е. относятся к нижнему рифею. На южной границе плато Колорадо развиты к в а р ц и т ы М а з а т ц а л (Wasserburg, Lanphere, 1965); местами они ассоциируются с метариолитами, образующими в них прослой, а иногда надстраивающими разрез, мощность которого в этом случае достигает 3 км и более. Породы интенсивно дислоцированы и прорваны гранитами с возрастом 1450—1350 млн. лет.

Перечисленные кварцитовые толщи Н. Хиндс (1940) сопоставил по возрасту, объединив их под названием серии Анкомпагре, которую он считал самой древней верхнекембрийской серией. В отношении собственно анкомпагрских кварцитов это предположение полностью подтвердилось изотопными определениями возраста. Некоторые сомнения возникают лишь относительно кварцитов Мазатцал, так как характер несогласия, отделяющего их от среднекембрийских сланцев Явапай, недостаточно изучен. Неизвестно, перекрывают ли кварциты Мазатцал среднекембрийские граниты или, совместно со сланцами Явапай, интродированы ими и, следовательно, являются дорифейскими (Anderson, 1951). Вопрос остается открытым, хотя целый ряд

признаков указывает скорее всего на рифейский возраст кварцитов Мазатцал.

На этих кварцитах и раннерифейских гранитах с резким угловым несогласием залегают сланцы *серии Апаче* и перекрывающие их кварциты Трой (Wilson, 1962; Livingston, Damon, 1968). Серия Апаче состоит: из 1) сланцев Пайонир (30—150 м), представленных алевролитами, аргиллитами и кислыми туфами с пачкой конгломератов Сканлан в основании; 2) кварцитов Дриппинг-Спринг (200—250 м) с прослоями аркозов, алевролитов и конгломератов и 3) известняков и доломитов Мескал (80—140 м), в значительной мере органогенных; в них обнаружены строматолиты *Conophyton cylindricus* Masl. ниже-среднерифейского и *Tungussia* Semikh. среднерифейско-вендского возраста (Cloud, Semikhatov, 1969). Кварциты Трой (до 400 м) представлены большей частью грубозернистыми и плохо отсортированными породами. Они согласно перекрыты отложениями среднего кембрия.

Описанные отложения сформировались в условиях мелкого шельфа и характеризуются единообразием фациальной обстановки по латерали. Установленные внутри них эрозионные перерывы и несогласия отмечают по меньшей мере трехкратно повторявшиеся крупные морские трансгрессии. Особенно значительный перерыв, в течение которого серия Апаче была местами полностью эродирована, предшествовал накоплению кварцитов Трой. Весьма крупный перерыв и глубокая эрозия устанавливаются также для предкембрийского времени. С этим периодом связаны своеобразные дислокации рифейских толщ, которые проявились вдоль узких приразломных зон меридионального простирания, тогда как между этими зонами толщи остались практически недеформированными, если не считать небольших нарушений, связанных с внедрением диабазовых даек и силлов. Возраст последних, определенный свинцовым и калий-аргоновым методами, составляет не менее 1150—1200 млн. лет, что подтверждает вывод о длительности предкембрийского перерыва, продолжавшегося почти с середины среднего рифея до среднего кембрия. С внедрением диабазов связывают формирование залегающих в алевролитах серии Апаче урановых месторождений.

В центральных районах плато Колорадо нижнерифейские отложения неизвестны. В Большом Каньоне обнажены граниты, имеющие возраст 1350 млн. лет (Кинг, 1961), и *серия Гранд-Каньон*, залегающая на среднекембрийских сланцах Вишну с резким угловым несогласием. Она сформировалась, очевидно, после упомянутых гранитов, т. е. в среднем рифее. Низы серии Гранд-Каньон сложены строматолитскими доломитами и перекрывающими их красноцветными песчаниками с прослоями основных лав. Верхняя часть состоит из пестроцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненными им известняками. Общая мощность отложений достигает 3,5 км. Дислокации серии

выразились в основном в блоковых перемещениях. Отложения нижнего кембрия залегают на ней с небольшим угловым несогласием.

Формационный облик серии Гранд-Каньон и характер ее дислокаций свидетельствуют о платформенном типе отложений среднего рифея на плато Колорадо. В позднем рифее и венде этот регион представлял собой приподнятый блок, который в определенных зонах подвергся магматической активизации. Она выразилась во внедрении интрузий с возрастом около 1000 млн. лет, распространенных на юго-западе плато.

Процессы интенсивной магматической активизации в рифее проявились и в соседних Южных Скалистых горах, где рифейские осадочные породы, вероятно, отсутствуют. Гранитный магматизм Скалистых гор был синхронен магматизму Колорадского массива и представлен двумя комплексами «внекладчатых» интрузий (Hawley et al., 1966; Peterman et al., 1968). Более ранние граниты типа Силвер-Плам, Сан-Изабел или Шерман, большей частью двуслюдяные, сформировались в условиях мезозоны; их возраст определен в 1350—1450 млн. лет. Поздний комплекс гранитоидов представлен гранитами эпизоны типа Пайкс-Пик и Редскин с возрастом 1000—1100 млн. лет, местами слагающими очень крупные массивы. С этим же типом магматизма связаны некоторые щелочные породы.

Обращает на себя внимание сходство этих проявлений «внекладчатого» магматизма с подобными же проявлениями на юге Северо-Американской платформы, что свидетельствует о единстве рифейского тектоно-магматического режима на всей южной части континента. На юге платформы он, как уже отмечено, выразился во внедрении послескладчатых гранитов и в излияниях кислых лав. Эффузивы объединяются в толщу Панхандл, представленную неметаморфизованными и недеформированными риолитовыми порфирами, которым местами подчинены туфы, доломиты и глинистые сланцы. Эффузивы слагают обширные покровы под палеозойским чехлом (см. рис. 8). С ними связаны экструзии гранит-порфиров и гранофиоров, а также, по-видимому, более крупные плутоны мезозоны. Намечается определенная зональность в распределении магматических пород, несколько различающихся по возрасту. Граниты более северных районов (штаты Канзас, Миссури, Оклахома) имеют возраст 1350—1450 млн. лет, а эффузивы—1150—1350 млн. лет. Южнее (северный Техас) возраст эффузивов равен 1000—1200 млн. лет. На крайнем юге Великих Равнин выделяется зона, в которой все породы фундамента имеют возраст не древнее 1000—1100 млн. лет. Эта зона является непосредственным продолжением рифейской провинции Гренвилл, окаймляющей Северо-Американский кратон с востока и юго-востока.

Особняком стоят изверженные породы гор Уичито, слагающие фундамент палеозойской складчатой зоны. Докембрийский

разрез мощностью в несколько тысяч метров представлен здесь сериями *Тилман*, состоящей из метаграувакк, аргиллитов, и кремнистых пород, *Новайо-Маунтин*, включающей базальты, спилиты, андезиты и туфы, и *Карлтон*, сложенной риолитами. С базальтами генетически связаны мощные стратифицированные интрузии габброидов (габбро-анортозиты, диориты), а с риолитами — приповерхностные многофазные интрузии гранитов (Ham et al., 1964). Возраст гранитов 500—600 млн. лет, однако не исключено, что эти цифры значительно омоложены.

Рифей Северных Кордильер представлен широко известной серией Белт, которая образует обширные выходы у северной границы Соединенных Штатов — в хребтах Биттер-рут, Льюис, Белт и их окрестностях (см. рис. 11). Данные по ней были недавно обобщены в сводке Б. М. Келлера и М. А. Семихатова (1968), которая использована в нижеследующем описании.

Серия Белт представляет собой монотонную, очень мощную (до 13 км) толщу темноокрашенных тонкозернистых кластических пород, которые трактуются как мелководные морские образования, отложившиеся в условиях обширной дельты у края кратона (Roddick et al., 1967). Существенную роль в ее составе играют также карбонатные отложения, зачастую содержащие обильные строматолиты. Монотонный характер серии в целом и многочисленные вариации в деталях ее разрезов затрудняют ее расчленение и сопоставление отдельных разрезов. Лишь наиболее крупные подразделения серии Белт — подсерии Равалли, Пиган и Мизула — могут быть прослежены на значительной части территории (Ross, 1963), хотя и это далеко не бесспорно (Smith, Barnes, 1966; Harrison, Campbell, 1968; и др.).

На западе района (хр. Биттеррут) изучен следующий разрез. Свита Причард (до 7 км и более) образована темноокрашенными, обычно пиритсодержащими серыми и зелеными аргиллитами, алевролитами и подчиненными песчаниками, а в верхах содержит карбонатные породы.

Подсерия Равалли (2,5—3 км) состоит из трех свит: 1) Берк (1,0—1,5 км) — темно-серые и зеленовато-серые плитчатые аргиллиты и алевролиты; 2) Реветт (250—650 м) — в низах тонкослоистые белые и черные кварциты с остатками *Newlandia* Wal., выше — серо-зеленые алевролиты и аргиллиты и 3) Сент-Риджис (250—500 м и более) — алевролиты и аргиллиты.

Подсерия Пиган (1,5—5,0 км) представлена свитой Уоллис, сложенной разноокрашенными карбонатными алевролитами и аргиллитами с подчиненными доломитами и известняками. Она содержит строматолиты.

Подсерия Мизула (до 5,0 км) состоит из четырех свит: 1) Спрус (и ее эквивалент Стрипид-Пик) — красные и серые аргиллиты и алевролиты с прослоями кварцитов и доломитов (до 1,2 км); 2) кварциты Лупин (1,0 км); 3) Словей

(1,5) — того же состава, что и свита Спрус (1,5 км); 4) Бучард (и ее эквивалент Либби) — темные аргиллиты, алевролиты, кремнистые и известковистые сланцы (до 1,3 км). Они залегают на подстилающих породах с географическим несогласием. Для подсерии Мизула весьма характерны признаки мелководного происхождения — трещины усыхания, косая слоистость, волноприбойные знаки и отпечатки кристаллов галита.

Выше залегают среднекембрийские кварциты Флатхед. В нескольких пунктах отмечено ясно выраженное угловое несогласие между ними и подстилающими слоями, но в большинстве случаев отложения среднего (местами нижнего) кембрия лежат на разных толщах серии Белт с параллельным несогласием и отделены от них глубоким — в тысячи метров — разрывом.

К востоку от хребта Биттер-Рут намечается заметное сокращение мощностей и некоторое погрубение осадков, особенно в районе гор Белт, где отложения одноименной серии заходят глубоким заливом в сторону платформы. Известно, что здесь ее разрез следующий: 1) кварцитовидные песчаники Найхарт (230 м); 2) темные песчано-глинистые сланцы Чемберлин (500 м); 3) известняки Ньюланд, частично доломитизированные, местами строматолитовые, с прослоями песчаников и сланцев (до 800 м); 4) темные глинистые сланцы Грейсон с прослоями песчаников и строматолитовых доломитов (300 м); 5) пестроцветные глинистые сланцы Спокейн (500—700 м); 6) темные глинистые сланцы Эмпайр (до 300 м); 7) известняки Хелина (800 м); 8) глинистые сланцы Марш (до 1 км) и кварциты Гринхорн-Маунтин (600 м). Обычно известняки Ньюланд параллелизуют с подсерией Пиган, сопоставляя тем самым все вышележащие свиты с подсерией Мизула. Однако существует и другая корреляционная схема, согласно которой с подсерией Пиган сравнивают известняки Хелина. В этом случае подсерии Равалли соответствуют сланцы Спокейн и Эмпайр, а подсерии Мизула — сланцы Марш и кварциты Гринхорн-Маунтин. При такой корреляции в составе серии Белт может быть выделено два очень крупных ритма, каждый из которых начинается более мелководными, темноокрашенными, обогащенными пиритом и содержащими карбонатные слои сланцами (свита Причард и подсерия Равалли) и завершается крайне мелководными пестроцветными обломочными отложениями (подсерии Пиган и Мизула).

В более северных районах фациальные изменения проявлялись не столь отчетливо; важнейшее из них — это появление основных лав, реже — туфов. В горах Перселл, у южной границы Канады, рифейские отложения выделяют как *серию Перселл*. Две нижние свиты — Олдридж (более 5 км) и Крестон (2,0 км) — состоят преимущественно из кварцитов, аргиллитистых кварцитов и аргиллитов. Выше лежат свиты Китченер и Сайе (аналог подсерии Пиган), сложенные разноокрашен-

ными известняковыми и доломитовыми породами, а также аргиллитами (более 2,5 км); встречаются базальтовые слои. Верхняя часть Перселл состоит из свит Датч-Крик (1,4 км) и Маунт-Нелсон (1,1 км), сложенных серыми, зелеными и черными аргиллитами, доломитовыми известняками и кварцитами.

Серия Перселл перекрыта вендской серией Уиндермир. В большинстве случаев угловое несогласие в основании последней либо не выражено, либо выражено слабо, но местами оно достигает 45° и более. Смятые в пологие складки отложения рифея интродуцированы небольшими массивами гранодиоритов с изотопным возрастом 700—800 млн. лет. Предвендский перерыв и несогласие принято связывать с так называемой восточнокутенеиской орогенцией, которая привела к образованию открытых меридиональных складок, пересекающих под углом северо-восточные структуры фундамента примыкающей с востока платформы. Мезозойские движения в определенной степени преобразовали древнюю структуру, в результате чего сформировался крупный антиклинарий, характеризующийся своеобразными коробчатыми формами (Wheeler, 1966).

Восточнее Рва Скалистых гор¹ серия Белт обнажена в разрезах сокращенной мощности. В хребтах Льюис и Кларк она имеет мощность не более 6—7 км. Здесь выделены свиты: 1) Уотертон—переслаивание красных, зеленых и серых доломитов и известняков (200 м); 2) Олтин—полосчатые доломиты (350—500 м); 3) Аппекунни—переслаивание серо-зеленых аргиллитов, кварцитов и песчаников (300 м); 4) Гриннелл—красные аргиллиты и песчаники, реже конгломераты (до 800 м); 5) Сайе (вероятный аналог подсерии Пиган)—переслаивание известняков, доломитов, известковистых аргиллитов (до 1300 м). Породы содержат обильные строматолиты, среди которых определена характерная для нижнего-среднего рифея форма *Conophyton cylindricus* Masl. (Cloud, Semikhatov, 1969).

Вышележащая толща мощностью до 4 км сложена пестроцветными аргиллитами и алевролитами с прослоями строматолитовых доломитов (состав строматолитов близок к таковому в свите Сайе) и кварцитов. Толща разделена на ряд невыдержанных по простирацию свит, в целом соответствующих подсерии Мизула. Наиболее подробно изучен разрез южной оконечности хребта Льюис, где выше карбонатной свиты Сайе (Хелина) выделены свиты (McGill, Sommers, 1967): 1) Сноуслип—серо-зеленые и красно-бурые известковистые алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников (до 720 м); 2) Шепард—серо-зеленые доломиты, известковистые алевролиты и глинистые сланцы со строматолитами (до 660 м); 3) Шилдс—красноцветные аргиллиты и кварциты, часто косослоистые, с трещинами усыхания и отпечатками галита (до 910 м); 4) кварциты Боннер

¹ Крупный линеймент, выраженный в рельефе глубокой долиной (см. рис. 11).

(до 320 м); 5) Макнамара — красно- и сероцветные алевролиты и аргиллиты (до 1000 м) и 6) Гарнет-Рейндж — слоистые кварциты, алевролиты и аргиллиты (300 м).

Несмотря на сравнительно хорошую изученность серии Белт, позволившую в свое время выделить ее в качестве стратотипа так называемой альгонкской системы, вопрос о ее возрастных границах до самого последнего времени оставался неясным и спорным, и лишь проведенные в последние годы изотопные исследования позволили приблизиться к его решению. Были получены многочисленные калий-аргоновые и рубидий-стронциевые и более редкие уран-торий-свинцовые определения возраста из разных частей разреза серии Белт, которые дали довольно большой разброс цифр — от 700 до 1600 млн. лет. Некоторые из них оказались ошибочными, но большинство разделилось на три группы, распрелившиеся по разрезу следующим образом (Obradovich, Peterman, 1968). Нижние свиты (Найхарт, Чемберлин, Ньюланд, Грейсон) имеют изотопный возраст около 1300 млн. лет. Возраст средней части разреза (свиты Эмпайр, Шепард, Макнамара) равен примерно 1100 млн. лет. Наконец, по самым верхним толщам (Гарнет-Рейндж и др.) были получены цифры от 900 до 760 млн. лет. Последние представляются несколько омоложенными, так как пересекающие серию Перселл граниты имеют, как указывалось, возраст 700—800 млн. лет. Это позволяет определить верхнюю границу серии Белт примерно в 900 млн. лет, что согласуется с представлениями о среднерифейском возрасте развитых в ней строматолитов (Cloud, Semikhatov, 1969).

Фундамент серии Белт обнажен в южных районах ее распространения, где она залегает на архейских сланцах, прорванных гранито-гнейсами с возрастом 1600—1800 млн. лет. Однако эти породы зачастую омоложены, на что указывают сравнительно часто встречающиеся цифры 1300—1500 млн. лет. Естественно думать, что омоложение предшествовало накоплению осадков серии Белт, не затронутых плутоническими процессами. Изотопные определения возраста нижних свит этой серии, равные, как уже указывалось, 1300 млн. лет, подтверждают такое предположение. Оно также хорошо увязывается с данными о среднерифейском возрасте серий Апаче и Гранд-Каньон, с которыми серия Белт издавна сопоставлялась.

Севернее гор Перселл породы рифея погружаются под отложения венда и вновь выходят на поверхность только на севере Скалистых гор, в районе горы Стон-Маунтин (Bell, 1968б). Нижняя половина развитой здесь мощной серии характеризуется преобладанием сходных с породами серии Белт кварцитов и карбонатных пород, отложившихся в условиях мелководного шельфа. Верхняя ее половина сложена относительно глубоководным флишем — серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками (2,7—4,2 км). Выше с небольшим (5—15°) угловым несогласием залегают отложения нижнего кембрия. Подобные образования

выявлены в горах Маккензи, где они слагают разрез мощностью около 8,5 км, представленный кварцитами, глинистыми сланцами, алевролитами, доломитами и известняками с подчиненными конгломератами и железистыми породами, несогласно перекрытыми тиллитами венда. Восточнее, в горах Франклин, рифей представлен толщей (2 км) разноокрашенных глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, на которой с несогласием залегают отложения нижнего кембрия (Ziegler, 1967). В горах Огилви разрез рифея существенно отличается преобладающим развитием карбонатных пород и эвапоритов (Roddick et al., 1967). Они с угловым несогласием перекрыты породами венда, местами — нижнего и среднего кембрия. Наконец, на границе Канады с Аляской, к северу от р. Юкон, верхний докембрий представлен осадочными породами *серии Тиндир* (Mertie, 1937) — чередованием доломитов, известняков, аргиллитов, глинистых сланцев и кварцитов, а также эффузивов, мощность которых оценивается в 7—8 км. Известное сходство в литологии позволяет сопоставить ее с серией Белт, однако отсутствие признаков несогласия или перерыва между серией Тиндир и нижним кембрием (Brabb, 1967) дает основание считать, что серия Тиндир наряду с рифеем включает также венд.

В пределах геосинклинальной зоны Центральных Кордильер рифей хорошо изучен и обоснован только на юге Большого Бассейна, главным образом в районе Долины Смерти, где его выделяют в *серию Парамп* (Johnson, 1957; Dibblee, Hewett, 1966; Stewart, Ross, 1966; и др.). Нижняя свита Кристалл-Спринг состоит в нижней части (до 350 м) из кварцитов, песчаников и аркозов, а в верхней (около 500 м) — из переслаивающихся глинистых сланцев и доломитов, в которых известны строматолиты типа среднерифейских форм *Baicalia* и *Jakutophyton* (Howell, 1971). Они перекрыты доломитами Бек-Спринг (400 м), содержащими прослойки глинистых сланцев и песчаников. Доломиты содержат остатки водорослей (Cloud, Semikhatov, 1969). Верхняя свита Кингстон-Пик (более 700 м) сложена песчаниками и конгломератами, часть из которых рассматривают как тиллиты.

Серия Парамп содержит силлы и дайки диабазов; на контактах этих интрузий с карбонатными породами известны крупные тальковые месторождения. Она дислоцирована в систему открытых антиклиналей, чередующихся с сжатыми, иногда опрокинутыми синклиналями северо-северо-западного простирания, которое соответствует простиранию мезозойских складок, сильно осложняющих древнюю структуру. Местами породы серии метаморфизованы и превращены в биотитовые сланцы. Серия Парамп с резким угловым несогласием залегает на кристаллических породах фундамента, возраст которых заведомо древнее 1600—1800 млн. лет, и, в свою очередь, также с более или менее ясно выраженным угловым несогласием перекрыта отложениями вен-

да и (или) нижнего кембрия. Внутри серии отмечаются перерывы, в частности в основании свиты Кингстон-Пик.

Кристаллические породы, подстилающие серию Парамп, прорваны раннерифейскими гранитами с возрастом 1400—1450 млн. лет (Lanphere, 1964). Эти граниты нигде не интродуцируют серию Парамп, что может служить косвенным указанием на ее более молодой возраст и тем самым на наличие раннерифейского перерыва на юге Большого Бассейна и, вероятно, на всей его территории. По-видимому, серия Парамп, подобно серии Апаче на плато Колорадо, имеет среднерифейский возраст.

В Северных Кордильерах венд представлен *серией Уиндермир*, которая прослеживается почти непрерывной полосой западнее Рва Скалистых гор (см. рис. 11). В ее составе преобладают аргиллиты, песчаники, кварциты, местами конгломераты и брекчии (Wheeler, 1966). Карбонатные породы играют существенную роль лишь вдоль западного края полосы развития этой серии и в основном залегают в верхней части ее разреза. Так, на юге региона, в горах Перселл, разрез серии Уиндермир представлен следующими свитами: 1) *Т о б и* — грубые конгломераты и осадочные брекчии, залегающие на разных свитах серии Перселл, напоминающие по облику тиллиты и содержащие несортированные по размеру и окатанности обломки осадочных пород, характерных для серии Перселл, иногда гранито-гнейсов (мощность очень изменчива — достигает на западе 1,5 км, местами 3,5 км и сильно уменьшается к востоку); 2) *В о л к а н и к - А й р и н* — зеленокаменные эффузивы с прослоями обломочных, реже карбонатных пород (в западных районах — до 2—3 км, к востоку быстро выклиниваются); 3) *М о н к* — аргиллиты с толщей конгломератов в основании, в верхах появляются грубозернистые песчаники, переслаивающиеся с тальковыми сланцами, аргиллитами и содержащие маломощные слои известняков и известковистых сланцев (1,4 км); 4) *Т р и - С и с т е р с* — крупнозернистые песчаники, нередко замещающиеся тонкообломочными отложениями (0,7—1 км). К западу мощность серии Уиндермир увеличивается, причем параллельно снижается роль грубообломочных отложений и возрастает содержание карбонатных пород. Это свидетельствует о сносе с востока, отчасти с края кратона, отчасти с растущего поднятия на месте современных гор Перселл.

Отложения нижнего кембрия у границы с США перекрывают серию Уиндермир с ясно выраженным несогласием. В более северных районах соотношения между вендом и нижним кембрием согласные, что помогает осуществить возрастную корреляцию вендских отложений в разных участках; этому способствует также общий для них грубообломочный характер. По этим признакам с серией Уиндермир сопоставляются неравномерно метаморфизованные отложения гор Карибу, Ингеника и Стоун-Маунтин.

На северо-западе Канады (горы Маккензи, Огилви) вендские образования иногда выделяют под условным названием толщи

«грит»¹, которая нередко включает тиллиты (Ziegler, 1967). Обломочный материал, слагающий породы этой толщи, образовался за счет размыва кристаллического фундамента. Поскольку структуры Канадского щита отделены от зоны накопления толщи «грит» широкой полосой развития неметаморфизованных аргиллитов и карбонатов нижнего — среднего рифея в горах Маккензи и Огилви, предполагается существование размывавшихся поднятий фундамента к юго-западу от зоны седиментации венда (Roddick et al., 1967).

В хребте Брукса верхам докембрия, возможно, соответствует напоминающая толщу «грит» свита Неруокпак, которая состоит из кварцитов, разномерных кварцевых и известковистых песчаников, известняков и аргиллитов, большей частью метаморфизованных в зеленосланцевой фации (Reed, 1968).

В Центральных Кордильерах самые молодые докембрийские образования распространены в Большом Бассейне, где они слагают базальную серию мощного геосинклинального комплекса палеозоя. Отсутствие несогласия между этой серией и кембрием, с которым она связана постепенными переходами, позволяет отнести ее к венду, хотя, возможно, самые нижние части разреза имеют позднерифейский возраст.

Лучше изучены и более надежно датированы вендские толщи на юге Большого Бассейна. В районе Долины Смерти на рифейской серии Парамп, отделяясь от нее угловым несогласием, залегают: 1) доломиты Нундей (примерно 500 м), содержащие крупные месторождения свинца, серебра и цинка; 2) свита Джонни — алевролиты, кварциты с подчиненными доломитами и известняками, содержащими вендские строматолиты *Linella* aff. *L. ukka* Kryl. (800—1200 м); 3) кварциты Стерлинг (мощность возрастает по направлению на северо-запад с 800 до 1600 м, одновременно возрастает роль глинистых и карбонатных пород, хотя кварциты остаются преобладающими); 4) свита Вуд-Каньон — алевролиты и кварциты (700—1200 м), в верхах содержащие раннекембрийскую фауну (Johnson, 1957; Stewart, 1966; Stewart, Ross, 1966; Cloud, Semikhatov, 1969).

На востоке Большого Бассейна к венду относят мощную кластическую толщу кварцитов, филлитовых сланцев, аргиллитов и тиллитов (Condie, 1966; Armstrong, 1968). В хребте Уосатч это тиллиты Минерал-Форк (300—1000 м) и несогласно перекрывающие их красные кварциты и пестрые глинистые сланцы свиты Мьютьюал (до 400 м). Тиллиты² Мине-

¹ В переводе — гравий, грубозернистый песок.

² Представление о грубообломочных отложениях хребта Уосатч и его окрестностей как о тиллитах в последнее время подвергается сомнению: некоторые признаки позволяют рассматривать их как отложения мутьевых потоков (Condie, 1967). Вопрос пока находится в стадии обсуждения (Armstrong, 1968).

рал-Форк несогласно перекрывают рифейскую свиту Биг-Коттонвуд. Небольшое угловое несогласие отделяет свиту Мьютьюал от вышележащих кембрийских кварцитов Тинтик; в более западных районах ее контакт с отложениями кембрия согласный и часто характеризуется постепенными переходами. Вендские толщи смяты в пологие складки и заметно метаморфизованы обычно в зеленосланцевой, но иногда и в амфиболитовой фации; эти явления связывают с послекембрийскими дислокациями.

В более внутренних частях Большого Бассейна венд представлен *серией Мак-Кой-Крик*, которая отличается преобладанием сланцев, хотя кварцитам в ее составе по-прежнему принадлежит существенная роль. Тиллиты известны только в хребте Дип-Крик. Мощность серии составляет около 6 км. Ее соотношения с нижнекембрийскими кварцитами Проспект-Маунтинс не совсем ясны, но многие исследователи подчеркивают наличие перерыва и параллельного несогласия в их основании. Метаморфизм и здесь считается последокембрийским.

В Южных Кордильерах, на северо-западе Мексики (пустыня Сонора), среднекембрийские кристаллические породы, имеющие возраст 1700 млн. лет, с резким угловым несогласием перекрыты верхнепротерозойской толщей слабо метаморфизованных известняков, доломитов, песчаников и филлитов с аркозами и конгломератами в основании. Карбонатные породы содержат остатки коллений. Мощность этой толщи превышает 2 км. Обычно указывают на отсутствие углового несогласия под отложениями нижнего кембрия, хотя, возможно, местами оно имеется. Неясно, коррелируются ли описанные отложения с рифейскими сериями Апаче и Парамп или с образованиями вендского возраста (Livingston, Damon, 1968).

В восточных районах Южных Кордильер докембрий известен в довольно большом числе пунктов, однако изучен недостаточно и зачастую даже не выделен из состава более молодых отложений. Местами наличие докембрия доказано изотопными определениями возраста. Более подробно изучен докембрий только на крайнем северо-востоке района, у южных границ платформы (западный Техас). Здесь на небольших участках в ядрах поднятий обнажаются различные по составу и степени метаморфизма породы, которые в большинстве условно относятся к верхнему докембрию (King, Flawn, 1953; и др.).

Во внутренней зоне Северных Кордильер широко распространены отложения, по степени и характеру метаморфизма резко отличные от окружающих их палеозойских и мезозойских образований, в частности комплекс *Шусуон* на юге Внутренних плато (см. рис. 11).

Примечательной особенностью этого комплекса является широкое распространение структур типа гнейсовых куполов (Ross, 1968; и др.). Ядра куполов сложены гранито-гнейсами, которые по периферии окружены парагнейсами, кристаллическими слан-

цами, кварцитами, мраморами и известково-силикатными породами, содержащими жилы пегматитов. С известково-силикатными породами местами связаны сульфидные месторождения свинца и цинка. Породы метаморфизованы в высокотемпературной области амфиболитовой фации и интродуцированы крупными телами массивных гранитоидов. Главные оси куполов ориентированы широтно — нормально к региональному кордильерскому простиранию. Склоны куполов осложнены мелкими складками, оси которых также имеют широтное простирание.

Возраст комплекса в течение длительного времени служит предметом дискуссии. Предыдущие исследователи, учитывая глубокий метаморфизм слагающих его пород, в целом не характерный для фанерозойских образований данной зоны, относили комплекс к глубокому докембрию (архею), считая его выходом древнего фундамента, продолжающегося из области кратона в миогеосинклиналиную часть Кордильер. Сейчас большинство авторов полагает, что возраст метаморфизма значительно более молодой — вплоть до мезозойского, тогда как возраст затронутых им толщ может колебаться от позднего докембрия до позднего палеозоя, а местами и до мезозоя (Roddick et al., 1967; и др.). Для некоторых периферических частей куполов путем детального сопоставления разрезов удалось достичь удовлетворительной корреляции с вендскими отложениями серии Уиндермир; это дает возможность предположить принадлежность гнейсов и сланцев в ядрах куполов к еще более древним толщам, возможно, слагающим фундамент.

Ряд небольших выходов сильно метаморфизованного и потому нерасчлененного докембрия известен и в других районах Внутреннего плато и Скалистых гор. Но наиболее крупные выходы метаморфические сланцы образуют на севере Канадских Кордильер, в Юкон-Тананском междуречье. Эти породы слагают Юконский кристаллический массив, протягивающийся в северо-западном направлении вдоль крупных линеаментов — Рва Тинтина и разлома Денали (Roddick et al., 1967). На Аляске, где они именуются сланцами Берч-Крик (Mertie, 1937), преобладают кварц-сланцевые сланцы и кварциты; подчиненную роль играют графитовые сланцы, биотитовые, роговообманковые, гранатовые гнейсы, амфиболиты. В верхах разреза появляются кристаллические известняки, значительную роль приобретают также кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы, образовавшиеся, возможно, за счет кислых эффузивов. Толща сланцев характеризуется сложной структурой при общем преобладающем северо-восточном простирании. Мощность ее измеряется тысячами метров.

Резкое отличие в литологии и значительно более высокий метаморфизм сланцев Берч-Крик по сравнению с верхнедокембрийской серией Тиндир, с которой они почти соприкасаются по р. Юкон, дали основание предположить раннедокембрийский

возраст сланцев Берч-Крик (Mertie, 1937). Проведенные позднее изотопные определения дали сильно заниженные цифры, указывающие на мезозойский возраст последних стадий метаморфизма, имевшего сложный полициклический характер (Ragan, Hawkins, 1966). На севере Аляскинского хребта установлено четыре цикла рекристаллизации сланцев Берч-Крик: 1) метаморфизм в условиях гранулитовой фации (докембрий); 2) метаморфизм в амфиболитовой фации (докембрий—ранний палеозой?); 3) синкинематический зеленосланцевый метаморфизм (преддевонский); 4) мезозойская син- или постинтрузивная рекристаллизация в фации зеленых сланцев на контактах мезозойских интрузивов. Подобный характер метаморфических явлений установлен и в других участках. Местами с диафоритами ассоциируются сланцы, филлиты и мраморы, не обнаруживающие следов более раннего высокотемпературного метаморфизма, что свидетельствует о двух разобщенных во времени этапах седиментации и метаморфизма.

Крайним северо-западным выступом докембрия в Кордильерах является метаморфический комплекс п-ова Сьюард. Он состоит из трех различных по литологии и степени метаморфизма серий (Sainsbury et al., 1970). Нижняя—серия *Киглуайк* сложена биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами, переслаивающимися с мраморами и глиноземистыми сланцами. Серия инъецирована гнейсо-гранитами, которые нигде не проникают в более молодые отложения; возраст (рубидий-стронциевый метод) гранито-гнейсов составляет 750 млн. лет. Обращает на себя внимание значительное сходство серии *Киглуайк* со сланцами Берч-Крик на востоке Аляски (Mertie, 1937). В то же время они очень близки к кристаллическим сланцам Восточной Чукотки, возраст которых не моложе среднепротерозойского, а скорее — позднерехейский.

К вышележащей серии *Ном* относят зеленые и голубые (глаукофановые) сланцы с прослоями графитовых кремнистых сланцев и известняков. На них, по-видимому, с несогласием залегают менее дислоцированные метаосадки серии *Кузитрин*, среди которых преобладают графит-кварцевые сланцы. Верхи разреза представлены согласной с графит-кварцевыми сланцами толщей метаморфизованных известняков, мощность которых достигает 700 м. Известняки имеют доордовикский возраст и, возможно, относятся к самым верхам докембрия.

Судя по имеющимся данным, подобные метаморфические комплексы обнажены и в Южных Кордильерах, где они также приурочены к внутренней зоне. Их изученность низкая, но присутствие в их составе докембрия доказано изотопными определениями возраста (Кинг, 1969).

В береговой зоне Кордильер подвергшиеся интенсивному, но неравномерному метаморфизму сложно дислоцированные и про-

рванные крупными гранитными интрузивами осадочные и вулканические породы являются очень сложным объектом для выделения в их составе отложений докембрия. Для большинства районов в настоящее время могут лишь быть приведены некоторые косвенные данные, свидетельствующие о наличии здесь докембрийских образований.

Хотя соотношения гранитоидов эвгеосинклинальной зоны с вмещающими породами, как и изотопные данные, свидетельствуют о меловом возрасте плутонов, галька гранитоидов нередко встречается и в прорываемых ими конгломератах юрского и более древнего, возможно палеозойского, возраста, что говорит о проявлениях плутонической деятельности в более древние эпохи. Поэтому не исключено, что часть гранитов, равно как и заключенных в них ксенолитов метаморфических пород, имеет докембрийский возраст. Отдельные цифры изотопного возраста как будто подтверждают это; например, в Южно-Калифорнийском батолите были обнаружены граниты, содержащие циркон с возрастом 1700 млн. лет (Banks, Silver, 1963).

В многочисленных останцах кровли, сложенных ороговикованными осадочными породами, встречаются также кристаллические сланцы, метаморфизованные в амфиболитовой фации: амфиболиты, диопсидовые породы, биотитовые и гранатовые гнейсы, диопсидовые и слюдяные кварциты и др. Контраст между такими кристаллическими сланцами и мезозойскими роговиками позволяет считать первые более древними образованиями. Чаще всего их относят к палеозою, хотя нет существенных аргументов и против их докембрийского, может быть, даже раннедокембрийского возраста.

Общие особенности позднего докембрия

Поздний докембрий — это период, во многом определивший современный облик Северной Америки как тектонического сооружения.

К началу этого времени континент, может быть, за исключением прибрежных областей, представлял собой стабилизированную структуру, единым огромным массивом воздымавшуюся над уровнем моря. Это состояние было последним в цепи дорифейских событий, имевших всеобщий «панматериковый» характер. В противоположность этому последующие тектонические явления проявлялись дифференцированно. Наиболее ранними из них были процессы тектонической и магматической активизации, охватившие в начале рифея южную треть континента. Эти процессы протекали в форме региональных воздыманий, сопровождавшихся внедрением кислых интрузий и излияний кислых лав. Лишь в отдельных узких прогибах происходило осадконакопление, завершившееся интенсивной складчатостью. Таковы структуры, расположенные вдоль северной и южной окраин плато

Колорадо; возможно также, что к раннему рифею относится заложение системы Уичито, развивавшейся впоследствии как внутриплатформенный прогиб (Богданов, Хаин, 1968). Этот особый тектонический режим данного региона очень близок режиму, присущему послегеосинклинальному периоду развития позднеархейской Становой складчатой области, для которой процессы активизации особенно характерны.

Северная граница рассматриваемой области активизации проходила севернее плато Колорадо и далее на северо-восток, к Великим озерам (см. рис. 8). Вдоль этой границы располагались пологие прогибы, в которых в раннем рифее накапливались мощные, но не подвергшиеся складчатым дислокациям толщи кварцитов (Биг-Коттонвуд, Уинта-Маунтин, Су) и красновеселов (низы серии Кивино). Подобные же платформенные прогибы (синеклизы) — Атабаска, Телон, Коппермайн — возникли и в более северных районах.

В среднем рифее обстановка существенно изменилась: к этому периоду относится заложение окраинных геосинклинальных систем — Гренвиллской и Кордильерской.

Гренвиллская система здесь не рассматривается. В своей юго-западной части она, по-видимому, вырождается, и расположенная на ее продолжении область представляет собой зону активизации фундамента, подобную раннерифейской. И эта зона, и все более древние структуры на западе материка пересечены под большими углами Кордильерской геосинклинальной системой, заложившейся в среднем рифее и сохранившей свою подвижность до настоящего времени. Сколько-нибудь крупных перестроек тектонического плана после среднего рифея на территории Северной Америки уже не происходило.

Таким образом, «главный перелом», или «великая революция», означавшие «кардинальную регенерацию ранее консолидированных пространств» (Штилле, 1968, стр. 6), были приурочены в Северной Америке к среднерифейскому этапу развития. Предшествующие ему движения раннерифейского этапа хотя и означали разрушение единой древней структуры, но еще не создали нового устойчивого структурного плана. В этом отношении Северная Америка вновь обнаруживает отставание в развитии от тех материков, где заложение свойственной неогеою структурной обстановки произошло в раннем рифее, а местами и в среднем протерозое (Восточная Азия, Австралия).

Среднерифейское осадконакопление, протекавшее в неспокойных тектонических условиях на погружающейся западной окраине континента, привело к формированию очень мощной — до 11 км и более — серии карбонатно-терригенных осадков в широком миогеосинклинальном трого. Его восточная граница примерно совпадала с восточной границей современных Кордильер, за исключением их центрального сегмента, где она была резко смещена к западу и проходила примерно по восточной окраине

Большого Бассейна (на плато Колорадо средний рифей представлен уже платформенными отложениями).

Платформенный чехол продолжал накапливаться и в прогибах, располагавшихся на окраинах будущего Канадского щита: в провинциях Кивино и Коппермайн. Остальная часть платформы в среднем рифее сохранила приподнятое положение над уровнем моря.

Среднерифейские структуры к западу от миогеосинклинального прогиба Кордильер не распознаются.

Поздний рифей в Кордильерах являлся эпохой воздымания и размыва. К началу венда здесь были эродированы многие тысячи метров рифейских отложений. В Северных Кордильерах поднятие не сопровождалось складчатыми движениями, за исключением слабых проявлений в отдельных районах, тогда как в Центральных и, по-видимому, в Южных Кордильерах складчатость была интенсивной.

На платформе осадконакопление в позднем рифее, вероятно, также прекратилось и возобновилось лишь в среднем кембрии на западе платформы и в ордовике в ее центральных районах. В Кордильерах же новый цикл осадконакопления начался значительно раньше — в венде или, возможно, даже в конце рифея. Почти повсеместно отложения кембрия залегают на породах венда согласно, хотя местами между ними отмечаются небольшие перерывы. В Центральных Кордильерах венд в формационном отношении сходен с карбонатно-терригенными отложениями рифея. В Северных Кордильерах отложения венда существенно отличаются от подстилающих их пород рифея большой ролью грубообломочных пород в их составе. Молассоидный характер вендских толщ и состав обломочного материала свидетельствуют о начавшемся здесь расчленении, воздымании и глубокой эрозии горных хребтов, образовавшихся западнее и восточнее областей накопления осадков.

В дальнейшем, вплоть до середины мезозоя, в пределах Кордильер ведущую роль продолжали играть процессы погружения и геосинклинального осадконакопления, пока мощные орогенические движения позднего мезозоя не превратили Кордильерскую геосинклинали в складчатый пояс.

Южно-Американский сектор Тихоокеанского пояса включает островные дуги и материковые складчатые сооружения Средней¹ и Южной Америки, а также западную часть Южно-Американской платформы. Докембрий имеет здесь широкое распространение, особенно на Гвианском и Бразильском щитах².

На Гвианском щите обнажаются нижнеархейские и катархейские (?) образования, которые частично перекрыты средне-верхнепротерозойским чехлом, а на севере окаймляются позднеархейской Гвианской и раннепротерозойской Карибской складчатыми системами.

Бразильский щит имеет более сложное строение, обусловленное наложением на раннеархейское основание позднеархейских и протерозойских складчатых зон. Наиболее крупная рифейская зона бразилид субмеридионального направления обособляет Центрально- и Восточно-Бразильскую области развития дорифейских пород, часто рассматриваемые как самостоятельные щиты (рис. 12). Платформенный чехол имеет вендский возраст.

В Андийской складчатой системе, которая включает внешние и внутренние зоны Тихоокеанского пояса, докембрийские образования менее распространены, но иногда уверенно выделяются. Расчленить их часто не удастся. Иногда выделяются породы верхнего протерозоя, положение же более древних толщ определяется не точнее, чем нижний — средний докембрий.

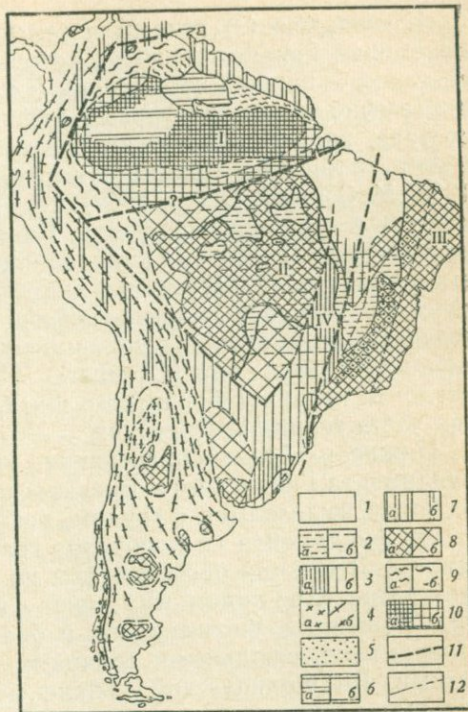
Корреляция докембрия Южной Америки затрудняется неувязанностью местных стратиграфических схем (Мара geológico..., 1964). Весьма спорны и многие вопросы докембрийской геологии Средней Америки. Поэтому попытка возрастного сопоставления докембрийских комплексов, которая несколько отличается от имеющихся схем (Choubert, 1966; Колотухина и др., 1968), подлежит дальнейшему уточнению.

¹ Под названием «Средняя Америка» объединяются материковая Центральная Америка и острова Вест-Индии.

² Описание докембрия Южно-Американского сектора выполнено А. Ф. Шехоркиной при участии А. М. Смирнова.

Рис. 12. Схема докембрийской структуры Южной Америки (Колотухина и др., 1968, с дополнениями А. М. Смирнова)

- 1 — последокембрийские образования;
- 2—5 — позднепротерозойские структуры:
- 2 — платформенный чехол (а — установленное, б — предполагаемое распространение),
- 3 — образования внутриплатформенной геосинклинальной зоны бразилид (а — выходящие на поверхность, б — скрытые на глубине),
- 4 — геосинклинальные образования обрамления платформ, (а — выходящие на поверхность, б — скрытые на глубине),
- 5 — зона развития структур точно не установленного генезиса;
- 6, 7 — среднедокембрийские структуры:
- 6 — платформенный чехол (а — сплошное распространение, б — отдельные выходы),
- 7 — геосинклинальные образования (а — установленное, б — предполагаемое распространение);
- 8 — структуры нерасчлененного архейского щита и Андийской области (а — выходящие на поверхность, б — скрытые на глубине);
- 9 — позднеархейские эогеосинклинальные структуры (а — установленное, б — предполагаемое распространение);
- 10 — раннеархейский цоколь Гвианского щита (а — выходящий на поверхность, б — скрытый на глубине);



- 11 — региональные разломы (линеаменты);
- 12 — границы структурных элементов.

Цифры на карте:

- I — Гвианский щит,
- II, III — Бразильский щит (II — западная, III — восточная часть),
- IV — зона бразилид

НИЖНИЙ ДОКЕМБРИЙ

Катархей (?) — нижний архей

Условно катархейский — раннеархейский возраст приписывается нами гранулитовым толщам Гвианского и Бразильского щитов. В Андийской складчатой области нижнеархейские образования, возможно, участвуют в строении нерасчлененных докембрийских толщ, представленных преимущественно мигматитами массивов Макарена (на севере Восточных Кордильер), Санта-Марта (север Центральных Кордильер), пампасских и патагонских сьерр.

К катархею (?) относятся самые нижние горизонты нижнего докембрия Гвианского щита, которые обладают более основным составом — нижняя часть *серии Иль-де-Кайенн*. В ее состав входят амфиболиты, гранатовые амфиболиты, гнейсы диоритового состава, пироксеновые и амфиболовые кварциты, а также мигматиты с линзами мраморов и кальцифиров (Колотухина и др., 1968; McCoppell, Dixon, 1960). Породы метаморфизованы в основном в гранулитовой фации. Катархейские образования обнажены в ядрах гнейсовых куполов или в блоках среди более молодых образований. Первичная природа этих пород остается невыясненной. Возраст диорито-гнейсов серии Иль-де-Кайенн, определенный по циркону уран-торий-свинцовым методом, составляет около 4000 млн. лет (Choubert, 1966). На Бразильском щите аналогом катархея Гвианского щита, может быть, является нижняя часть серии Мантикейра.

Нижнеархейские образования, участие которых в строении фундамента Гвианского и Бразильского щитов весьма значительно, часто выделяются с трудом, поскольку нижнедокембрийские толщи фундамента единообразно гранитизированы и магматизированы. Легче они обособляются на Гвианском щите. В Гайяне этот возраст, по-видимому, имеют с в и т ы К а н у к у и М а р у д и, сложенные биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами, чарнокитами, слюдяными сланцами, метакварцитами и метабазитами. Во Французской Гвиане к нижнему архею относится большая верхняя часть упомянутой выше серии Иль-де-Кайенн, а в Суринаме — чарнокитово-гранулитовый комплекс. На Бразильском щите в нижний архей нами включается часть так называемых гнейсов фундамента, в частности *серии Мантикейра*, *Куяба* и другие, которые представлены биотитовыми ленточными гнейсами, очковыми двуслюдяными кристаллическими сланцами и гранат-плагноклазовыми амфиболитами; эти породы местами перекрыты верхнеархейскими отложениями.

Верхний архей

На Гвианском щите к верхнему архею отнесены серии Иматака, Каричапо, Пастора, Барама и др. *Серия Иматака* широко развита в Венесуэле и представлена плаггиогнейсами и гнейсами: биотитовыми, реже — двуслюдяными, силлиманитовыми, кордиерит-биотитовыми, дупироксеновыми и амфибол-пироксеновыми, а также амфиболитами, чарнокитами, гранулитами, железистыми и спессартиновыми кварцитами, кристаллическими сланцами и мигматитами кварц-монцитового состава. В основании залегают мраморы (Kalliokoski, 1965; Verdier, 1965/1966; Sellier de Civrieux, 1966). Гранулиты, кордиеритовые, силлиманитовые и дупироксеновые гнейсы и чарнокиты встречаются только местами, и неясно, входят ли они в состав серии Иматака или слагают глыбы нижнего архея. Все другие породы метаморфизо-

ваны в альмандин-амфиболитовой фации и прорваны согласными телами гранитоидов. Общая мощность метаморфических образований измеряется километрами. Эти толщи развиты в зоне субширотного направления, которая обрамляет нижний архей Гвианского щита с севера. Складки обычно открытые, реже — сжатые, изоклинальные, опрокинутые на север (McCandless, 1966). Калий-аргоновые и рубидий-стронциевые определения возраста гнейсов серии Иматака дали 2900—3000 млн. лет, а возраст рвущих гранитов — 2110 ± 87 млн. лет (Posadas, Kalliokoski, 1967; Almeida, 1971). Эти значения подтверждают принадлежность серии к архею, но ее позднеархейский возраст дискусионен. Не исключено, что она или занимает переходное положение — от нижнего к верхнему архею, или в ее состав включены как нижне-, так и верхнеархейские образования.

Стратиграфические взаимоотношения серий Каричапо и Пастора, с одной стороны, и серии Иматака, с другой, точно не установлены. *Серия Каричапо* сложена амфиболитами, переслаиваемыми с яшмами и метаморфизованными терригенными породами, обладающими косою и параллельной слоистостью, иногда с элементами ритмичности. Многие амфиболиты, несомненно, являются ортопородами. Некоторые из метаосадков обогащены марганцем. Породы *серии Пастора* (более 6,2 км), видимо, несогласно перекрывают серию Каричапо (Kalliokoski, 1965). Они представлены в низах и верхах метаморфизованными граувакками, песчаниками и сланцами, к которым присоединяются яшмы и кремнистые сланцы. Средняя часть серии Пастора сложена андезито-базальтами (спилитами) и туфогенными породами, а положение в ее разрезе риолитов и их туфобрекчий неясно. В породе серии местами внедрены жилы аплитов и диабазов. Изотопные определения возраста серий Каричапо и Пастора показали 2900—2000 млн. лет (Almeida, 1971).

В Гайяне аналогами серии Пастора являются группы Барама и Мазаруни. *Группа Барама* сложена метаморфизованными глинистыми породами, марганцовистыми филлитами (гондитами), конгломератами, песчаниками и кварцитами с прослоями лав и пирокластических пород, слюдяными сланцами и гнейсами. Все эти породы смяты в крутые складки. *Группа Мазаруни*, представленная песчаниками и гравелитами грауваккового или кварцполевошпатowego состава, конгломератами и вулканитами, развита в самостоятельной зоне, и взаимоотношения ее с группой Барама неясны. Среди отложений группы Мазаруни большая роль принадлежит вулканическим породам — риолитам, дацитам, спилитам, причем они шире развиты на севере. Положение в ее разрезе кислых и основных вулканитов не установлено. Некоторые из пород серии Мазаруни, возможно, древнее 2500 млн. лет (Snelling, McConnell, 1969).

Во Французской Гвиане группам Барама и Мазаруни соответствует *система Парамака* (около 4,8 км), нижнюю часть которой

слагают конгломераты, кварциты, хлоритовые, тальковые и другие сланцы с прослоями доломитов, гондитов и графитистых пород, а верхнюю — андезиты, базальты, дациты, риолиты, их туфы и пирокластические породы. С вулканогенными породами связаны интрузии диоритов, габбро, пироксенитов и перидотитов. Ультраосновные породы обычно превращены в серпентиниты.

Кратко описанные верхнеархейские осадочно-вулканогенные образования Гвианского щита метаморфизованы в зеленосланцевой фации, и лишь вблизи интрузивных тел появляются гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы, измененные в амфиболитовой фации. Эти толщи обрамляют с севера породы нижнего архея и гнейсы серии Иматака, слагая неширокую зону, на севере скрытую под более молодыми складчатыми сооружениями. Эта зона рассматривается нами как фрагмент позднеархейского эвгеосинклинального обрамления раннеархейской глыбы Гвианского щита. Входят ли в состав этого обрамления и образования серии Иматака, неясно.

Гранитоиды, прорывающие верхний архей, относят к так называемому гвианскому комплексу, к «гранитам Южной Саванны» и т. д. Они представлены гранодиоритами, биотитовыми гранитами и диоритами. Значения их изотопного возраста колеблются от 2300 до 2600 млн. лет (Choubert, 1966; и др.).

Следует остановиться на стратиграфическом положении *серии Бартика*, которая в стратиграфических схемах помещается над верхним археем и сопоставляется с толщами Розебел-Орапу и Бонидоро (Колотухина и др., 1968). Однако эта серия состоит из гнейсов, гранитов, роговообманковых сланцев, гнейсо-гранитов (Саппоп, 1962), и поэтому не исключено, что ее породы слагают глыбы в протерозойской Карибской системе и имеют позднеархейский возраст. Близка на этот счет точка зрения тех исследователей, которые считают, что породы серии Бартика являются продуктом гранитизации вулканогенно-осадочных образований групп Барама и Мазаруни (McCoppell, Dixon, 1960). Для ответа на этот вопрос нужны дополнительные исследования.

На Бразильском щите к верхнему архею относятся формации Барбасена и Лафайети (Barbosa, 1954) и серия Риу-дас-Вильяс. Формация Барбасена сложена кварцево-сланцевыми сланцами, гнейсами, кварцитами, реже — мраморами, а формация Лафайети — слюдястыми сланцами, кварцитами, гондитами, граувакками, туфами и диабазами. С корой выветривания на гондитах связаны месторождения марганца. Близкий состав имеет и серия Риу-дас-Вильяс. Все эти отложения залегают с угловым несогласием на гранитизированных породах Мантикейра, верхний возрастной предел которых равен 2500 млн. лет и которые прорываются и метаморфизуются гранитами, имеющими возраст, согласно изотопным определениям, от 2000—3000 до 1350 млн. лет (Dogg, 1969). Верхнеархейские толщи Бразильско-

го щита распространены в изолированных зонах среди полей нерасчлененного архея и, возможно, являются внутриплатформенными образованиями позднеархейской эоплатформы.

Нерасчлененный архей

В ряде случаев расчленение архейских образований Бразильского щита затруднено. Нерасчлененные толщи слагают огромные площади и индексируются не точнее чем архей. На севере и северо-западе Бразильского щита они объединены под названием «породы кристаллического цоколя» (Rüe, 1957, 1963). В штате Амапа (Бразилия) к ним относятся гиперстеновые гнейсы, амфиболиты и мигматиты, в штате Амазонка (Бразилия) в среднем течении р. Мадейры — кристаллические сланцы и гнейсы, а на севере штата Рондония (Бразилия) — кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты. В восточной Боливии архейский возраст, очевидно, имеют метаморфические породы серии Корумба: гнейсы, амфиболовые и слюдяные сланцы и кварциты, а в северо-восточном Парагвае — серия Апа: биогитовые гнейсы, кварциты, амфиболиты, слюдяные кристаллические сланцы и мигматиты (Ahlfeld, Branisa, 1960). Калий-аргоновый возраст подобных образований, развитых в среднем течении р. Токантинс на юго-западе штата Пара (Бразилия), равен 1720—2160 и 2540 млн. лет (Almaraz, 1967).

К архею, в частности к верхнему, возможно, относится и какая-то часть глубоко метаморфизованных образований Андийской области, например на востоке Колумбийских Анд (Radelli, 1967).

Неясен возраст амфиболитовых и гнейсовых ксенолитов в серпентинитах Кубы, Пуэрто-Рико и других островов Антильской дуги (Weyl, 1966). Эти породы, видимо, являются отторженцами базитового метаморфического фундамента, выжатыми вместе с серпентинитами. Фундамент, возможно, сформировался еще в раннем или среднем докембрии, но имеющиеся калий-аргоновые определения возраста амфиболитов не превышают 110 млн. лет (Mattson, 1966).

Общие особенности раннего докембрия

Катархейские (?) — нижнеархейские гранулитовые комплексы слагают древнейший салический цоколь Южно-Американского материка. Верхнеархейские осадочно-вулканогенные толщи относятся к двум структурным типам, которые в формационном отношении весьма близки. Эогесинклинальные образования образуют на севере Гвианского щита самостоятельную структурную зону и, возможно, продолжают в основании складчатых комплексов Андийской области, окаймляя с севера и запада

древнеархейскую глыбу Южной Америки. Этот дугообразный пояс, обрамлявший с севера Гвианский щит, выделялся и ранее (Kogol, 1965). В краевых частях эогeosинклинали верхний архей Гвианского щита формировался на раннеархейском основании. Эоплатформенные толщи верхнего архея, распространенные на Бразильском щите, образовались во «внутрикратонной» обстановке; в ряде мест установлено их налегание на раннеархейский цоколь. Цоколь был разбит разломами, которые служили путями проникновения позднеархейских лав, и отличался значительной подвижностью. Это привело к накоплению мощных вулканогенно-осадочных серий в депрессиях, а также к их складчатости и гранитизации в конце позднего архея.

СРЕДНИЙ ДОКЕМБРИИ

В составе пород среднего докембрия Южной Америки различаются ниже- и среднепротерозойские отложения, среди которых выделяются образования чехла, подвижных прогибов и геосинклиналей.

Нижний протерозой

Отложения этого возраста широко представлены на севере Гвианского щита. Во Французской Гвиане *серия Бонидоро* (1,5—2,0 км) залегает с угловым несогласием на породах архея и сложена кварцитами и конгломератами с прослоями карбонатных пород и амфиболитов. В основании серии лежат базальные конгломераты с обломками гранитов гвианского комплекса. Выше несогласно залегает *серия Орану* (2 км). Низы ее сложены кварцитами и базальными конгломератами с прослоями риолитовых туфов. В конгломератах местами отсутствует сортировка и встречаются штрихованные (ледниковые?) гальки. Выше залегают тонкозернистые песчаники, чередующиеся с серицитовыми сланцами. Наконец, большая часть этой серии представлена глинистыми серицитовыми сланцами, внизу графитистыми (Schubert, 1966), которые на контакте с гранитами превращены в слюдяные сланцы с биотитом, гранатом и силлиманитом. Описанная серия протягивается через всю Французскую Гвиану вдоль побережья океана и продолжается в Суринаме (*серия Розебел* и подстилающие ее флишевые осадки *серии Армина*).

Нижнепротерозойские толщи Гвианского щита накапливались в подвижном прогибе, возникшем, видимо, на позднеархейском основании. Малые мощности в значительной степени грубообломочных отложений и практическое отсутствие эффузивов свидетельствуют о негеосинклинальном, частично наземном характере осадконакопления. С другой стороны, флиш серии Арми-

на и глинистые осадки верхов серии Орапу имеют скорее всего геосинклинальный характер. Мы полагаем, что все эти отложения формировались во внешних приплатформенных зонах геосинклинального бассейна, внутренние эвгеосинклинальные зоны которого, по-видимому, скрыты под водами Атлантического океана. Нижнепротерозойские отложения были смяты в складки (карибская орогенция) и прорваны гранитами с изотопным возрастом около 2000 млн. лет (McConnell, Dixon, 1960).

Средний протерозой

На Гвианском щите среднепротерозойский возраст имеет *формация Рораима* (2,0—2,4 км). Она представлена пестроцветными песчаниками и кварцитами, часто косослоистыми, с прослоями глинистых сланцев, реже яшм, туфов кислого состава и конгломератов. Эти породы горизонтально и трансгрессивно залегают на более древних докембрийских образованиях и гранитах, часто начинаясь конгломератами. Местами (у разломов?) их спокойное залегание нарушено (углы падения до 50°). Формация Рораима моложе гранитов с возрастом 2000 млн. лет, которые она перекрывает, но ненамного древнее, чем силлы рвущих ее долеритов, возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, равен 1490—2091 млн. лет, а рубидий-стронциевым методом — 1850—2170 млн. лет (McDougall, 1968; и др.).

Нерасчлененный средний докембрий

Толщи, близкие к геосинклинальному нижнему протерозою Гвианского щита, распространены и на Бразильском щите, где они предположительно залегают на нижнеархейском гнейсово-мигматитовом фундаменте. Не исключено, что в их состав частично включены позднеархейские и позднепротерозойские образования. Эти отложения представлены формациями Каапуку, Эль-Тахибо и серией Минас. *Формация Каапуку*, сложенная кварцитами, тальковыми сланцами с подчиненными покровами кварцевых порфиров, развита на юго-востоке Парагвая. *Формация Эль-Тахибо*, представленная аркозами, кварцитами и серицитизированными туфами, распространена в Боливии (Ahlfeld, Braniša, 1960). *Серия Минас*, выделенная на юге складчатой зоны бразилид, в Уругвае (Харрингтон, 1959), имеет аналогичный состав и образована кварцитами и филлитами с линзами мраморов, тальковыми сланцами и кислыми вулканитами. Она с угловым несогласием залегает на архейских гнейсах. Среднедокембрийские образования, возможно, участвуют и в строении нерасчлененных докембрийских комплексов Андийской области.

Общие особенности среднего докембрия

Если отнесение раннепротерозойских прогибов Гвианского щита к краевым геосинклинальным структурам справедливо, то можно предположить, что среднедокембрийские протогеосинклинали обрамляли Южно-Американскую протоплатформу не только с севера, но и с запада. Реликты геосинклинальных образований этого времени можно усмотреть в нерасчлененных докембрийских толщах Анд. На севере протоплатформы частично в континентальной обстановке и, судя по большой мощности осадков, в условиях значительного компенсированного погружения формировался протоплатформенный чехол.

Складчатые и метаморфизованные среднедокембрийские (?) толщи Бразильского щита, с одной стороны, лежат в основании геосинклинального разреза бразилид (уругвайская серия Минас), а с другой — являются отложениями внутриплатформенных прогибов промежуточного типа. Устойчивость Южно-Американской протоплатформы была, очевидно, невелика.

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ

Расчленение верхнепротерозойских толщ не всегда возможно и в большинстве случаев подтверждается лишь радиоизотопными датировками.

Наиболее широко верхний протерозой развит на Бразильском щите, особенно в области бразилид, где разработана детальная стратиграфическая схема; на Гвианском щите известны лишь вендские осадки. В Андийской области, включая Центральную Америку, обнажены метаморфизованные толщи и интрузивные тела, позднепротерозойский возраст которых обоснован лишь местами. Во многих районах, в частности на островах Вест-Индии, выделение верхнего докембрия весьма дискуссионно.

На Бразильском щите в составе верхнего протерозоя выделяются нижний рифей, средний и верхний рифей нерасчлененные и венд.

Нижний рифей

Раннерифейский возраст имеет *серия Минас*; в штате Минас-Жерайс она состоит из трех свит — Караса, Итабира и Пирасикаба. В основании свиты Караса залегают базальные конгломераты с галькой подстилающих пород, а выше — кварциты, часто серицитовые, филлиты и кристаллические сланцы, представленные серицитовыми, мусковитовыми, биотитовыми, гранатовыми и амфиболовыми разностями. Вышележащая свита Итабира (до 1,2 км) сложена железистыми кварцитами (итабиритами) и доломитами, которые образуют тонкие прослои мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Свита Пирасикаба (до 0,7 км) представлена филлитами,

кварцитами, доломитами, кремнистыми породами, граувакками, метаморфизованными эффузивами и их туфами. Серия Минас отделена от верхнеархейской серии Риу-дас-Вильяс крупным угловым несогласием; изотопный возраст прорывающих (?) ее гранитов Итабириту определяется в 1350 млн. лет (Колотухина и др., 1968; Догг, 1969).

Возрастными аналогами серии Минас являются *серии Жакобина* и *Паронгос*. Они сложены слабо метаморфизованными терригенными породами, среди которых в серии Жакобина залегают пачки железистых кварцитов и золотоносных конгломератов, а в серии Паронгос — слои известняков и покровы метабазалтов и метаандезитов, которые сопровождаются интрузивными телами ультраосновного состава и относятся к офиолитовой формации (Jost, 1966).

Нижнерифейские образования серии Минас и ее аналогов имеют эвгеосинклинальный характер и вместе с подстилающими их в Уругвае и других районах среднедокембрийскими толщами входят в состав нижнего структурного яруса складчатой системы бразилид. Судя по их географическому распространению (Мара geológico..., 1964), рифейская геосинклиналь восточной Бразилии на раннем этапе была несколько шире, чем впоследствии.

На Гвианском щите нижний рифей не установлен; в Андах его присутствие среди мощных нерасчлененных верхнепротерозойских толщ вероятно, но надежно установить его наличие пока не удается.

Средний и верхний рифей

На Бразильском щите нерасчлененные средне-верхнерифейские образования входят в состав сравнительно мощной складчатой толщи, нижняя граница которой определяется налеганием ее на породы нижнего рифея, а верхняя — по покрывающим ее вендским отложениям платформенного чехла. Соответствуют ли границы внутри толщи (между отдельными свитами) возрастному рубежу, разделяющему средний и верхний рифей, неизвестно. Нижние горизонты нерасчлененного среднего — верхнего рифея Бразильского щита представлены свитой Итаколуми и ее аналогом — свитой Тирадентес (0,4—0,8 км). Обе свиты обладают трехчленным строением, отвечающим трансгрессивно-регрессивной осадочной серии. Нижняя и верхняя толщи этих свит — песчаниковые (кварцитовые), часто с конгломератами, а средняя — филлитовая (Итаколуми) или известняковая (Тирадентес). Указанные свиты залегают несогласно на осадках серии Минас или на прорывающих ее гранитах; в базальных конгломератах свиты Итаколуми содержатся обломки филлитов и итабиритов этой серии (Grabert, 1967; Колотухина и др., 1968).

Верхние горизонты представлены формацией Карандай и свитами Лаврас и Парельяс. Формация Карандай сложена конгломератами, граувакками и глинистыми сланцами с графитом, а ее аналог — свита Лаврас — конгломератами, часто алмазонасными, песчаниками, тиллитами и глинистыми сланцами с прослоями известняков и шунгита (Ebert, 1967). Все эти породы метаморфизованы в фации филлитов. Свита Лаврас в штате Минас-Жерайс залегает с угловым несогласием на свите Итаколуми и перекрыта платформенными осадками свиты Бамбуи. Отложения ее смяты в пологие складки. Свита Парельяс, развитая на северо-востоке Бразилии, представлена сильно метаморфизованными обломочными породами с прослоями известняков. Калий-аргоновые определения возраста метааркозов (по биотиту) показывают 893 млн. лет, а прорывающих их гранитов и пегматитов — 480—510 млн. лет (Ebert, 1967, 1970).

На Гвианском щите средне-верхнерифейские отложения неизвестны, а в Андийской области они не выделяются из состава нерасчлененных верхнепротерозойских толщ.

Вендский комплекс

Отложения венда развиты преимущественно в пределах Бразильского щита, где они слагают низы платформенного чехла. Вдоль западной и юго-западной окраин щита развиты складчатые вендские толщи, которые, возможно, участвуют и в строении нерасчлененных верхнедокембрийских серий Андийской области. На Гвианском щите платформенные осадки венда обнажены в узкой полосе вдоль его южного склона, скрываясь на юге под более молодыми отложениями Амазонской синеклизы.

Лучше всего вендские отложения изучены на Бразильском щите: на северо-востоке они представлены примерно разновозрастными свитами Бамбуи, Сериду, Асунги и Баррозо, а на западе — свитами Бодокена и Эскобар. Свита Бамбуи с угловым несогласием перекрывает свиту Лаврас, залегая на ней горизонтально или полого. Она представлена песчаниками, глинистыми сланцами и известняками, в которых содержатся строматолиты и другие водорослевые образования вендского облика (Колотухина и др., 1968). Близкий состав и то же залегание имеют и свиты Сериду и Асунги (Beurlen, 1964). В последней свите были найдены такие же строматолиты *Collenia*, как в свите Бамбуи. Объем свиты Асунги и ее мощность понимаются по-разному. Так, О. Ж. Марини с соавторами (Marini et al., 1967) считает ее серией мощностью в несколько километров, разделенной внутренними угловыми несогласиями и содержащей пачки метабазитов. Свита Баррозо, сложенная углеродистыми известняками, лежит на породах формации Карандай со слабым несогласием. Возраст прорывающих свиту Сериду гранитов равен 454—842 млн. лет (Ebert, 1970).

На западе Бразильского щита к венду не очень уверенно относятся свита Эскобар и ее аналоги — свита Итапукуми и серия Бодокена. Свита Эскобар на юге Парагвая сложена смятыми в складки глинистыми сланцами, иногда слабо метаморфизованными, содержащими прослойки песчаников со штрихованной галькой. Свита несогласно перекрыта нижнепалеозойскими отложениями (Kagroff, 1965). Свита Итапукуми представлена мощными терригенными и карбонатными осадками, несогласно лежит на более древних образованиях и несогласно перекрыта отложениями ордовика и силура (Comte, 1968). *Серия Бодокена* (1,5 км) распространена в бассейне р. Парагвай в штате Мату-Гросу (Бразилия) и в соседних районах Боливии. Она сложена доломитами, известняками, в которых иногда наблюдаются знаки ряби, песчаниками и пестроцветными глинистыми сланцами, смята в пологие складки северо-восточного простирания (Ahlfeld, Braniša, 1960). Отложения этих свит, вероятно, накапливались в краевых частях позднедокембрийской геосинклинальной области, которая окаймляла с запада и, возможно, с юго-запада платформенные структуры Бразильского щита, или в связанных с нею внутриплатформенных подвижных прогибах.

Магматическая деятельность на западе Бразильского щита (риолиты, граниты) протекала около 900 млн. лет тому назад (Bloosterman, 1966).

Нерасчлененный верхний протерозой

Отложения этого возраста, по-видимому, принимают большое участие в строении мощных докембрийских толщ, развитых в Андах Южной Америки и в Центральной Кордильере. Среди них различаются толщи двух типов. К первому типу относятся толщи мигматитов, роговообманково-биотитовых и мусковитовых, часто гранатсодержащих гнейсов, амфиболитов и мраморов. Толщи второго типа представлены филлитами, кварцитами, зелеными сланцами и другими слабо метаморфизованными породами. Те и другие слагают удлиненные массивы в ядрах антиклинориев. Толщи первого типа, вероятно, весьма разновозрастны. На наличие среди них образований докембрия указывает изотопный возраст цирконов из гнейсов *серии Чуако* Гватемальской Кордильеры, равный 1075 млн. лет (Gomberg et al., 1968), однако это значение может быть преуменьшено. Подобно другим глубоко метаморфизованным образованиям Тихоокеанского кольца в строении метаморфических толщ первого типа, вероятно, участвуют верхний и средний докембрий, а может быть, и верхний архей. К этим толщам относятся мигматиты массива Макарена и других районов в Восточных Кордильерах Колумбии и Эквадора, мигматиты массива Санта-Марта и Центральных Кордильер этих же стран, а также гнейсы Иден южно-

го Чили, представленные роговообманковыми, биотитовыми и мусковитовыми разностями.

Толщи второго типа можно с большей уверенностью отнести к верхнему докембрию, так как в ряде мест они перекрываются породами кембрия. В Колумбии позднедокембрийский возраст, вероятно, имеет толща (более 1 км) филлитов и метапесчаников (Segovia, 1968), которая с угловым несогласием перекрывается девонскими отложениями с фауной. В Эквадоре таковы серицитовые и графитистые сланцы мощностью более 2 км (Mosquera, 1968). На северо-западе Аргентины к образованиям «докембрийского фундамента» относят толщи кристаллических сланцев и филлитов, которые прорваны гранитами и гранодиоритами и в провинциях Сальта и Жужуй трансгрессивно перекрыты кембрийской свитой Месон (Turner, 1962, 1964). В центральной части этих провинций флишевая толща ритмично чередующихся песчаников и алевролитов перекрывается позднедокембрийской молассой (Borello, 1968).

В Чилийских Андах верхний докембрий развит в Береговой Кордильере (сланцы Индио и др.). Эти интенсивно складчатые филлиты, биотитовые, мусковитовые и хлоритовые сланцы прорваны метабазитами (Zeil, 1965).

Существует мнение о палеозойском возрасте подобных образований, и едва ли можно отрицать, что в ряде мест метаморфизованные толщи второго типа являются разновозрастными, однако позднедокембрийский возраст многих из них не вызывает сомнений.

Как видно из краткого обзора, верхний докембрий Андийской области представлен однообразными терригенными и вулканогенными эвгеосинклинальными сериями, частично глубоко метаморфизованными, которые протягиваются от Колумбии до южного Чили и, вероятно, входят в состав нижнего геосинклинального структурного яруса. Позднепротерозойская геосинклиналь, возможно, продолжала развитие предположительной среднедокембрийской подвижной области.

Простиралась ли она в пределы Средней Америки? Что касается Центральной Кордильеры, то на этот вопрос можно ответить утвердительно. Относительно возможности выделения позднего докембрия в Антильской островной дуге мнения расходятся. Наиболее обширные выходы метаморфических пород имеются на Кубе, в антиклинории Тринидад (зона Эскамбрай) и на о. Пинос. В зоне Эскамбрай в состав метаморфического комплекса входят две толщи. Нижняя толща сложена хлоритовыми, актинолитовыми, кварц-сланцевыми и карбонатными сланцами, чередующимися с пачками кристаллических известняков. Верхняя толща представлена мраморами, графитовыми, гранатовыми, слюдястыми и амфибол-альбит-эпидотовыми сланцами и кварцитами. Общая мощность метаморфического комплекса достигает 7—12 км. Близкий состав имеют метаморфи-

ческие толщи о. Пинос (до 15 км), среди которых отмечаются также амфиболиты, биотитовые и амфиболовые гнейсы с гранатом, силлиманитом и ставролитом.

Породы комплекса *Эскамбрай* образуют две куполообразные структуры, вытянутые в субширотном направлении. На о. Пинос развиты сложные складки северо-западного направления. В метаморфические породы внедрены мелкие тела биотит-микроклиновых гранитов.

Взгляды на возраст комплекса *Пинос-Эскамбрай* весьма различны. К. М. Худoley (Khudoley, 1967) считает его ниже-среднеюрским. С. Д. Ригасси относил метаморфические толщи Кубы к палеозою. Ю. М. Пущаровский (устное сообщение) полагает, что возраст этих образований заведомо домеловой, однако при сходстве с метаморфизованными породами юры не исключается и более древний их возраст. И. Н. Тихомиров (устное сообщение) относит породы Эскамбрая к верхнему докембрию. Огромная мощность, развитие куполообразных структур, региональный метаморфизм в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях, проявления ретроградного метаморфизма, резкое несоответствие структурного стиля и структурных направлений метаморфического комплекса и мезозойско-кайнозойских отложений и, наконец, находки И. Н. Тихомировым обломков метаморфических пород в гравелитах и конгломератах нижней — средней юры указывают на их доюрский возраст. К юрскому времени они уже прошли длинный путь от осадков и вулканитов до глубоко метаморфизованных пород. Мы считаем возможным присоединиться к мнению И. Н. Тихомирова. Если эти представления реальны, то можно думать, что в позднем докембриии огромная эвгеосинклинальная область протягивалась от мыса Горн через всю Южную и Среднюю Америку и смыкалась на севере с позднедокембрийской эвгеосинклиналью Мексики.

Общие особенности позднего докембрия

Верхний докембрий Южно-Американского сектора Тихоокеанского пояса представлен эвгеосинклинальными и внутриплатформенными геосинклинальными образованиями и осадками чехла. Андийская эвгеосинклиналь, по всей вероятности, формировалась на древнем метаморфическом цоколе окраины Южно-Американской платформы. Во внутриплатформенной подвижной зоне бразилид рифей четко делится в структурном отношении на нижний и средний — верхний. Вендские образования слагают чехол на обоих щитах: очевидно, к вендскому времени различия в подвижности между ними сгладились.

Вероятно, в позднем протерозое завершилось отторжение кристаллических массивов Патагонии, Десеадо и других, которые были отделены от Бразильского щита геосинклинальной ветвью, простиравшейся в юго-восточном направлении (Харрингтон, 1959).

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ЮЖНО-АМЕРИКАНСКОГО СЕКТОРА В ДОКЕМБРИИ

Докембрийская история этого региона, начавшись в катархее — раннем архее с формирования салического цоколя щитов, развивалась в двух направлениях. Заложение внутрикратонных подвижных зон сообщало цоколию вторичную подвижность, а геосинклинальные прогибы, возникавшие по окраинам, поглощали и отторгали значительные его участки. В то же время складчатость и гранитные интрузии консолидировали подвижные зоны и увеличивали мощность салического основания. В Андийской области этот процесс не завершился и до сих пор. Ранее стабилизировавшийся Гвианский щит обладал наибольшей жесткостью. Разделяет ли два щита складчатая зона, аналогичная бразилидам, развивавшаяся вдоль гипотетического Амазонского линеамента и скрытая под осадками Амазонской синеклизы — можно только предполагать. Пока нельзя точно ответить на вопрос, существовала ли в прошлом связь Южно- и Северо-Американской платформ через якобы погруженные массивы Карибского бассейна (Ирдли, 1960; Weyl, 1966).

В тектоническом отношении Антарктида делится на две части: 1) складчатую область, занимающую Антарктический полуостров и Трансантарктические горы Западной Антарктиды, и 2) примыкающую к этой области платформу Восточной Антарктиды. Первую структуру далее мы будем называть Западно-Антарктической складчатой областью, вторую — Восточно-Антарктической платформой (рис. 13).

В пределах Западно-Антарктической складчатой области можно выделить, в свою очередь, две разновозрастные складчатые зоны: 1) древнекаледонскую, располагающуюся вдоль границы с Восточно-Антарктической платформой и протягивающуюся от залива Робертсон до моря Уэдделла («геосинклиналь Росса», по терминологии зарубежных авторов); 2) альпийскую, охватывающую преимущественно Антарктический полуостров. Граница между этими зонами неясна ввиду слабой изученности центральных районов Западной Антарктиды.

Докембрийские образования развиты во всех названных структурах. В пределах Восточно-Антарктической платформы они представлены архейскими кристаллическими сланцами и гнейсами фундамента, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях, и средне-верхнедокембрийскими терригенно-вулканогенными отложениями чехла. В раннекаледонской складчатой зоне развиты также два древних комплекса: архейские кристаллические сланцы и гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма, слагающие отдельные блоки среди более молодых складчатых образований, и нерасчлененные верхнедокембрийские — кембрийские геосинклинальные терригенно-карбонатные толщи, породы которых метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

Трудно сказать, какие именно докембрийские образования развиты в альпийской складчатой зоне, хотя присутствие пород «комплекса фундамента» отмечалось во многих ее районах (Craddock et al., 1964; Эйди, 1966; и др.).

3. Толща биотит-гранатовых, амфибол-плагноклазовых и двуслюдяных гнейсов амфиболитовой фации метаморфизма, к которым присоединяются мраморы и доломиты. Мощность толщи несколько тысяч метров.

Первые две толщи выделяются в большинстве районов развития архейских образований, но их относительное стратиграфическое положение не установлено. Так, в районе оазиса Бангера (Равич и др., 1965) толща пироксеновых сланцев и гнейсов залегает в ядре синклинальной структуры, крылья которой сложены толщей высокоглиноземистых пород, и, следовательно, должна занимать более высокое стратиграфическое положение. В районе гор Земли Королевы Мод (Равич, Соловьев, 1966) наблюдаются обратные соотношения: толща пироксеновых кристаллических сланцев слагает крылья крупных синклинальных структур и, таким образом, залегает стратиграфически ниже глиноземистой толщи. Такие же соотношения отмечаются в районе Земли Эндерби (Каменев, 1969).

Остается неясным, обусловлены ли такие противоречия только недостаточной изученностью или в описанные толщи объединены разные, хотя и сходные между собой части единого мощного разреза, которые повторяются в нем по крайней мере дважды. Второе предположение представляется весьма вероятным.

Третья толща — биотит-гранатовые, амфибол-плагноклазовые и двуслюдяные гнейсы и мраморы амфиболитовой фации метаморфизма — распространена в западной части гор Земли Королевы Мод (Равич, Соловьев, 1966) и в раннекаледонской складчатой зоне Западно-Антарктической складчатой области — на берегу Отса, Земле Виктории, в районе ледника Нимрод (Равич и др., 1965; Грайндли, Уоррен, 1966). В обоих случаях она слагает отдельные тектонические блоки, и поэтому взаимоотношения гнейсов и сланцев амфиболитовой фации метаморфизма с аналогичными образованиями, метаморфизованными до гранулитовой фации, выяснить не удастся. М. Г. Равич и Д. С. Соловьев (1966) на основании определенного сходства разрезов (в частности для западного окончания гор Земли Королевы Мод) предполагают, что толщи гнейсов амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма одновозрастны, но метаморфизм их происходил в разных условиях; вместе с тем эти авторы не исключают и другой возможности — более древнего возраста гранулитовых пород.

Поскольку породы третьей толщи отличаются от гранулитовых образований по степени метаморфизма и распространены в западной части Восточно-Антарктической платформы, примыкающей к складчатому обрамлению, и внутри древнекаледонской зоны Западно-Антарктической складчатой области, т. е. приурочены к определенной структурной зоне, с нашей точки зрения вполне оправданно предположение об их более молодом возрасте. Если первые две гранулитовые толщи могут быть отнесены

ж нижнему архею, то третья толща пород амфиболитовой фации метаморфизма, возможно, имеет позднеархейский возраст.

Интрузивные образования архейского возраста представлены такой последовательностью различных по составу пород (Равич и др., 1965; Равич, Соловьев, 1966):

1. Интрузии метабазитов — секущие и согласные дайки, интенсивно будинированные и гранитизированные, внедрение которых предшествовало первой (главной) гранитизации пород фундамента.

2. Метасоматические граниты и чарнокиты.

3. Жилы плагиогранитов, нормальных гранитов и аляскитовых гранитов.

4. Интрузивные габброиды (габбро-диориты, габбро-нориты), внедренные после регионального метаморфизма и ультраметаморфизма вмещающих кристаллических сланцев и гнейсов, но существенно метаморфизованные и частично гранитизированные (чарнокитизированные) при повторном проявлении ультраметаморфизма. В эту же группу входит габбро-анортозитовая формация, развитая только в горах Земли Королевы Мод.

5. Инъекционные лейкодиориты и плагиограниты, образующие жильный материал агматизированных участков кристаллических сланцев и метаморфизованных габброидов, а впоследствии также частично чарнокитизированных.

6. Реоморфические чарнокиты, образованные после внедрения габброидов, во время повторного ультраметаморфизма толщи кристаллических сланцев и гнейсов за счет ее частичного плавления и перехода в интрузивное состояние.

Архейские породы повсеместно смяты в складки с размахом крыльев от 10 до 50 км, простирание которых изменяется от субширотного до субмеридионального (Каменев, 1969; Равич, 1966). Складки северо-западного простирания большей частью имеют кругые ($70-75^\circ$) крылья, а субмеридиональные и субширотные складки являются более пологими. В гранитизированных породах крупные структуры осложнены складками течения, будинажем и т. д. Кроме складчатых деформаций, породы фундамента претерпели разрывные нарушения, которые сопровождались зонами диафорических изменений, большей частью в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Цифры изотопного возраста пород комплекса разделяются на четыре группы: 1460—1545, 1000—1265, 615—800, 420—490 млн. лет (Равич и др., 1965), хотя нет никаких геологических данных, которые позволили бы расчленить фундамент в возрастном отношении. По мнению М. Г. Равича, Л. В. Климова и Д. С. Соловьева (1965), причина этого кроется в многократном омоложении пород, слагающих фундамент, и в качестве основной цифры нужно принять более древнюю, в данном случае 1460—1545 млн. лет. Известны и большие цифры изотопного возраста для гранитов и гнейсов фундамента: 1800 млн. лет

(Ford, 1964), 1840 млн. лет (Angino, Turner, 1963) и 2120 млн. лет (Каменев, 1969), что соответствует нижнему протерозою; однако нет уверенности, что и эти цифры не занижены. Наконец, в самое последнее время в одном из тектонических блоков на Земле Королевы Мод были обнаружены граниты, имеющие возраст (рубидий-стронциевый метод) 3060 млн. лет (Halpern, 1970).

М. Г. Равич (1966) считает весь комплекс пород фундамента архейским, так как, по его мнению, «геолого-петрологические особенности пород позволяют относить весь кристаллический фундамент Антарктической платформы к типичным архейским сооружениям». Однако это мнение разделяют далеко не все геологи, изучающие геологическое строение Антарктиды, и даже есть исследователи, которые считают описываемый комплекс не только не архейским, но, в отдельных участках, даже не докембрийским (Ван Аутенбуер и др., 1966).

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ

Как упоминалось, средне- и верхнедокембрийские отложения Антарктиды представлены платформенными и геосинклинальными образованиями. Последние входят в состав нерасчлененного верхнедокембрийского — кембрийского комплекса древнекаледонской складчатой зоны.

Платформенный средний — верхний докембрий

Платформенные образования среднего — верхнего докембрия представлены полого или горизонтально залегающими вулканогенно-осадочными толщами в основании чехла Восточно-Антарктической платформы. Значительное распространение они имеют в западной части гор Земли Королевы Мод (Равич, Соловьев, 1966) и в районе оазиса Бангера (Равич и др., 1965).

Среднедокембрийский возраст платформенных отложений установлен для самых нижних частей разреза на западе Земли Королевы Мод, где они сложены терригенными породами и андезитами (*серия Альманрюгген*). Рубидий-стронциевый возраст прорывающих их долеритов составляет 1700 млн. лет (Allsopp, Neethling, 1970). Верхний докембрий здесь представлен также терригенно-вулканогенной толщей, мощность которой достигает 1000 м. М. Г. Равич и Д. С. Соловьев (1966) описали следующий разрез этой толщи: 1) покровы зеленокаменных пород, алевролитов и аргиллитов с остатками водорослей; 2) горизонт конгломератов с гальками подстилающих пород; 3) серые песчано-алевритовые отложения, неравномерно прослоенные темно-коричневыми аргиллитами и алевролитами с комплексом спорморф, характерных для верхнепротерозойских (вендских) отло-

жений Русской платформы. Позднедокембрийский возраст пород толщи, датированный по органическим остаткам, подтверждается калий-аргоновыми определениями возраста ослюдения аргиллитов—515—590 млн. лет и рубидий-стронциевыми определениями по вулканогенным породам—856 млн. лет (Eas-
tin et al., 1970).

В районе оазиса Бангера, а точнее гор Амундсена и Сандоу, верхнедокембрийские отложения чехла платформы слагают так называемую *серию Сандоу* (Равич и др., 1965). В отличие от западной оконечности гор Земли Королевы Мод, где верхнедокембрийские образования существенно метаморфизованы лишь участками, серия Сандоу повсеместно метаморфизована в зеленосланцевой фации. Она представлена чередующимися пластами метаморфизованных базальтоидов, превращенных в эпидот-хлоритовые сланцы, метаморфизованных кварцевых конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, а также слюдистых сланцев. Общая мощность серии более 100 м, залегание ее моноклиналиное при средних углах падения 15—25°. Отложения серии Сандоу хорошо сопоставляются с отложениями чехла, развитыми в пределах плиты Модгейм. Изотопный возраст серицитового сланца горы Сандоу (610 млн. лет) не противоречит таким сопоставлениям.

Геосинклинальные верхнедокембрийские отложения

Геосинклинальные верхнедокембрийские отложения широко распространены в древнекаледонской складчатой зоне: у залива Робертсон, на Земле Виктории и к югу от нее. Они входят в состав мощного (более 10 км) верхнедокембрийско-кембрийского терригенно-карбонатного комплекса пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации и смятых в линейные складки, простирающие которых варьирует от северо-западного до субмеридионального, а углы падения на крыльях достигают 30—40° (Равич, 1966). Комплекс сложен кварц-биотит-хлоритовыми сланцами, известковистыми сланцами, метаморфизованными песчаниками, конгломератами, известняками, метаэффузивами и метаграувакками. К югу от Земли Виктории он подразделяется на две толщи: нижнюю, граувакково-аргиллитовую, и верхнюю, сложенную известняками и конгломератами (Грайндли, Уоррен, 1966). По мнению этих исследователей, толщи залегают согласно, но Б. М. Гунн (1966) отмечает, что в районе ледника Нимрод между ними наблюдается некоторое несогласие.

Возраст пород комплекса датируется поздним докембрием — кембрием на основании находок спороморф в отложениях его нижней части и присутствия археоциат в верхней (Грайндли, Уоррен, 1966; Гунн, 1966; и др.). Возраст пород нижней части комплекса и прорывающих его гранитов, определенный калий-

аргоновым и рубидий-стронциевым методами (Grindley, McDougall, 1969; Faure et al., 1968), колеблется в пределах 600—1300 млн. лет.

Интрузивные образования древнекаледонской складчатой зоны представлены массивами амфиболовых и слюдястых гранитов и гранодиоритов, резко отличных от характерных для Восточно-Антарктической платформы чарнокитов.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ ДОКЕМБРИЙ

Во многих районах альпийской складчатой зоны — на Южных Оркнейских островах, Южных Шетландских островах, на побережье залива Маргерит и территории берега Эйтса — под названием пород «комплекса фундамента» выделяются древние кристаллические породы. Они представлены амфиболовыми сланцами и гнейсами, гранито-гнейсами, иногда мраморами и кварцитами. Большинство исследователей считает «комплекс фундамента» этой зоны докембрийским (Гунн, 1966; Эйди, 1966), но, возможно, в некоторых районах в него включаются и нижнепалеозойские образования.

ВЫВОДЫ

История геологического развития Антарктиды в докембрийское время может быть представлена очень схематично ввиду слабой изученности геологии Антарктиды вообще и докембрийских комплексов в частности.

В общих чертах она рисуется в следующем виде. В архейское время на всей площади Антарктиды формировались мощные терригенно-вулканогенные толщи, которые затем были дислоцированы и прорваны многочисленными интрузиями гранитоидных пород и чарнокитов. Можно предполагать, что с конца архея до позднего докембрия материк Антарктиды был единой жесткой структурой.

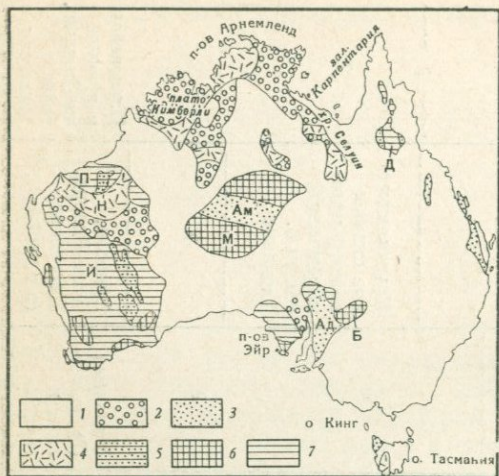
В позднем докембрии произошло оживление тектонической активности и разделение материка на две части, дальнейшая геологическая жизнь которых существенно различалась. Восточная часть его уже со среднего докембрия представляла собой огромную плиту, на которой отлагались имеющие небольшую мощность континентальные осадки и осадки неглубокого моря. Западная часть материка подверглась существенной переработке: здесь образовался глубокий прогиб, в котором накапливались мощные толщи осадков геосинклинального типа.

Австралийский сектор Тихоокеанского пояса включает восточную часть материка Австралии, Тасманию и цепи островов Океании, простирающиеся от Новой Гвинеи до Новой Зеландии. К внешним зонам пояса относится позднепалеозойская Тасманско-Австралийская складчатая область, которая обрамляет с востока Австралийскую платформу. Кайнозойские внутренние зоны охватывают островные дуги и окраинные моря. Докембрийские образования наиболее развиты и лучше всего изучены на Австралийской платформе. В складчатом обрамлении докембрий выделяется с большим трудом из-за сложности строения и пространственной разобщенности докембрийских образований и тех изменений, которые они претерпели под влиянием различных наложенных процессов; поэтому докембрий здесь выделяется нередко условно.

В составе докембрия Австралийской платформы все исследователи выделяют архей и протерозой. Архейские образования, имеющие возраст более 2600 млн. лет, обычно не расчленяют, хотя, по-видимому, местами они могут быть разделены на две подгруппы. В составе протерозоя австралийские геологи выделяют три «системы»: наллагайний, карпентарий и аделаидий, возрастные рубежи между которыми, по данным изотопных определений возраста, принимаются в 1800 и 1350—1450 млн. лет. Эти рубежи не совпадают с принятыми в настоящей работе границами подгрупп протерозоя. Однако внутри карпентария довольно отчетливо намечается еще один рубеж — около 1600 млн. лет, что облегчает корреляцию австралийского протерозоя с образованиями других континентов. В предлагаемой схеме (табл. 4) средний докембрий (нижний—средний протерозой) включает наллагайний и низы карпентария, граница между которыми проходит в середине среднего протерозоя; к верхнему же докембрию (верхний протерозой — венд) относятся верхи карпентария и аделаидий, причем верхняя часть карпентария имеет объем нижнего рифея, а аделаидий соответствует остальной части верхнего докембрия.

В пределах Австралийской платформы докембрийские образования разделены молодыми отложениями чехла на отдельные разобщенные выходы (рис. 14). Наиболее обширный из них рас-

Стратиграфические подразделения		Австралийская платформа					Складчатые зоны	
		Западно-Австралийский щит	Поднятия Северной Австралии		Поднятия Центральной Австралии	Поднятия Южной Австралии	Тасманско-Австралийская	Новозеландская
			Плато Кимберли	П-ов Арнемленд и юго-западное побережье зал. Карпентария				
Венд, верхний и средний рифей	Аделаидий	Бангемалл	Луиза-Даунс	Уэссел	Эрамбера	Марино	Различные сланцы Квинсленда и верхняя метаморфическая толща о. Тасмания	Гринленд, Ваота
			Куннанди, Маунт-Хаус	Ропер	Пертататака, Уиннал			
			Глидден		Арейонга, Ининдия	Торренс		
						Биттер-Спрингс, Пиньянна		
Нижний рифей	Карпентарий	Бреснахан	Бастيون (?)	Мак-Артур	Хатчес-Крик			?
			Кимберли	Тауалла				
Средний и нижний протерозой	Карпентарий		Спиуа	Скраттон Клифдалл и др.	?	?	Кристаллические сланцы нижней метаморфической толщи о. Тасмания	?
			Уайтуотер					
Верхний архей	Наллагайний	Маунт-Брус	(?)	Аджиконди	Уарраунга			
			Калгурли, Уарравуна, Москито-Крик, Роборн	Холс-Крик	Рам-Джангл, Хермит-Крик, Майра-Фолс, Стаг-Крик	Маунт-Харрис, Бладс-Рейндж	?	?
Нижний архей		Гранито-гнейсовые комплексы, включающие породы гранулитовой фации	?	?	Арунта, гранулиты гор Масгрейв, Манн и др.	Уиллиама (?), гранулиты и гнейсы п-ова Эйр	Эйнасли, Холс-Риворд, Даргалонг (в Квинсленде)	Парагнейсы и гранулиты Брадшо, гнейсы Чарлстон и др. (?)



- 1 — последокембрийские образования;
- 2 — позднепротерозойский платформенный чехол;
- 3 — позднепротерозойские и позднепротерозойско - ранне - палеозойские (?) геосинклинальные образования;
- 4 — среднедокембрийские образования;
- 5 — раннедокембрийские образования;
- 6 — позднеархейские зеленосланцевые породы;
- 7 — раннеархейские гнейсы гранулитовой фации, нерасчлененные, Докембрийские складчатые зоны;

Ад — Аделаидская,

Ам — Амадеус,

Н — Наллагайн.

Архейские кристаллические

массивы;

Б — Брокен-Хилл,

Д — Джорджтаун,

И — Йилгарн-Калгурли,

М — Мэстрейв,

П — Пилбара

Рис. 14. Основные выходы докембрия Австралии (Geol. map of the World. Austral. and Oceania, 1965; и др.)

положен на западе материка и называется Западно-Австралийским щитом. В пределах последнего различают выступы интенсивно метаморфизованных и инъецированных кристаллических образований фундамента, называемых массивами Йилгарн-Калгурли и Пилбара, и перекрывающие их неметаморфизованные и нескладчатые или слабоскладчатые отложения, выполняющие впадину (или бассейн) Наллагайн. В более восточных районах платформы докембрий обнажается в пределах трех крупных поднятий, расположенных в северной, центральной и южной частях материка (рис. 14).

В молодых складчатых зонах Тихоокеанского пояса докембрий слагает срединные массивы (например, массив Джорджтаун), а также обнажается в ядрах некоторых крупных антиклинальных структур.

НИЖНИЙ ДОКЕМБРИЙ (АРХЕЙ)

Архейские образования участвуют в строении фундамента Австралийской платформы, образуя обширные выступы главным образом в Западной и Центральной Австралии. Небольшие выходы архейских пород известны также и в других районах материка, в том числе в молодых складчатых зонах на востоке Австралии.

Возраст архейских пород по изотопным датировкам равен 2600—3700 млн. лет. Более детальное расчленение архейских образований по возрасту обычно не производят, а разделяют их

на петрографические типы, различающиеся по происхождению, составу и степени метаморфизма. Последний признак, по нашему мнению, может служить указанием на относительный возраст некоторых пород. Действительно, там, где удалось выявить взаимоотношения между различно метаморфизованными образованиями, оказывается, что наиболее глубоко измененные — в гранулитовой фации — породы являются и самыми древними. Разности, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, не только петрографически резко отличны от гранулитовых, но и слагают самостоятельные, разделенные территориально геологические комплексы. С учетом имеющихся данных по другим платформам (Северо-Американской, Индийской) представляется наиболее вероятным, что эти комплексы разновозрастны и что гранулитовые породы могут быть отнесены к нижнему архею, а зеленокаменные — к верхнему. Вопрос о гнейсовых толщах амфиболитовой фации менее ясен. Часть из них, по-видимому, образовалась одновременно с гранулитами и связана с ними постепенными переходами, другая несомненно имеет позднеархейский возраст и образовалась в результате гранитизации и прогрессивного метаморфизма зеленосланцевых образований, а местами — при диафто-резе гранулитов. Однако установить возраст и происхождение гнейсов амфиболитовой фации удастся лишь в отдельных случаях.

Нижний архей

Главными районами распространения нижнеархейских пород являются южная часть Западно-Австралийского щита и юг Центральной Австралии (Вильсон, 1965). В большинстве случаев они представлены гранитизированными в условиях амфиболитовой фации породами, содержащими реликты гранулитовых сланцев и гнейсов. Среди последних различаются как первичноосадочные образования — гранат-биотит-кордиерит-гиперстеновые, гранат-силлиманит-кордиеритовые, гиперстеновые гнейсы, кварц-магнетит-гиперстеновые сланцы, известково-силикатные породы и другие, так и основные и ультраосновные породы магматического происхождения — роговообманково-пироксен-плагноклазовые, гиперстен-плагноклазовые, оливин- и шпинель-гиперстеновые кристаллические сланцы. Местами сланцы основного состава слагают довольно крупные однородно построенные массивы. Магматическое происхождение имеют также массивы чарнокитов (феррогиперстеновых адамеллитов и гранодиоритов) и предшествующие им силлоподобные тела анортозитов и норитов.

В пределах массива Иилгарн-Калгурли выходы гранулитов окаймляют область распространения верхнеархейской серии Калгурли с юга и юго-запада, будучи отделенными от нее предполагаемыми надвигами (на юге) и сбросами (на западе). Для

южной полосы развития гранулитов характерны широтные и северо-восточные простирания структур, тогда как в западной полосе они простираются параллельно верхнеархейским структурам в северо-северо-западном направлении.

Обширный выход породы гранулитовой фации образуют на юге Центральной Австралии, в горах Масгрейв, Манн и Томкинсон. Этот район характеризуется меридиональным простиранием древних складчатых структур, частью сильно сжатых, но в основном очень пологих и широких, с углами падения на крыльях 5—10° (Спригг, Вильсон, 1965).

Изотопный возраст гранулитовых пород оказывается в большинстве случаев омоложенным, но многие урано-свинцовые и рубидий-стронциевые определения с несомненностью указывают на их архейский возраст — 2650—2800 млн. лет (Wilson et al., 1960; Richards et al., 1966a).

Породы амфиболитовой фации метаморфизма, развитые в участках распространения гранулитов и тесно с ними связанные, могут быть также отнесены к нижнему архею. В некоторых случаях принадлежность их к этой подгруппе определяется геологическими данными. Например, на северо-западе массива Пилбара установлено, что гранито-гнейсы амфиболитовой фации и инъецирующие их граниты залегают в ядрах окаймленных гнейсовых куполов и несогласно перекрыты верхнеархейской серией Роборн, развитой на периферии куполов (Ryan, 1965). Граниты этого района, согласно рубидий-стронциевым определениям, имеют возраст 3040 млн. лет (Leggo et al., 1965). В том же районе калий-аргоновым методом были получены и еще более древние датировки — до 3700 млн. лет (Богданов, 1965), подтверждающие представление о наличии здесь образований нижнего архея. Однако в большинстве случаев выделение нижнеархейских пород может быть произведено с гораздо большей условностью.

На севере Центральной Австралии архей представлен комплексом *Арунта*, образующим небольшие, но многочисленные выходы среди более молодых отложений. Комплекс сложен биотитовыми гнейсами, мигматитами, мраморами, кварцитами, амфиболитами и другими кристаллическими сланцами. Имеются дайки и силлы метабазитов, широко распространены граниты. Породы смяты в изоклинальные складки субмеридионального направления, характерного для архея Австралии. Они глубоко метаморфизованы в амфиболитовой фации и интенсивно гранитизированы на всей территории; кроме того, имеются указания на присутствие среди них сланцев, метаморфизованных в гранулитовой фации (Вильсон, 1965). Эти признаки сближают рассматриваемый комплекс с раннеархейскими образованиями Западной и Центральной Австралии. Рубидий-стронциевое определение возраста полевых шпатов комплекса Арунта дало 2900 млн. лет (Forman et al., 1967).

На юге Австралии архей слагает п-ов Эйр и образует небольшие выходы в ядрах антиклинальных структур Аделаидской складчатой области (Вильсон, 1965; и др.). Здесь развиты кристаллические сланцы, гранито-гнейсы и мигматиты с подчиненными кварцитами, амфиболитами и мраморами, метаморфизованными в амфиболитовой, а местами — в гранулитовой фациях. Последние известны на юге п-ова Эйр, а также в районе Брокен-Хилл, где они входят в состав серии Уиллиама.

Серия Уиллиама сложена в основном породами терригенного происхождения, преобразованными в кристаллические сланцы и силлиманит-гранат-биотитовые, кварц-полевошпатовые и пироксеновые гнейсы с редкими прослоями амфиболитов, мраморов и тематитовых кварцитов, которые содержат интрузивные тела основных пород и гранито-гнейсов. Породы серии слагают кристаллический массив Брокен-Хилл, характеризующийся зональным распределением метаморфических пород: центральные его части метаморфизованы в гранулитовой фации, периферические — в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой (Binns, 1964). Местами глубоко метаморфизованные породы пересекаются узкими зонами развития ретроградно измененных сланцев (филлонитов), относящихся к амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. Это объясняет заниженные значения изотопного возраста (от 500 до 1720 млн. лет) серии Уиллиама и других кристаллических пород на юге Австралии (Greenhalgh, Jeffery, 1959; Wilson et al., 1960; Dunn et al., 1966; и др.); не исключено, впрочем, что часть их имеет протерозойский возраст (Богданов, 1967).

Архейские, скорее всего нижнеархейские, образования могут быть выделены и за пределами платформы. В Тасманско-Австралийской складчатой области глубоко метаморфизованные толщи образуют ряд выходов на севере Квинсленда, из которых наиболее обширным является массив Джорджтаун (Keyser, Wolff, 1964; White, 1965; Richards et al., 1966b; и др.). Массив сложен *комплексом Эйнасли*, в котором преобладают гранито-гнейсы, полосчатые гранулиты и мигматиты, а подчиненную роль играют гранат-слюдисто-силлиманитовые кристаллические сланцы и гранатовые кварциты. Фациальными аналогами комплекса Эйнасли являются толщи Холс-Риворд и Даргалонг. Породы толщи Холс-Риворд (более 1 км) выходят на восточной окраине массива Джорджтаун. Они представлены главным образом слюдянными, кварц- и гранат-слюдянными сланцами с небольшим количеством мигматитов, кварцитов и гнейсов. В их составе отмечена толща амфиболитов с редкими линзами мраморов и известково-силикатных пород. В толщу Даргалонг объединены кристаллические сланцы, гнейсы, гранулиты, мигматиты и амфиболиты, развитые к северо-северо-востоку от массива Джорджтаун. Описываемые комплексы включают силлы и дайки долеритов, вместе с которыми они смяты в узкие сжатые складки и метаморфизо-

ваны. Некоторые минеральные ассоциации архейских пород (кварц—ортопироксен—клинопироксен—роговая обманка; плагиоклаз—пироксен—гранат) указывают на метаморфизм в гранулитовой фации. Однако значительно шире распространены парагенезисы амфиболитовой фации. Предполагают, что их возникновение (по крайней мере отчасти) связано с регрессивным метаморфизмом в период каменноугольной (?) орогении. Породы архея прорваны многочисленными гранитными телами, возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, не превышает 1200 млн. лет, что, вероятно, также отражает омоложение под влиянием наложенных процессов (Richards et al., 1966).

Наконец, нельзя не отметить очень большого сходства с охарактеризованными образованиями некоторых метаморфических комплексов Новой Зеландии, развитых на западном побережье о. Южный. Это однообразные тонкополосчатые биотитовые гнейсы Чарлстон, роговообманково-гранат-гиперстеновые парагнейсы и гранулиты Брадшо и другие образования, возраст которых проблематичен и условно трактуется как докембрийский или раннепалеозойский (Вуд и др., 1963); не исключено, однако, что они слагают выступы архейского фундамента молодой складчатой области.

Верхний архей

Верхнеархейские образования уверенно выделяются лишь на Западно-Австралийском щите, хотя их присутствие не исключено и в других районах материка. К верхнему архею относятся древние зеленокаменные породы, представленные главным образом метаэффузивами и частично основными и ультраосновными интрузивными породами с подчиненными прослоями высокоглиноземистых сланцев и джеспилитов.

В массиве Йилгарн-Калгурли (McKinstry, 1945; Prider, 1961; Sofoulis, 1963; Horwitz, Sofoulis, 1965; Liddy, 1968; и др.) они известны под названием *серии Калгурли*, которая сложена андезитовыми лавами, их туфами и агломератами, тремолитовыми, актинолитовыми, серпентинитовыми сланцами, а также основными и ультраосновными интрузивными породами. Реже встречаются тальк-хлорит-антофиллитовые, пироксеновые, уралитовые, кремнистые и фукситовые сланцы, джеспилиты, карбонатные породы и карбонатиты. Во многих местах образовавшиеся по эффузивам сланцы сохранили реликты подушечной и амигдалоидной текстур. Мощность серии Калгурли составляет не менее 5,5 км. Она перекрыта, местами с размывом, толщей метаморфизованных осадочных пород (песчаников и кварцитов с подчиненными глинистыми сланцами и траувакками и еще более редкими конгломератами и известняками), которую также относят к архею. Совместно с ней она смята в сжатые складки, простирание

которых изменчиво; преобладают субмеридиональные и северо-западные простирания.

Породы серии Калгурли метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Они образуют протяженные, но узкие пояса северо-северо-западного направления среди архейских гнейсов и гранитов. Часть этих гнейсов образовалась за счет тех же сланцев Калгурли, которые вдоль контактов с гранитами часто превращены в гранатовые, ставролитовые, андалузитовые, биотитовые и рогово-обманковые гнейсы и кристаллические сланцы. В некоторых же районах удалось установить более высокое стратиграфическое положение зеленокаменных пород по сравнению с окружающими их гранитами и гнейсами.

С серией Калгурли связано золотое оруденение, имеющее важное промышленное значение, а также выявленные в последние годы большие запасы железных руд.

Примерно те же состав и мощность имеют образования верхнего архея в массиве Пилбара (Hunty, 1965; Ryan, 1965). Развита на западе массива *серия Уарравуна* включает основные и подчиненные им кислые метаэффузивы, джеспилиты и тальк-хлоритовые и глиноземистые сланцы. Восточнее распространена *серия Москито-Крик*, сложенная песчано-глинистыми отложениями и конгломератами с подчиненными кремнистыми и известковистыми породами. Она с разрывом перекрывает серию Уарравуна. На крайнем северо-западе массива верхнеархейские толщи объединены в *серию Роборн*.

Имеющиеся значения возраста пегматитов, прорывающих серию Калгурли, укладываются в интервал 2700—2800 млн. лет (Jeffery, 1956). Аналогичные или несколько более высокие значения возраста получены по пегматитам, залегающим в серии Уарравуна (Greenhalgh, Jeffery, 1959).

Многочисленные изотопные датировки гранитов Западно-Австралийского щита в подавляющем большинстве превышают 2600 млн. лет.

С определенной долей условности к верхнему архею могут быть отнесены сравнительно слабо или неравномерно метаморфизованные толщи в других районах Австралийской платформы, где они залегают в основании протерозойских разрезов. В большинстве случаев они образуют небольшие разобщенные выходы, в которых их выделяют под разными названиями. На восточной окраине плато Кимберли это — *серия Холс-Крик*, сложенная основными метаэффузивами, конгломератами, граувакками, алевритами и аргиллитами с подчиненными известняками и доломитами неопределенной мощности (Brown et al., 1968). Она прорвана sillами долеритов, габбро и серпентинитов, а также крупными телами гранитов, на контактах с которыми зеленокаменные породы превращены в амфиболиты и гнейсы. Калий-аргоновый возраст биотита из амфиболитизированных эффузивов плато Кимберли равен 2600 млн. лет; граниты имеют более молодой

возраст (1970—1880 млн. лет) и, возможно, относятся к протерозою (Богданов, 1965).

Значительное сходство с верхним археем Западно-Австралийского щита имеют также толщи Маунт-Харрис и Бладс-Рейндж Центральной Австралии (Fogman, 1966). Первая сложена главным образом амигдалоидными базальтами, зелеными сланцами, возможно, туфами и агломератами и небольшим количеством кварцитов, порфиров и конгломератов, содержащих хорошо окатанную гальку кварцитов. Взаимоотношения этой толщи с подстилающими кристаллическими образованиями не выяснены. Возможно, она залегает на гранитах, гнейсах, сланцах и кварцитах Масгрейв-Манн с угловым несогласием. Вышележащая толща Бладс-Рейндж состоит из песчаников, кварцитов, глинистых сланцев, кислых и основных эффузивов. Породы обеих толщ изменены до степени зеленых сланцев с образованием кварц-серицитовых, серицит-полевошпат-кварцевых и биотит-кварцевых сланцев, кварц-эпидотовых и амфиболитовых пород. Сюда же, вероятно, относятся гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы Олия, которые образовались за счет гранитизации и метаморфизма пород Маунт-Харрис и Бладс-Рейндж, что подтверждается постепенными переходами между различно метаморфизованными породами. Толщи интенсивно смяты в изоклинальные, часто опрокинутые складки и прорваны гранитами. Среди гранитов отмечены как интрузивные, так и метаморфогенные различия. В последнем случае граниты переслаиваются с гнейсами, сланцами, амфиболитами, кварц-эпидотовыми породами, кварцитами и порфиробластическими сланцами. Рубидий-стронциевые определения возраста двух валовых проб гранитов дали цифры 1190—1150 млн. лет. Возраст биотита и микроклина из этих же образцов равен соответственно 570 и 600 млн. лет. Эти цифры представляются заниженными, так как охарактеризованный комплекс с резким угловым несогласием перекрыт конгломератами и кварцитами аделаидия (свита Пиньинна).

На п-ове Арнемленд к верхнему архею могут быть отнесены комплекс Рам-Джангл, сложенный тремолитовыми, андалузитовыми и хиастолитовыми сланцами и гнейсами и прорванный гранитами с возрастом 2500—3000 (?) млн. лет (Richards et al., 1966a), комплекс Хермит-Крик, образованный кварцитами, слюдяными сланцами, гнейсами и мигматитами (Walpole et al., 1959), комплекс Майра-Фолс, представленный слюдяными и амфиболовыми, частью гранатсодержащими сланцами, метапесчаниками и др. (Dunn, 1962), а также зеленокаменная толща Стаг-Крик, состоящая из метабазальтов и агломератов (Walpole, 1962). Наконец, южнее залива Карпентария, в хребте Селунин, архейские слюдяные сланцы, кварциты, метापороды основного состава, гнейсы и мигматиты известны под названием комплекса Яринга (Картер, Брукс, 1965; и др.).

Как видно из изложенного, для материка Австралии ранний докембрий явился временем формирования огромной глыбы сиалического состава, которая не только включала всю Австралийскую платформу, но и простиралась за ее пределы, в Тасманско-Австралийскую складчатую область, возможно, даже за пределы материка. Эта глыба сформировалась уже к концу раннего архея в результате мощных проявлений складчатости, интрузивного магматизма и процессов гранитизации. В позднем архее в западной части этой структуры, разбитой многочисленными разломами и, очевидно, испытавшей погружение, сформировалась наложенная позднеархейская подвижная область Калгурли-Пилбара, имевшая, таким образом, эпикратонный, или внутриплатформенный, характер. Подобные структуры возникли, вероятно, и в других частях континента. На вопрос о существовании в позднем архее на востоке Австралии эогeosинклинальной системы, подобной системе Катэйзии, уверенно ответить нельзя.

СРЕДНИЙ ДОКЕМБРИЙ

Отложения среднего докембрия Австралии включают два разновозрастных и резко отличных в литологическом и формационном отношении комплексы. Более древний комплекс выделен в качестве «системы» наллагайний, тогда как более молодой принадлежит к низам карпентария.

Разрез нижнего комплекса наиболее полно описан на севере Западно-Австралийского щита, где он слагает складчатую зону Наллагайн (Daniels, 1966; Hunty, 1965; и др.). Эти отложения, выделенные в серию Маунт-Брус, служат стратотипом наллагайния. Серия залегает на архейском кристаллическом основании с угловым несогласием и сама несогласно перекрывается терригенной толщей верхнего протерозоя. Она представлена мощной (11 км) толщей мелководных и континентальных, преимущественно терригенных и вулканогенных образований. Характерными особенностями ее являются крайняя пестрота состава, невыдержанность мощностей и фациальная изменчивость. Серия подразделяется на три подсерии, согласно залегающие одна на другой. Подсерия Фортескью (до 4,2 км) состоит в основном из подушечных лав основного состава и пирокластических образований. В основании залегают кварцевые и аркозовые песчаники, а в верхней части — кремнистые породы, доломиты, джеспилиты и аргиллиты; местами появляются конгломераты и известняки. В доломитах обнаружен среднедокембрийский строматолит *Gruneria biwabikia* (Cloud, Semikhatov, 1969). Подсерия Хамерсли (2,4—2,6 км) представлена джеспилитами, кремнистыми породами и глинистыми сланцами, переслаивающимися в верхней части с дацитами, риолитами и туфами. В этих породах залегают силлы долеритов. В вер-

хах обнаружены коллени, характерные для верхов нижнего протерозоя. Подсерия Уайлу (до 3,5 км) сложена отложениями разного состава, накопление которых происходило в разных условиях — частично в глубоководных, частично в прибрежно-морских. В нижней части подсерии преобладают кварциты, глинистые сланцы и алевролиты, а в верхней — песчаники, аркозы, граувакки, конгломераты и доломиты. Описанные отложения слабо смяты в пологие антиклинальные и синклинальные складки, простирающие которых совпадает с общим простираанием зоны, и инъецированы небольшими телами гранитов. Калий-аргоновые определения возраста эффузивов, залегающих в 0,3 км выше подошвы, дали цифры 2250 и 2400 млн. лет (Dunn, et al., 1966). Возраст эффузивов, залегающих в верхней части подсерии Хамерсли, равен 2100 млн. лет. Возраст туфогенных алевролитов составляет 1850 млн. лет. Минимальный возраст гранитов, прорывающих серию Маунт-Брус, равен 1720 млн. лет (Leggo et al., 1965). Таким образом, наллагайний включает нижне- и среднепротерозойские образования.

На западе п-ова Арнемленд средней докембрий, залегающий несогласно на архейском кристаллическом комплексе Рам-Джангл, выделен в серию *Адджиконди* (Walpole et al., 1959; Walpole, 1962). Преимущественно карбонатно-терригенные отложения этой серии (до 7 км) выполняют прогиб Пайн-Крик, протягивающийся в юго-восточном направлении. Как и в зоне Наллагайн, эти отложения представлены морскими и прибрежно-морскими, резко изменчивыми в литологическом и фациальном отношении осадками, что является свидетельством расчлененности рельефа зоны накопления. Они подразделяются на три подсерии. Подсерия Батчелор (до 1,5 км) представлена разнообразными обломочными породами, доломитами, известняковыми биогермами с коллениями, доломитовыми брекчиями и кремнистыми породами. Подсерия Гудпарла (около 3 км) состоит главным образом из алевролитов, косослоистых песчаников со знаками ряби и конгломератов, содержащих линзовидные прослойки доломитов и кремнистых пород. Подсерия Финнисс-Ривер (до 2,4 км) сложена изменчивыми валунными конгломератами, аркозами, граувакками, песчаниками, алевролитами, к которым в верхах присоединяются риолиты или основные лавы. Местами обломочные породы подсерии замещаются карбонатными отложениями. Серия Адджиконди смята в складки и прорвана гранитами, но метаморфизована незначительно, за исключением приконтактовых зон. Многочисленные калий-аргоновые определения возраста гранитов, которые согласуются с рубидий-стронциевыми датировками (Walpole, Smith, 1961; и др.), показывают, что магматическая деятельность на п-ове Арнемленд завершилась 1720—1650 млн. лет назад.

На самом севере Центральной Австралии, в районе Теннант-Крик, средний докембрий представлен *серией Уаррамунга*

(0,9 км), залегающей на комплексе Арунта. Она представлена пестрыми слюдистыми песчаниками со знаками ряби, туфогенными песчаниками, конгломератами, межформационными брекчиями, аргиллитами, гематитовыми и другими сланцами (Ivanac, 1954; Crohn, Oldershaw, 1965). Серия сильно деформирована и прорвана габбро, гранитоидами и кварц-полевошпатовыми порфирами. Метаморфизм в зеленосланцевой фации отмечен лишь на контактах с интрузиями, калий-аргоновые определения возраста которых показывают 1510—1630 млн. лет (Walpole, Smith, 1961).

Верхний комплекс среднего докембрия представлен широко развитыми на севере платформы вулканитами и связанными с ними гранитами, возраст которых составляет 1800—1650 млн. лет (McDougall et al., 1965).

На плато Кимберли к нему относятся метаморфизованные кислые эффузивы Уайтуотер (2,0—5,7 км). Они с размывом перекрыты полого залегающей *серией Спиуа* (2,3 км), сложенной песчаниками, аркозами и глинистыми сланцами с подчиненными эффузивами (Brown et al., 1968). Выше согласно лежит *серия Кимберли* (до 3,3 км), состоящая внизу из кварцевых песчаников с прослоями базальтов, а сверху — из пестроцветных аргиллитов и строматолитовых известняков с *Kussiella* (Cloud, Semikhatov, 1969). Они с перерывом перекрыты пестроцветными аргиллитами, песчаниками и доломитами *серии Бастион* (1,4 км). Произведенные в последние годы изотопные определения возраста пород серии Спиуа и Кимберли, давшие соответственно 1790 и 1690 млн. лет (Dunn et al., 1966), свидетельствуют об их принадлежности к верхам среднего протерозоя, тогда как серия Бастион, возможно, имеет уже рифейский возраст.

На юго-западном побережье залива Карпентария верхи среднего протерозоя представлены толщей Скраттон (более 1 км), которая состоит из дацитов и риодацитов, переслаивающихся с туфами и полевошпатовыми песчаниками. Аналогичные эффузивы под разными названиями (Клифдалл, Фейган, Эдит-Ривер, Спенсер-Крик) выделены и в других районах Северной Австралии. Они прорваны гранитами, возраст которых 1670—1780 млн. лет (Webb et al., 1963; Plumb, Paine, 1964; McDougall et al., 1965).

В более восточных районах Австралии среднекембрийские образования дислоцированы и метаморфизованы более интенсивно. Так, интенсивному, хотя очень неравномерному, метаморфизму подверглись среднекембрийские толщи хребта Селуин, которые слагают меридионально ориентированную складчатую зону Маунт-Айза (Картер, Брукс, 1965; и др.). Здесь на архейской серии Яринга залегают метаморфические породы, которые образовались за счет кислых дацитовых и риолитовых лав, залегающих в основании, и основных (базальтовых) лав и их туфов, которые их перекрывают. Лавы переслаиваются с метаосадками. Вулканические формации вверх по разрезу сменяются терриген-

ными, среди которых наибольшее распространение имеют метаморфизованные кварцевые песчаники, Общая мощность разреза достигает 20 км. Для него характерны резкая литологическая изменчивость в вертикальном и горизонтальном направлениях и обилие внутрiformационных перерывов. Метаморфизм пород колеблется от фации зеленокаменных сланцев до кордиерит-антофиллитовой и ставролит-кианитовой субфаций амфиболитовой фации. Комплекс интенсивно дислоцирован и вмещает многочисленные тела гранитоидов. Судя по изотопным определениям их возраста, они формировались в интервале 1930—1560 млн. лет (Richards et al., 1966a; Farquharson, Wilson, 1971). С докембрием рассматриваемой зоны связаны богатые месторождения меди, цинка, свинца, золота и других металлов.

Образования подобного типа известны также на крайнем востоке п-ова Арнемленд.

В Тасманско-Австралийской складчатой области средний докембрий может быть выделен лишь с большой степенью условности и только на о. Тасмания. Здесь к нему, возможно, относятся нижняя толща метаморфического комплекса, развитого в западной половине острова (Banks, 1966; и др.). В эту толщу входят осадочные и эффузивные образования, сильно смятые и метаморфизованные в зеленосланцевой и частично в амфиболитовой фациях. Они представлены кварцитами, гранат-слюдяными и гранат-амфиболовыми сланцами, филлитами, амфиболитами (иногда с эклогитовыми конкрециями) и развальцованными конгломератами общей мощностью более 6 км. Предполагается, что породы были деформированы в период предпозднепротерозойской орогении Френчмен и вошли в состав геоантиклинального поднятия, по окраинам которого в позднем протерозое стали накапливаться образования верхней метаморфической толщи (см. ниже).

Таким образом, отложения среднего докембрия на востоке Австралии существенно отличаются от развитых на западе материка. Весьма значительные мощности, набор формаций, характер дислокаций и проявления магматизма и метаморфизма свидетельствуют о типичном геосинклинальном характере среднего докембрия восточной части Австралии. Внутриплатформенные структуры типа Наллагайн на западе Австралии имеют иной характер. В формационном отношении они также близки к геосинклинальным, однако отличаются от них слабыми проявлениями складчатости и гранитного магматизма. Можно предполагать, что даже и эти проявления не имеют прямой связи с развитием среднедокембрийских внутриплатформенных прогибов, а скорее отражают процесс общей активизации, охватившей всю северную часть платформы и выразившейся главным образом в интенсивном развитии кислого магматизма как в эффузивной, так и в интрузивной форме. С этих позиций можно сделать заключение, что западная половина Австралийского материка уже с начала

раннего протерозоя выступала как сформировавшаяся платформенная структура, хотя в течение среднего докембрия она еще сохраняла некоторую подвижность.

В заключение отметим, что имеются основания предполагать существование доверхнедокембрийских образований и за пределами Австралийского материка, в островных зонах кайнозойской складчатости. Наряду с упоминавшимися выше высокометаморфизованными породами Новой Зеландии к ним, возможно, относятся такие образования, как гнейсы и сланцы островов Гуденаф и Фергессон у восточной оконечности Новой Гвинеи. Они представлены мощной (12 км) толщей метаморфизованных в кианит-альмандин-мусковитовой субфации пород, которым подчинены гранулиты и эклогиты (Davies, Ives, 1965). Не исключено, что такой же древний возраст имеют и превращенные в амфиболиты и амфиболовые сланцы основные породы, залегающие в основании разрезов некоторых островных зон, например на Соломоновых островах (Пейве и др., 1971).

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Как указывалось, в верхнем протерозое Австралии четко выделяются два возрастных подразделения — нижний рифей, соответствующий верхнему карпентарию, и средний рифей — венд, объединяемые в аделаидий.

Нижний рифей

Наиболее полно отложения нижнего рифея изучены на севере Австралийской платформы, по юго-западному побережью зал. Карпентария, где они представлены неметаморфизованными и очень слабо дислоцированными карбонатно-терригенными и вулканогенными породами. Количество последних невелико, но они равномерно распределены по всему разрезу (Webb et al., 1963; Plumb, Paine, 1964; McDougall et al., 1965; и др.), который подразделяется на две серии. *Серия Тауалла* (до 6 км) сложена разными обломочными породами, среди которых преобладают кварцевые песчаники, глинистыми и карбонатными отложениями, а также эффузивами среднего и основного состава. Определения изотопного возраста микрогранитов Пакадл, прорывающих породы серии, риолитов из ее верхней части и глауконитов из песчаников в верхах серии выражаются цифрами от 1475 до 1600 млн. лет. *Серия Мак-Артур* (до 4,2 км), залегающая с частичным размывом, состоит из кремнистых пород со спикулами губок, доломитов, содержащих строматолиты, песчаников, алевролитов, а в основании и в верхах серии — базальтов, трахитов и их туфов. Среди строматолитов определены *Conophyton garganicus* Koroljuk (Cloud, Semikhatov, 1969). Изотопный возраст галенита из доломитов равен 1560 млн. лет, а возраст

Базальтовых прослоев из верхов серии, определенный калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами, составляет 1280 млн. лет (Богданов, 1965).

Юго-западнее, в районе Теннант-Крик, нижний рифей представлен *серией Хатчес-Крик*, с породами которой связано месторождение вольфрама. Серия залегает с угловым несогласием на ранне- и среднедокембрийских породах Арунта и Уаррамунга. Она представлена главным образом кварцевыми песчаниками с подчиненными аргиллитами, алевролитами, риолитами, андезитами и базальтами общей мощностью до 6—7,5 км, которые перекрыты горизонтально залегающими отложениями кембрия. Породы серии не метаморфизованы, и только вблизи интрузий и зон дробления появляются признаки термального метаморфизма и метасоматических изменений. Калий-аргоновые определения возраста гранитов, прорывающих нижние горизонты серии Хатчес-Крик, дали цифры от 1320 до 1480 млн. лет (Walpole, Smith, 1961 и др.). Аналогичные или близкие по характеру образования, относимые к карпентарию, известны и в ряде других районов на севере Австралии (Brown et al., 1968).

Средний рифей — венд

Отложения среднего рифея — венда хорошо изучены в Центральной и Южной Австралии. Особенно детально они описаны в Аделаидской складчатой области, близ Аделаиды, где разрез верхнего докембрия (до 15 км) служит стратотипом аделаидия и подразделяется на четыре серии (Богданов, 1967; Келлер, Семихатов, 1968; Brown et al., 1968; и др.).

Серия Виллоурен залегает с угловым несогласием на кристаллическом фундаменте и состоит из алевролитов, глинистых сланцев, доломитов и кварцевых песчаников (3,6 км). Местами в состав серии входят эффузивы, представленные трахитами с подчиненными андезитами и риолитами. Аналогичные им эффузивы на северо-востоке п-ова Эйр по рубидий-стронциевым определениям имеют возраст 1340 млн. лет.

Серия Торренс, или *Барра* (3—4,2 км), залегает на серии Виллоурен со слабым несогласием. Нижняя часть (около 2,0 км) сложена конгломератами или грубозернистыми аркозовыми песчаниками, которые вверх сменяются аргиллитами, известняками, доломитами и магнетитами. В доломитах найдены среднерифейские строматолиты *Baicalia* (Glaessner et al., 1969).

Серия Стёрт, представленная ледниковыми и флювиогляциальными отложениями переменной мощности (2,5—6 км), залегает согласно на серии Торренс. Тиллиты и ленточные глины серии содержат прослой доломитов, известняков и песчаников. В известняках из нижней части серии обнаружены *Katavia* и *Inzeria*, в верхней части — *Patomia* (Claessner et al., 1969), что определяет принадлежность серии к верхнему рифею — венду.

Серия Марино (до 4,5 км) также залегает согласно на подстилающей серии. Нижняя ее часть представлена красноцветными аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников и строматолитовых известняков; местами отмечаются тиллиты. Верхняя часть (свита Уилпена), содержит пестрые и зеленые глинистые сланцы и алевролиты, кварцевые песчаники, известняки и доломиты со строматолитами. В верхах серии выделяются два горизонта кварцевых песчаников, из которых верхний содержит остатки медузоидных, восьмилучевых кораллов, кольчатых червей и других беспозвоночных (Glaessner, 1960); их возраст определяется как вендский (Б. С. Соколов, устное сообщение). Серия Марино согласно перекрыта отложениями нижнего кембрия. Таким образом, эффузивно-карбонатно-терригенные образования аделаидия, накопившиеся в морских и континентальных условиях, по возрасту соответствуют среднему — верхнему рифею и венду.

Последовательность напластования верхнего протерозоя хорошо изучена также в зоне Амадеус Центральной Австралии. Разрезы в разных частях зоны несколько отличаются друг от друга (Ranford et al., 1965; Forman, 1966; Forman et al., 1967; и др.).

На северо-востоке верхнепротерозойские отложения (около 3,0 км) с резким угловым несогласием залегают на кристаллическом фундаменте, сложенном комплексом Арунта. Разрез здесь начинается кварцитами Хевитри (более 0,7 км), на которых согласно залегает свита Биттер-Спрингс (0,6—1 км) — известняки и доломиты с прослоями и линзами аргиллитов, алевролитов и кремнистых пород; в нижней части встречены гипс и галит. Свита содержит верхнерифейский комплекс строматолитов: *Linella avis* Krylov, *Boxonia*, *Minjaria*, *Inzeria* cf. *tjomusi* Krylov, *Anabaria juvenis* и «*Cryptozoon*» *australicum* Howchin, напоминающий *Jurusania alicia* (Cloud, Semikhatov, 1969). Выше с несогласием залегают ледниковые образования Арейонга (около 250 м), представленные косослоистыми глинистыми песчаниками с рассеянной галькой кремнистых известняков. Нижний горизонт тиллитов содержит обломки изверженных и метаморфизованных пород фундамента. Предполагается, что отложения Арейонга, возраст которых, определенный рубидий-стронциевым методом, равен 750 млн. лет, являются аналогами тиллитов Стёрт в Аделаидской складчатой области. Ледниковые отложения кверху сменяются свитой Пертатака (около 0,65 км), состоящей из алевролитов и глинистых сланцев с прослоями песчаников и местами содержащих тиллиты. В низах свиты найдена *Tungussia* (Glaessner et al., 1969). Рубидий-стронциевые определения двух валовых проб из глинистых сланцев дали возраст 760 и 820 млн. лет (Schopf, 1968). Выше согласно лежат песчаники Эрамбера (более 0,3 км), которые, в свою очередь, сменяются известняками с археоциатами нижнего кембрия. Таким образом, верхняя граница описанных отложений

определена точно. Их нижний возрастной предел не столь ясен. Они залегают на гранитах, рубидий-стронциевый возраст которых равен 1840 млн. лет (Wilson et al., 1960).

На западе зоны Амадеус в основании разреза залегают кварциты Дин (0,3—1,3 км), в подошве которых содержатся небольшой мощности конгломераты с угловатыми обломками метаморфических пород. Они перекрыты доломитами и доломитовыми известняками свиты Пиньинна (аналог свиты Биттер-Спрингс), на которых, в свою очередь, залегают красноцветные отложения Ининдия (0,3—2,1 км) — аргиллиты, алевролиты, косослоистые песчаники с псевдоморфозами галита и тонкими прослоями глауконитовых песчаников, кремнистые породы, тонкие слои и линзы доломитов и конгломератов с угловатыми обломками в основании (возможно, тиллиты). Толща сопоставляется с образованиями Арейонга. Выше с некоторым размывом залегает толща Уинналл (2,6 км), сопоставимая со свитой Пертататака. Она объединяет алевролиты и косослоистые песчаники с конгломератами в основании. Серия с размывом перекрыта нижнекембрийскими конгломератами.

Верхний докембрий складчатых зон Аделаида и Амадеус дислоцирован, но характер складчатых структур резко изменяется в разных зонах. В Аделаиде развиты большей частью линейные, местами сильно сжатые складки меридионального простирания, которые в отдельных участках сменяются простыми брахиформными складками (Богданов, 1967). Для области Амадеус главным направлением складчатости является широтное.

На плато Кимберли аделаидий очень полого залегает на породах серий Кимберли и Бастион и разделен на три серии (Dunn et al., 1966; Пергу, Робертс, 1968; и др.). *Серия Глидден* (до 0,55 км) прибрежно-морского происхождения, содержит главным образом кварцевые песчаники, аргиллиты и алевролиты. Возраст ее пород, определенный рубидий-стронциевым методом, равен 1130 млн. лет. *Серия Кунианди* (до 1,3 км) залегает на нижележащих породах с размывом. Она состоит из пестроцветных алевролитов, глинистых, кварцевых песчаников с горизонтом тиллитов, доломитов, песчаников и алевролитов. Ее аналогом является *серия Маунт-Хаус*, рубидий-стронциевый возраст сланцев из верхов которой равен 685 млн. лет. *Серия Луиза-Даунс* (4 км) сложена аркозами, алевролитами, песчаниками и доломитами, залегающими на породах серии Кунианди с размывом. Подобно последней, серия Луиза-Даунс в средней части содержит тиллиты. Она несогласно перекрывается кембрийскими эффузивами плато Антрим. Близкий разрез аделаидия установлен и восточнее плато Кимберли.

На востоке п-ова Арнемленд отложения системы Аделаиды выделены в серии Ропер и Уэссел (Plumb, Paine, 1964; McDougall et al., 1965; Dunn et al., 1966; и др.). *Серия Ропер* (2—4,5 км) представлена главным образом кварцевыми песчаниками с под-

чиненным количеством аргиллитов, алевролитов и известняков; она залегает, местами с размывом, на нижнерифейских породах серии Мак-Артур. Определения рубидий-стронциевым методом по глаукониту из пород серии Ропер дали возраст 1270—1390 млн. лет. Серия прорвана диоритами, калий-аргоновый возраст которых составляет 1100—1280 млн. лет. Породы смяты в пологие складки.

Выше несогласно залегает *серия Уэссел* (более 1,35 км), состоящая из кварцевых песчаников и аргиллитов с незначительным количеством кремнистых брекчий и кремнистых пород. В верхней части серии породы обогащены глауконитом, возраст которого определен в 770—790 млн. лет. В центре полуострова с системой Аделаида параллелизуются эффузивно-терригенная *серия Катерин-Ривер* и перекрывающие ее карбонатно-терригенные отложения *серий Маунт-Ригг* и *Толмер*. В последних найдены строматолиты *Inzeria tjomusi* Krylov и *Conophyton* среднерифейского возраста (Cloud, Semikhatov, 1969).

На западе Австралии позднепротерозойский возраст приписывается терригенным отложениям, залегающим с угловым несогласием и размывом на наллагайнии (Daniels 1966; и др.). Эти отложения подразделены на две серии. *Серия Бреснахан* (12—13 км) сложена монотонными псаммитовыми породами, в основании которых содержатся конгломераты (до 130 м). Эти породы слабо смяты в пологие складки широтного простирания. На них несогласно с глубоким размывом залегает *серия Бангемалл* (более 300 м), представленная внизу доломитами, выше — аргиллитами с прослоями кварцевых песчаников и силлами кварцевых долеритов и, наконец, кварцевыми песчаниками с подчиненными аргиллитами. В доломитах обнаружены *Conophyton cf. gargaricus* Koroljuk (Glaessner et al., 1969).

Верхнепротерозойские терригенные отложения известны и в южных районах Западно-Австралийского щита, где они выполняют приразломные впадины в архейском фундаменте (Brown et al., 1968).

В пределах Тасманско-Австралийской складчатой области верхний протерозой также выделяется с достаточной уверенностью, хотя более дробное расчленение его большей частью затруднено. На севере области, в районе массива Джорджтаун (White, 1965), к ним отнесены глинисто-алеврито-псаммитовые и кремнисто-карбонатные породы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации и залегающие с угловым несогласием на глубоко метаморфизованном комплексе нижнего докембрия. К западу от массива Джорджтаун верхний протерозой известен в виде фациально замещающих друг друга свит: Берникер-Крик (3—5 км), представленной хорошо отсортированными известковистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинистыми известняками; Этеридж (5—6,5 км), сложенной кварцевыми алевролитами, песчаниками и аргиллитами с лин-

зами кремнистых пород, и Лангдон-Ривер (более 3 км), состоящей из красновато-коричневых аргиллитов и кварцевых алевролитов с подчиненными прослоями граувакк и линзами песчаников. Свита Лангдон-Ривер перекрыта эффузивами Кройдон, изотопный возраст которых равен 1460—1380 млн. лет (Richards et al., 1966б), что определяет их принадлежность к карпентарию. Восточнее массива Джорджтаун метаморфические верхнепротерозойские породы подразделены на свиты: Лакки-Крик (3—5 км), состоящую из актинолитовых и кварц-хлорит-эпидотовых сланцев с прослоями мраморов, и Паддис-Крик (0,3—1 км), представленную кварцевыми филлитами с тонкими прослоями кварцитов. Они залегают с угловым несогласием на породах архейской толщи Холс-Риворд. Верхнепротерозойские породы смяты в антиклинальные и синклинальные складки с крутыми углами падения и облекают архейское ядро массива Джорджтаун.

В более южных районах рассматриваемой области предположительно верхнепротерозойские образования известны в антиклинальных структурах Анаки и Мэриборо (Богданов, 1967; Richards et al., 1966а). Они включают гнейсы, кварциты, мраморы, кристаллические сланцы (актинолитовые, эпидотовые, хлоритовые и др.) и зеленокаменные породы (рассланцованные спилитовые лавы с прослоями филлитов и мусковитовых сланцев). Видимая мощность последних близ г. Брисбена около 2,5 км. Возможно, что часть метаморфических пород относится к нижнему палеозою. Метаморфические породы повсеместно перекрыты сланцево-кремнистыми породами силура.

Верхний протерозой выделяется условно и в Тасмании, где к нему относят верхнюю толщу докембрийского комплекса, развитого в западной части острова. Она сложена переслаивающимися кварцитовидными песчаниками, аргиллитами, граувакками и тонкослоистыми алевролитами, доломитами и конгломератами. В последних обнаружена галька пород условно среднедокембрийской метаморфической толщи, которая несогласно подстилает описываемые образования. Среди доломитов мощностью более 1 км, залегающих в самых верхах разреза, встречаются кремнистые породы и локально развиты основные эффузивы. Общая мощность толщи определяется в 5 км, к западу она уменьшается до 3 км, а к северо-западу, где ее отложения известны под названием *серии Роки-Кейп*, вновь увеличивается до 3,9 км. Выше несогласно, местами с размывом, лежат грубообломочные кембрийские отложения. Породы верхнего протерозоя смяты в складки субмеридионального простирания и прорваны интрузиями долеритов и гранитов, возраст которых равен соответственно 700 и 742—835 млн. лет (Banks, 1966; Green 1966 и др.)¹.

¹ Эти значения получены рубидий-стронциевым методом по валовым пробам пород с западного берега о. Кинг.

В Новой Зеландии к докембрию условно относят немые *серии Гринленд* и *Ваюта*, сложенные однообразными граувакками и аргиллитами. Их взаимоотношения с гнейсами не установлены, но предполагают более низкое стратиграфическое положение последних и наличие перерыва (Вуд и др., 1963). Прямых свидетельств докембрийского возраста упомянутых толщ пока не получено, и выделение докембрия в Новой Зеландии дискуссионно. Некоторые исследователи (Landis, Coombs, 1967) в качестве аргумента в пользу докембрийского возраста рассмотренных образований привлекают наличие конгломератов в кембрийских отложениях. Многочисленные рубидий-стронциевые датировки кристаллических пород Новой Зеландии показали отсутствие первичных докембрийских возрастов, что, очевидно, вызвано широким проявлением плутонизма и метаморфизма в палеозойское и меловое время. Однако возраст цирконов из аргиллитов серии Гринленд был определен в 1170—1430 млн. лет (Argonson, 1968), что свидетельствует о существовании в Новой Зеландии или вблизи нее докембрийских пород, служивших источником обломочного материала для серии Гринленд.

Из приведенных данных следует, что к началу позднего протерозоя большая часть современной Австралийской платформы превратилась в относительно устойчивую структуру, в пределах которой уже в раннем рифее началось формирование осадочного чехла. Огромные территории западной, центральной и южной частей платформы, по-видимому, были сушей. Однако внедрения гранитов и проявления складчатости в толщах карпентария указывают на еще недостаточную консолидацию платформы. К началу среднего рифея на платформе возник наложенный дугообразный прогиб Амадеус—Аделаида, обращенный выпуклостью к северо-востоку. В его пределах установились тектонические условия, близкие к геосинклинальным. Таким образом, по тектоническим условиям формирования верхнепротерозойские образования Австралии подразделяются на два типа — платформенные и миогеосинклинальные. К востоку от Австралийской платформы в позднем протерозое простиралась эвгеосинклинальная область, в которой накапливались вулканогенно-карбонатно-терригенные толщи.

РАЗВИТИЕ АВСТРАЛИЙСКОГО СЕКТОРА В ДОКЕМБРИИ

Обобщение данных о геологии докембрия Австралии и прилегающих зон Тихоокеанского пояса позволяет выделить в докембрийском развитии этого региона четыре главных этапа: раннеархейский, позднеархейский, среднедокембрийский и позднедокембрийский. В раннем архее, вероятно, уже сформировалась огромная глыба салического состава, которая занимала большую западную часть Австралийского материка и прилегаю-

щие к ней области, в пределах которых эта глыба была впоследствии переработана. В позднем архее на еще недостаточно консолидированном раннеархейском цоколе, вероятно, вдоль разломов заложилась субмеридиональная подвижная зона Калгурли — Пилбара. Возможно, хотя и не доказуемо, что с востока раннеархейская глыба окаймлялась позднеархейской эогeosинклиналию, возникшей на океанической коре. Для конца архея характерны повторная консолидация складчатых структур и грандиозные проявления интрузивного магматизма и гранитизации. В среднем докембрии на эпиархейских структурах обособились наложенные прогибы. На востоке Австралийского материка унаследованно (?) от гипотетической позднеархейской эогeosинклинали возникла эвгeosинклиналиная область, которая, возможно, охватила и внутренние зоны Тихоокеанского пояса. В начале позднего протерозоя на гетерогенном ранне-средне-докембрийском складчатом основании начали отлагаться осадки платформенного чехла, а на востоке, видимо, продолжалось развитие огромной эвгeosинклиналиной области. В центре Австралийской платформы заложилась миогeosинклиналиная зона Амадеус — Аделаида, развитие которой продолжалось и в раннем палеозое.

Проведенный обзор докембрийских образований Тихоокеанского пояса и прилегающих частей платформенного обрамления, а также выявленные при этом особенности докембрийского развития позволяют сделать некоторые общие выводы.

Подтверждается принятая нами а priori традиционная схема возрастного расчленения докембрия, но оказывается, что границы между стратиграфическими подразделениями часто не соответствуют структурным или литологическим рубежам, как, например, в случае единых среднепротерозойско-нижнерифейских толщ. В связи с этим возраст некоторых серий, например серии Цзянпин, точно не установлен (верхи нижнего или низы верхнего архея), а другие докембрийские толщи остаются нерасчлененными (архей ряда районов Австралии, Бразильского и Канадского щитов, нижний — средний докембрий Кам-Юннаньской оси и т. д.). Из-за недостатка данных докембрий часто не может быть выделен из состава разновозрастных образований в Андах, Кордильерах, в Тасманско-Австралийской области, причем иногда докембрийский возраст тех или иных пород принимается условно на основании косвенных данных.

На примерах хорошо изученных толщ, возраст которых достаточно точно установлен, выделяются типовые разновозрастные комплексы, обладающие определенной вещественной и структурной характеристикой. В нижнем докембрии таковыми являются гранулитовые, часто гранитизированные комплексы нижнего архея и катархея (?), эогeosинклинальные и внутрикратонные комплексы верхнего архея (становой комплекс и серии Йеллоунайф, Утай, Калгурли). В среднем докембрии эогeosинклинальные комплексы или условно выделяются во внутренних зонах Тихоокеанского пояса (колпаковская серия Камчатки) или входят в состав нерасчлененных ниже-среднедокембрийских толщ (в Андах, в метаморфических зонах Юго-Восточной Азии и т. д.). Миогeosинклинальные внутрикратонные комплексы представлены очень широко (Хуто и Баньци на Китайской платформе, серии Эхо-Бей и Хервиц на Канадском щите и др.). Практический интерес представляют комплексы внутриплатформенных прогибов, сложенные обломочными и кремнистыми породами, а также эффузивами — они часто содержат железорудные толщи. Эти комплексы образуют единый ряд от практически метаморфизованных и ненарушенных терригенных и кремнистых серий

Гурон и Анимики через вулканогенно-осадочные образования прогиба Наллагайн до складчатых и метаморфизованных железорудных серий пояса Сатпура. Наилучшим представителем протоплатформенного чехла служит серия Рораима Гвианского щита, но такой чехол накапливался и на Сибирской и Китайской платформах.

Позднепротерозойские комплексы уже почти не отличаются от образований фанерозоя, но обладают некоторыми формационными особенностями.

Специфические черты докембрийских комплексов и взаимоотношения между ними послужили основой палеотектонического анализа по отдельным секторам Тихоокеанского пояса. Наиболее общие закономерности, приложимые ко всему поясу в целом, сводятся к следующему. В конце архея по периферии Тихоокеанского пояса сформировались огромные платформенные структуры, явившиеся салическими ядрами материков. Эти структуры, судя по данным геофизических исследований (Boosman, 1964; Андреев, 1966; Гайнанов и др., 1968; и др.), возможно, охватывали и дно морей. Так, под водами Северного Ледовитого океана подозревается погруженная Гиперборейская платформа. Платформы возникли в процессе формирования гранитных ядер в однослойной базальтовой коре, их частичной переработки и последующего слияния в сплошной гранитный слой. Со стороны Тихого океана они окаймлялись геосинклинальным кольцом, вероятно, возникшим в среднем докембрии. Эта огромная подвижная структура заложилась частично на окраинах эпиархейских платформ, а частично непосредственно на базальтовой коре ложа Тихого океана.

Таким образом, возраст Тихоокеанского кольца как единого тектонического сооружения, вероятно, очень велик. В докембрийской истории его самого и прилегающих платформ так много общего, что трудно представить его формирование в результате горизонтальных движений. Роль их, однако, нельзя отрицать, и во многих случаях они, несомненно, усложняли, возможно весьма значительно, структуру Тихоокеанского пояса.

Весь ход докембрийского развития Тихоокеанского и Атлантического сегментов Земли во многом близок, на что указывал А. А. Богданов (Богданов, 1969), а общая направленность развития согласуется с представлениями об эволюции земной коры, гидросферы и атмосферы (Ронов, 1964; и др.), лишней раз их подтверждая. Однако эта общая направленность сочеталась с цикличностью разных порядков — от крупных этапов развития, обладавших сходной последовательностью геологических событий, до мелких циклов, отражавшихся в строении конкретных разрезов. Одним из проявлений цикличности было периодически повторявшееся формирование железорудных серий, марганцевосных и фосфатеносных толщ, имеющих важное практическое значение.

- Андреев Б. А. Основные структурные элементы фундамента восточных районов СССР.—Докл. АН СССР, 1966, 170, № 2.
- Архипов И. В. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага.— В кн. «Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана». М., «Наука», 1964.
- Башарин А. К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М., «Наука», 1967.
- Блакадар Р. Г., Фрейзер Д. А. Общий обзор геологии докембрия арктической части Канады.— В кн. «Геология Арктики». М., «Мир», 1964.
- Богданов А. А. Тектонические эпохи.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1969, 44, вып. 5.
- Богданов А. А., Хаин В. Е. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных.— Послесловие к кн. Г. Штилле «Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли». М., «Мир», 1968.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Богданов Н. А. Симпозиум по абсолютному возрасту докембрия Австралии 2—3 декабря 1964 г.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 8.
- Богданов Н. А. Палеозой востока Австралии и Меланезии.— Труды ГИН АН СССР, 1967, вып. 181.
- Ван Аутенбуер Т., Мишо Ж., Пичиотто Э. Геологический и петрографический очерк гор Сер-Роннане, Земля Королевы Мод.— В кн. «Новейшие геологические исследования в Антарктиде». М., «Мир», 1966.
- Ван Беммелен Р. В. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.
- Ван Юэ-лун. Новые представления о стратиграфии системы Утай района Утайшань.— Дичжи Сюэбао, 1955, 34, № 4 (кит. яз.).
- Ван Юэ-лун, Лу Цзун-бин. К вопросу о стратификации докембрия на основании данных абсолютного возраста.— Дичжи Сюэбао, 1962, 42, № 2 (кит. яз.).
- Вельдяков Ф. Ф., Песков Е. Г. Стратиграфия и магматизм Кухтуйского выступа Охотского массива.— В кн. «Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР». Владивосток, 1968.
- Ветлужских В. Г., Кудрявцев В. А., Соколов Н. А. Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон.— В кн. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.
- Вильсон А. Ф. Чарнокитовые породы Австралии.— В кн. «Вопросы геологии Австралии». М., «Мир», 1965.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Бибикова Е. В., Кнорре К. Г., Мельникова Г. Л. Геохронология докембрия Индии.— В кн. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.». М., «Наука», 1966.
- Вуд Б., Гриндли Дж., Харрингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. М., ИЛ, 1963.

- Гайнанов А. Г., Косминская И. П., Строев П. А. Геофизические исследования глубинного строения Берингова моря. — Физика Земли, 1968, № 8.
- Гельман М. Л., Терехов М. И. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива. — В кн. «Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР». Владивосток, 1968.
- Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966.
- Геологическое строение СССР, т. 1, 2, 3. М., «Недра», 1968.
- Геология Кореи. М., «Недра», 1964.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л. «Наука», 1968.
- Глазек Е., Юсковяк О. О стратиграфии и метаморфизме комплексов пород из районов Бао-Ха (Демократическая Республика Вьетнам). — Бюлл. Польск. акад. наук, серия геол.-географ. наук, 1964, № 3 (русс. резюме).
- Гнибиденко Г. С. Метаморфические комплексы в структуре северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. — В кн. «Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий». М., «Наука», 1968.
- Го Ли-чжи, Юй Цзянь-хуа, Ши Ян-шэнь, Ху Хуа-фу, Ма Жуй-ши, Се Жуй-чжэн, Цзо Го-чао, Чжу Го-цян. Стратиграфические подразделения синия, корреляция и история развития структур геосинклинали Цзяннань Южно-Китайской каледонской геосинклинальной области. — Наньцин дасюэ сюэбао. Цзычжань Кэсюэ, 1965, 9, № 2 (кит. яз.).
- Горбов В. В., Загрузина И. А. Абсолютный возраст метаморфических пород Уядинского горста. — Колыма, 1970, № 10.
- Грайндли Дж., Уоррен Г. Стратиграфическая номенклатура и корреляция разрезов западной части района моря Росса в Антарктиде. — В кн. «Новейшие геологические исследования в Антарктиде». М., «Мир», 1966.
- Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., «Наука», 1968.
- Гунн Б. М. Геологическое строение Антарктиды и корреляция ее стратиграфических разрезов. — В кн. «Новейшие геологические исследования в Антарктиде». М., «Мир», 1966.
- Дзевановский Ю. К. О юго-восточном складчатом обрамлении Сибирской платформы. — Труды ВСЕГЕИ, 1964, вып. 97.
- Долгинов Е. А. Типы орогенных комплексов и формаций областей завершенной докембрийской складчатости. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1969, 44, вып. 2.
- Дэвис Дж. Л., Олдрич Л. Т. Определение возраста лепидолитов методом изотопного разбавления. — В кн. «Изотопы в геологии». М., ИЛ, 1954.
- Егоров А. Е., Егорова М. Г., Подзорова Д. И. К вопросу о стратиграфии и структурном положении метаморфических комплексов о. Сахалина. — В кн. «Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР». Владивосток, 1968.
- Жэнь Фу-гэнь. Сообщение о полевой конференции по изучению докембрийского метаморфического комплекса районов Пиншань, Чжэндин и Юйсянь Тайханшаня. — Дичжи Сюэбао, 1961, 41, № 2 (кит. яз.).
- Забродин В. Е. О ранних этапах развития осадочного чехла юго-востока Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 8.
- Загрузина И. А., Горбов В. В., Шнай Г. К. Геохронология магматических, метаморфических и рудных образований Северо-Востока. — Труды Сев.-Вост. компл. науч.-исслед. ин-та СО АН СССР, 1967, вып. 30.
- Иванов О. Н. К вопросу о возрасте метаморфических пород о. Врангеля. — Уч. зап. НИИГА, 1969, вып. 15.
- Ирдли А. Тектоническая связь Северной и Южной Америки. — В кн. «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ, 1960.
- Каменев Е. Н. Геологическое строение восточной части Земли Эндерби. — Труды Сов. Антаркт. экспед., 1969, 50.
- Картер Е. К., Брукс Дж. Х. Докембрий Северо-Западного Квинсленда. — В кн. «Вопросы геологии Австралии». М., «Мир», 1965.

- Келлер Б. М., Семихатов М. А. Опорные разрезы рифея материков. — В кн. «Итоги науки. Стратиграфия. Палеонтология». М., 1968.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961.
- Кинг Ф. Кордильеры Северной Америки. — В кн. «Вопросы тектоники Северной Америки». Изд-во МГУ, 1969.
- Колотухина С. Е., Григорьева Л. А., Клаповская Л. И., Первухина А. Е., Потемкин К. В. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968.
- Комар Вл. А., Семихатов М. А., Серебряков С. Н., Воронов Б. Г. Новые данные по стратиграфии и истории развития рифея Юго-Восточной Сибири и Северо-Востока СССР. — Сов. геол., 1970, № 3.
- Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. — Труды ВСЕГЕИ, 1960, вып. 34.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ, 1954.
- Кропоткин П. Н. Абсолютный возраст некоторых гранитов Кореи. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 6.
- Кропоткин П. Н., Шахарстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 134.
- Крылов И. Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. — Автореф. докт. дисс. М., ГИН АН СССР, 1972.
- Кудрявцев В. А. Докембрий средней части Станового хребта. — Автореф. канд. дисс. М., МГРИ, 1966.
- Кудрявцев Г. А., Агентов В. Б., Гатинский Ю. Г., Мишина А. В. Геология Юго-Восточной Азии. Индокитай. Л., «Наука», 1969.
- Лазько Е. М. О нижнем докембрии южной части Индийской платформы. — Сов. геол., 1966, № 11.
- Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. — Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 122.
- Ли Пу, Чен Ю-чи, Ту Гон-чжи, Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Кнорре К. Г., Полевая Н. И., Брандт С. Б. Об абсолютном возрасте горных пород Китайской Народной Республики. — Геохимия, 1960, № 7.
- Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., ИЛ, 1952.
- Лю Хун-юнь, Ша Цин-ань. Границы, стратиграфия и палеогеография синьской системы в Южном Китае. — Дичжи Кэсюэ, 1965, № 4, (кит. яз.).
- Маракушев А. А., Ким Хак Дээ, Ким Хенсо, Мишкин М. А. Метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья и связанные с ними полезные ископаемые. — В кн. «Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья». М., «Наука», 1966.
- Маракушев А. А., Смирнов А. М. Рудно-петрологические комплексы докембрия Северо-Восточного выступа Китайской платформы. — В кн. «Геология и металлогения Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ма Син-юань. Стратиграфия и корреляция докембрийских образований, развитых в горах Суншань провинции Хэнань. — Новости зарубежн. геол., 1962, вып. 30.
- Ма Син-юань, Цзян Инь-чан, Вэй Бао-хэн, Чжоу Да-жун. Основные черты геологического строения хребта Утайшань. — Новости зарубежн. геол., 1961, вып. 25.
- Ма Син-юань, Ю Чжень-дун. Стиль геотектонического развития Восточного Китая в докембрийское время. — Scientia Sinica, 1964, 13, № 1 (кит. яз.).
- Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия. — Труды Сев.-Вост. компл. науч.-иссл. ин-та СО АН СССР, 1971, вып. 19.
- Мишкин М. А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. — Автореф. канд. дисс. Владивосток, ДВГИ ДВФ СО АН СССР, 1965.
- Мишкин М. А., Шкодзинский В. С., Лаговская Е. А. Новые данные по петрологии метаморфического комплекса полуострова Тайгонос. — Докл. АН СССР, 1969, 184, № 5.
- Мокроусов В. А. Опыт структурно-стратиграфического расчленения архея на примере кристаллических толщ Тимптоно-Учурского междуречья.

- Материалы по геол. полезн. ископ. Якутск. АССР, 1968, вып. 18.
- Мокианцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Денгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964.
- Мошкин В. Н. Восточная часть хребта Станового и хребет Джугджур.— В кн. «Стратиграфия СССР. Нижний докембрий». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и развед., 1966, № 3.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 79.
- Нгуен Динь Кат. Основные черты тектоники Северного Вьетнама.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Неверов Ю. Л., Сергеев К. Ф., Сергеева В. Б. Об «экзотических» породах Большой Курильской гряды.— Геол. и геофиз., 1964, № 5.
- Николаев А. А. Северо-Восток СССР.— В кн. «Стратиграфия СССР. Нижний докембрий». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Николаев А. А., Пепеляев Б. В. Северо-Восток СССР.— В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Нужнов С. В., Михайлов В. А. Стратиграфия нижнего протерозоя южной окраины Алданского щита.— Материалы по геол. полезн. ископ. Якутской АССР, 1968, вып. 18.
- Овчарек Э. С., Мишкин М. А. Об абсолютном возрасте изверженных и метаморфических пород Приморья и некоторых сопредельных районов.— В кн. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Владивосток, 1965.
- Озерский А. Ф., Рутштейн И. Г., Смирнов А. М., Шульдинер В. И. Выходы архея в Восточном Забайкалье.— В кн. «Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса». Владивосток, 1970.
- Основы тектоники Китая. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол., 1962, вып. 5.
- Палей И. П. Этапы развития докембрия Евразии и проблема его синхронизации.— Геотектоника, 1965, № 4.
- Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А. «Базальтовый» слой земной коры в западной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1971, 201, № 6.
- Постельников Е. С., Затонский Л. К., Афремова Р. А. Тектоническое развитие и структура Индокитая. М., «Наука», 1964.
- Равич М. Г. Предисловие к сборнику «Новейшие геологические исследования в Антарктиде». М., «Мир», 1966.
- Равич М. Г., Климов Л. В., Соловьев Д. С. Докембрий Восточной Антарктиды.— Труды НИИГА, 1965, 138.
- Равич М. Г., Соловьев Д. С. Геология и петрология центральной части гор Земли Королевы Мод (Восточная Антарктида).— Труды НИИГА, 1966, 141.
- Расказов Ю. П. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Станового и Тукурингры.— Автореф. канд. дисс. Хабаровск, ДВГИ ДВФ СО АН СССР, 1968.
- Региональная стратиграфия Китая, вып. 2. М., ИЛ, 1963.
- Резанов И. А. Особенности строения и развития мезозойд Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1968.
- Рей Д. К. Тектоническая карта Индии.— В кн. «Тектонические карты континентов на XXII сессии Международного геологического конгресса». М., «Наука», 1967.
- Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8.
- Рудник В. А., Соботович Э. В. О возрасте полиметаморфических комплексов пенгской серии Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1969, 189, № 4.

- Салоп Л. И. К стратиграфии нижнего докембрия Южной Индии.—В кн. «Проблемы геологии на XXII сессии Международного геологического конгресса». М., «Наука», 1966.
- Семеновко Н. П. Металлогения докембрия.—Сов. геол., 1963, № 2.
- Семихатов М. А. К проблеме протерозоя.—Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 2.
- Семихатов М. А., Комар Вл. А., Серебряков С. Н. Новые данные о строматолитах юдомской свиты и ее аналогов.—Докл. АН СССР, 1967, 175, № 5.
- Син У-цзин. Две геологические проблемы средней части Кам-Юннаньской оси.—Дичжи Луньпин, 1964, 22, № 3 (кит. яз.).
- Смирнов А. М. Геология увала Нобошань.—Изв. Клуба естествозн. и геогр.-Харбин, 1941.
- Смирнов А. М. Основные вопросы геологии Маньчжурии.—Зап. Харбинск. об-ва естествоиспыт. и этнограф., 1954, № 13.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Смирнов А. М. Расчленение и корреляция верхнего докембрия Дальнего Востока.—В кн. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Владивосток, 1965.
- Смирнов А. М. Основные структурные элементы северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в докембрии.—В кн. «Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР». Владивосток, 1968.
- Смирнов А. М., Шульдинер В. И., Фалькин Е. М. Архей юго-востока Сибири и прилегающих районов и некоторые закономерности развития земной коры на ранних этапах.—В кн. «Тектоника Сибири», т. 3. М., «Наука», 1970.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.—Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- Сороков Д. С. Стратиграфия дочетвертичных отложений Новосибирского архипелага.—В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1959.
- Спригг Р. К., Вильсон Р. Б. Горный пояс Масгрейв в пределах Южной Австралии.—В кн. «Вопросы геологии Австралии». М., «Мир», 1965.
- Стратиграфический справочник. Вьетнам, Лаос, Камбоджа, Малайя, Таиланд. М., ИЛ, 1960.
- Стратиграфический справочник. Индия, Пакистан, Бутан, Бирма, Цейлон. М., ИЛ, 1960.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., «Наука», 1965.
- Сунь Юнь-чжу. Расчленение и корреляция докембрийских отложений Китая.—Дичжи Луньпин, 1959, 19, № 1 (кит. яз.).
- Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Тимофеев Б. В. Микропалеоботаническое исследование древних свит. М.—Л., «Наука», 1966.
- Тугаринов А. И., Бибилова Е. В., Мельникова Г. Л. и др. О протерозойском возрасте пород Алданского комплекса.—Геохимия, 1967, № 3.
- Тугаринов А. И., Шанин Л. Л., Казаков Г. А., Аракельянц М. М. О возрасте пород виндийской системы (Индия) по глауконитам.—Геохимия, 1965, № 6.
- Угрюмов Ар. Н. Некоторые особенности строения фундамента Алданского щита в свете данных по ксенолитам в мезозойских интрузиях.—Материалы по геол. полезн. ископ. Якутской АССР, 1968, вып. 18.
- Федоровский В. С. Тектоническая позиция Кодаро-Удоканской и Становой структурных зон.—В кн. «Тезисы докладов 2-й научной конференции геологической секции Забайкальского отделения Географического общества СССР». Чита, 1965.
- Фрумкин И. М. Олекминская серия бассейна среднего течения р. Олекмы и стратиграфическое положение курультинской серии архея Алданского

- щита. — Материалы по геол. полезн. ископ. Якутской АССР, 1968, вып. 18.
- Фрумкин И. М., Нужнов С. В.* Основные проблемы геологии архейских образований Алданского щита. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, 1968, вып. 18.
- Фурдуй Р. С.* Рифей и венд срединных массивов Северо-Востока СССР. — Автореф. канд. дисс. Киевский гос. ун-т, 1968а.
- Фурдуй Р. С.* Тиллиты в позднем докембрии Приколымья — Докл. АН СССР, 1968б, 180, № 4.
- Харрингтон Х. Д.* Уругвай. — В кн. «Очерки по геологии Южной Америки». М., ИЛ, 1959.
- Хиндс Н. Э. А.* Позднедокембрийские отложения Северной Америки. — В кн. «Труды 17 сессии Международного геологического конгресса», вып. 6. М., Науч.-техн. изд-во нефт. и горн.-топл. лит.-ры, 1940.
- Хуан Бо-цинъ.* Основные черты тектонического строения Китая. М., ИЛ, 1952.
- Цянь Сян-линъ.* История тектонического развития в палеозое района хребта Сюэфэншань в западной части провинции Хунань и о проблеме границы Юго-Западной платформы. — Дичжи Сюэбао, 1964, 44, № 3, (лит. яз.).
- Чен Юй-чи.* Стратиграфия докембрия Китая. — Science Record, 1960, 4, № 4 (лит. яз.).
- Швольман В. А.* Тектоника Филиппинского архипелага. — В кн. «Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана». М., «Наука», 1964.
- Штилле Г.* Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., «Мир», 1968.
- Шульдинер В. И.* Геология и петрология архея Могочинского антиклинория в Забайкалье. М., «Наука», 1969.
- Шульдинер В. И., Озерский А. Ф.* Геология нижнего докембрия Шилко-Олекминского междуречья. — Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 8.
- Эйди Р.* Стратиграфическая корреляция пород Западной Антарктиды. — «Новейшие геологические исследования в Антарктиде». М., «Мир», 1966.
- Эйрши Л. В.* Новые данные по геологии докембрия и палеозоя юга Малого Хингана. — Сов. геол., 1960, № 3.
- Юй Дэ-юань.* Геология Китая. — Дичжи чубаньшэ. Пекин, 1959 (лит. яз.).
- Юй Цзянь-чжан, Цун Шэнь-цинъ, Цоу Ган-линъ.* Еще раз о синийской системе Ляодуня и ее корреляции с аналогом Яньшаньского района. — Дичжи Сюэбао, 1964, 44, № 1, (лит. яз.).
- Ahlfeld F., Braniša L.* Geologia de Bolivia. La Paz, 1960.
- Alcock F.* Geology of Lake Athabaska region, Saskatchewan. — Geol. Surv. Canada Mem., 1936, 196.
- Allsopp H. L., Neethling D. C.* Rb-Sr isotopic ages of Precambrian intrusives from Queen Maud Land, Antarctica. — Earth and Planet. Sci. Letters, 1970, 8, N 1.
- Almaraz U. J. C.* Determinações K-Ar na região do curso médio do Tocantins. — Bol. Soc. brasil. géol., 1967, 16, N 1.
- Almeida F. F. M. de.* Geochronological division of the Precambrian of South America. — Rev. brasil. Geochim., 1971, 1, N 1.
- Anderson C. A.* Older Precambrian structure in Arizona. — Bull. Geol. Soc. America, 1951, 62, N 11.
- Angino E. E., Turner M. D.* Antarctic orogenic history from absolute age dates. — Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1963, 73.
- Armstrong R. L.* Mantled gneiss domes in the Albion Range, Southern Idaho. — Bull. Geol. Soc. America, 1968, 79, N 10.
- Aronson J. L.* Regional geochronology of New Zealand. — Geochim. et cosmochim. acta, 1968, 32, N 7.
- Baars D. L., See P. D.* Pre-Pennsylvanian stratigraphy and palaeotectonics of the San Juan Mountains, Southwestern Colorado. — Bull. Geol. Soc. America, 1968, 79, N 3.
- Baer A. J.* Fond-du-lac map-area, Saskatchewan. — Geol. Surv. Canada Paper, 1968, 68-1, pt A.
- Banks M. K.* Geology and mineral deposits. — Publ. Dept Geol. Univ. Tasmania, 1966, N 157.

- Banks P. O., Silver L. T.* Isotopic analyses of zircons from the Mount Rubidoux granites and nearby rocks of the Southern California batholith.—*Trans. Amer. Geophys. Union*, 1963, **44**, N 1.
- Baragar W. R. A.* Geochemistry of the Yellowknife volcanic belt.—*Ganad. J. Earth Sci.*, 1966, **3**, N 1.
- Barbosa O.* Evolution du géosynclinal Espinhaço.—*Congres. géol. internat. Alger*, 1952. *Compt. rend. 19-e session, fasc. 14. Alger*, 1954.
- Bass M. N.* Regional tectonics of part of the southern Canadian Shield.—*J. Geol.*, 1961, **69**, N 6.
- Bayley R. W.* A preliminary report on the Precambrian iron deposits near Atlantic City, Wyoming.—*U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1963, 1142-C.
- Bell G. L.* Geology of the northern Farmington Mountains.—*Guidebook Geol. Utah*, N 8, 1952.
- Bell R. T.* Preliminary notes on the Proterozoic Hurwitz Group, Tavani and Kaminak Lake areas, District of Keewatin.—*Geol. Surv. Canada Paper*, 1968a, 68-36.
- Bell R. T.* Proterozoic stratigraphy of north-eastern British Columbia.—*Geol. Surv. Canada Paper*, 1968b, 67—68.
- Beurlen K.* Einige Bemerkungen zur erdgeschichtlichen Entwicklung Nordost-Brasilien.—*Neues Jahrb. Geol., Paläontol. Monatsh.*, 1964, N 2.
- Binns R. A.* Zones of progressive regional metamorphism in the Willyama Complex, Broken Hill district, New South Wales.—*J. Geol. Soc. Australia*, 1964, **11**, N 2.
- Blackadar R. G.* Precambrian geology of Boothia Peninsula, Somerset Island, and Prince of Wales Island, district of Franklin.—*Geol. Surv. Canada Bull.*, 1967, **151**.
- Blackwelder E.* Pre-Cambrian geology of the Medicine Bow Mountains.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1926, **37**, N 4.
- Bloosterman J. B.* Granites and rhyolites of São Lourenço: a volcano-plutonic complex in Southern Amazonia.—*Engenharia miner e metallurgia*, 1966, **44**, N 262.
- Boosman J. W.* Seismic crustal studies in the Arctic Ocean basin.—*Naval Res.*, 1964, **17**, N 2.
- Borello A. V.* Flisch en la faja orogénica de los Andes Argentinos.—In: «International Geological Congress. Report of the 23rd session, Czechoslovakia, 1968. Proc. sec. 3». Prague, Academia, 1968.
- Bostock H. H.* Itchen Lake map-area.—*Geol. Surv. Canada Paper*, 1967, 66—24.
- Boyle R. W.* The geology, geochemistry, and origin of the gold deposits of the Yellowknife district.—*Geol. Surv. Canada Mem.*, 1961, 310.
- Brabb E. E.* Stratigraphy of the Cambrian and Ordovician rocks of East-Central Alaska.—*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1967, 559-A.
- Brown D. A., Campbell K. S. W., Crook K. A. W.* The geological evolution of Australia and New Zealand. London—Oxford, Pergamon Press, 1968.
- Burwash R. A., Baadsgaard H., Peterman Z. E., Hunt G. H.* Precambrian.—In: «Geological history of Western Canada». Calgary, 1966.
- Bushee J., Holden J., Geyer B., Gastil G.* Lead-alpha dates for some basement rocks of Southwestern California.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1963, **74**, N 6.
- Butler J. R.* Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Pt 6. Cathedral Peak area, Montana.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1966, **77**, N 1.
- Cannon R. T.* The gneisses of the Bartica Assemblage, British Guiana.—*Geol. Mag.*, 1962, **99**, N 2.
- Catanzaro E. J.* Zircon ages in Southwestern Minnesota.—*J. Geophys. Res.*, 1963, **68**, N 7.
- Catanzaro E. J.* Correlation of some Precambrian rocks and metamorphic events in parts of Wyoming and Montana.—*Mountain Geol.*, 1967, **4**, N 1.
- Choubert B.* Etat actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyana française.—*Bull. Soc. géol. France*, 1966, **7**, N 1.
- Cloud P.* Precambrian of North America.—*Geotimes*, 1971, **16**, N 3.

- Cloud P. E., Semikhatov M. A.* Proterozoic stromatolite zonation.—*Amer. J. Sci.*, 1969, **267**, N 9.
- Compton R. R.* Charnockitic rocks of Santa Lucia Range, California.—*Amer. J. Sci.*, 1960, **258**, N 9.
- Comte D.* Observations géologiques nouvelles au Paraguay oriental.—*C. r. Acad. sci.*, 1968, **267**, N 21.
- Condie K. C.* Late Precambrian rocks of the northeastern Great Basin and vicinity.—*J. Geol.*, 1966, **74**, N 5, pt 1.
- Condie K. C.* Composition of the ancient North American crust.—*Science*, 1967a, **155**, N 3765.
- Condie K. C.* Geochemistry of Early Precambrian graywackes from Wyoming.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1967b, **31**, N 11.
- Craddock C., Anderson J. J., Webers G. F.* Geologic outline of the Ellsworth Mountains.—In: «Antarctic Geology», Amsterdam, 1964.
- Crawford A. R.* India, Ceylon and Pakistan: New age data and comparison with Australia.—*Nature*, 1969, **223**, N 5204.
- Crohn P. W., Oldershaw W.* The geology of the Tennant Creek one-mile sheet area, N. T. (Canberra).—*Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Austral. Rept.*, 1965, N 83.
- Daniels J. L.* Proterozoic geology of the north-west division of Western Australia.—*Proc. Austral. Inst. Mining and Metallurgy*, 1966, **219**.
- Davies H. L., Ives D. J.* The geology of Fergusson and Goodenough Islands, Papua.—*Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Austral. Rept.* 1965, N 82.
- Davison W. L.* Caribou River map-area, Manitoba.—*Geol. Surv. Canada Paper*, 1966, 65-25.
- Dibblee T. W.* Geology of the Transverse Ranges.—*California Div. Mines Geol. Bull.*, 1966, **191**.
- Dibblee T. W., Hewett D. F.* Geology of Mojave Desert region.—*California Div. Mines Geol. Bull.*, 1966, **191**.
- Donaldson J. A.* The Dubawnt Group, district of Keewatin and Mackenzie.—*Geol. Surv. Canada Paper*, 1965, 64-24.
- Donaldson J. A.* Proterozoic sedimentary rocks of northern Saskatchewan.—*Geol. Surv. Canada Paper*, 1968, 68-1, pt. A.
- Donaldson J. A.* Stratigraphy and sedimentology of the Hornby Bay Group, district of Mackenzie.—*Geol. Surv. Canada Paper*, 1969, 69-1, pt. A.
- Dorr J. V. N.* Physiographic, stratigraphic, and structural development of the Quadrilátero Ferrífero Minas Gerais, Brazil. Regional geology.—*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1969, 641-A.
- Dunn P. R.* 1:250 000 geological series. Explanatory notes. Alligator River, N. T. Sheet D/53-1.—*Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Austral.*, 1962.
- Dunn P. R., Plumb K. A., Roberts H. G.* A proposal for time-stratigraphic subdivision of the Australian Precambrian.—*J. Geol. Soc. Austral.*, 1966, **13**, pt 2.
- Eastin R., Faure G., Neethling D. C.* The age of the Trollkjellrygg volcanics of Western Queen Maud Land.—*Antarct. J. U. S.*, 1970, **5**, N 5.
- Ebert H.* Observações sobre a subdivisão estratigráfica e a idade do precambriano no Nordeste brasileiro.—*Engenharia miner. e metalurg.*, 1967, **46**, N 273.
- Ebert H.* The Precambrian geology of the «Borborema»-belt (states of Paraíba and Rio Grande do Norte: Northeastern Brazil) and the origin of its mineral provinces.—*Geol. Rundschau*, 1970, **59**, H. 3.
- Eckelman F. D., Poldervaart A.* Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Pt 1. Archean history of the Quad Creek area.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1957, **68**, N 10.
- Eckelmann W. R., Kulp J. L.* Uranium-lead method of age determination. Pt 2. North America localities.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1957, **68**, N 9.
- Fahrig W. F.* The geology of the Athabasca formation.—*Geol. Surv. Canada Bull.*, 1961, **68**.

- Farquharson R. B., Wilson C. J. L.* Rationalization of geochronology and structure of Mount Isa.—Econ. Geol., 1971, **66**, N 4.
- Fauré G., Hill R. L., Eastin R., Montigny R. J. E.* Age determination of rocks and minerals from the Transantarctic Mountains.—Antarct. J. U. S., 1968, **3**, N 5.
- Flawn P. T.* Basement map of North America between latitudes 24° and 60°.—J. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1967.
- Ford A. B.* Review of Antarctic geology.—Trans. Amer. Geophys. Union, 1964, **45**, N 2.
- Forman D. J.* The geology of the south-western margin of the Amadeus Basin, Central Australia.—Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Austral. Rept, 1966, N 87.
- Forman D. J., Milligan E. N., McCarthy W. R.* Regional geology and structure of the northeastern margin of the Amadeus Basin, Northern Territory. Pt. 1.—Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Austral. Rept, 1967, N 103.
- Fraser J. A.* Geological notes on northeastern District of Mackenzie, Northwest Territories.—Geol. Surv. Canada Paper, 1964, 63-46.
- Fraser J. A.* Study of the Epworth group.—Geol. Surv. Canada Paper, 1966, 66-1.
- Fraser J. A., Donaldson J. A., Fahrig W. F., Tremblay L. P.* Helikian basins and geosynclines of the northeastern Canadian Shield.—Geol. Surv. Canada Paper, 1970, 70-40.
- Gaskarth G. W.* Petrogenesis of Precambrian rocks in the Hanson Lake area, East-central Saskatchewan.—Dissert. Abstr., 1968, **B28**, N 10.
- Geological map of Asia and the Far East. 1 : 5 000 000. Bangkok, 1959.
- Geological map of the Philippines. 1 : 1 000 000. Manila, 1963.
- Geological map of the World. Australia and Oceania. 1 : 5 000 000. Canberra, 1965.
- Giletti B. J.* Isotopic ages from southwestern Montana.—J. Geophys. Res., 1966, **71**, N 16.
- Gilluly J.* Orogeny and geochronology.—Amer. J. Sci., 1966, **264**, N 2.
- Glaessner M. F.* Precambrian fossils from South Australia.—In: «International Geological Congress. Report of the 21st session. Pt 22. Copenhagen, 1960.
- Glaessner M. F., Preis W. V., Walter M. R.* Precambrian columnar stromatolites in Australia: morphological and stratigraphic analysis.—Science, 1969, **164**, N 3883.
- Goldich S. S., Muehlberger W. R., Lidiak E. G., Hedge C. E.* Geochronology of the Midcontinent region, United States.—J. Geophys. Res., 1966, **71**, N 22.
- Gomberg D. W., Banks P. O., McBirney A. R.* Guatemala: Preliminary zircon ages from Central Cordillera.—Science, 1968, **162**, N 3849.
- Goodwin A. M.* Archean volcanism: patterns and problems.—Geol. Soc. America Spec. Paper, 1966, **87**.
- Goodwin A. M.* Preliminary reconnaissance of the Flynn Flon volcanic belt, Manitoba and Saskatchewan.—Geol. Surv. Canada Paper, 1969, 69-1, pt A.
- Grabert H.* Ergebnis und Ausdeutung radiometrischer Untersuchungen an Graniten des Brazilianischen Schildes.—Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Monatsh., 1967, H. 5.
- Green D. C., Baadsgaard H., Cumming G. L.* Geochronology of the Yellowknife area, Northwest Territories, Canada.—Canad. J. Earth Sci., 1968, **5**, N 3, pt 2.
- Green T. H.* The geology of the Trial Harbour district.—Roy. Soc. Tasmania Papers and Proc., 1966, **100**.
- Greenhalgh D., Jeffery P. M.* A contribution to the Pre-Cambrian chronology of Australia.—Geochim., Cosmochim. acta, 1959, **16**, N 1/3.
- Grindley G. W., McDougall I.* Age and correlation of the Nimrod Group and other Precambrian rock units in the Central Transantarctic Mountains, Antarctica.—New Zealand J. Geol. and Geophys., 1969, **12**, N 2—3.
- Ham W. E., Denison R. E., Merritt C. A.* Basement rocks and structural evolution of southern Oklahoma.—Oklahoma Geol. Surv. Bull., 1964, **95**.

- Hansen W. R.* Geology of the Flaming Gorge area, Utah-Colorado-Wyoming.—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1965, 490.
- Harrison J. E., Campbell A. B.* Correlation of and facies changes in the carbonaceous, calcareous and dolomite formation of the Precambrian Belt-Purcell supergroup: Discussion.—Bull. Geol. Soc. America, 1968, 79, N 8.
- Hawley C. C., Huffman C., Hamilton J. C., Rader L. F.* Geological and geochemical features of the Redskin Granite and associated rocks, Lake George beryllium area, Colorado.—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1966, 550-C.
- Heimlich R. A., Banks P. O.* Radiometric age determinations. Bighorn Mountains, Wyoming.—Amer. J. Sci., 1968, 266, N 3.
- Halpern M.* Rubidium-strontium date of possibly 3 billion years for a granite rock from Antarctica.—Science, 1970, 169, N 3949.
- Henderson J. B.* Sedimentology of the Yellowknife Group, Yellowknife, District of Mackenzie.—Geol. Surv. Canada Paper, 1968, 68-1, pt A.
- Higgs D. V.* Anorthosite complex of the western San Gabriel Mountains, southern California.—Calif. Div. Mines Geol. Bull., 1954, 170.
- Hills F. A., Gart P. W., Houston R. S., Swainbank I. G.* Precambrian geochronology of the Medicine Bow Mountains, southeastern Wyoming.—Bull. Geol. Soc. America, 1968, 79, N 12.
- Hoffman P. F.* Stratigraphy of the Lower Proterozoic (Aphebian), Great Slave Supergroup, East Arm of Great Slave Lake, District of Mackenzie.—Geol. Surv. Canada Paper, 1968, 68-42.
- Horwitz R. C., Sofoulis J.* Igneous activity and sedimentation in the Precambrian between Kalgoorlie and Norseman, Western Australia.—Proc. Austral. Inst. Mining and Metallurgy, 1965, 214.
- Howell D. G.* A stromatolite from the Proterozoic Pahrump Group, eastern California.—J. Paleontol., 1971, 45, N 1.
- Hsu K. J.* Granulites and mylonites of the region about Cucamonga and San Antonio Canyons, San Gabriel Mountains, California.—Univ. Calif. Dept. Geol. Sci. Bull., 1955, 30, N 4.
- Hsu Kechin, Sun N., Wang T. T., Hu S. C.* Investigation on the polycyclic granite intrusions of Southern China, with special notice on their ages of intrusions, distribution characteristics and their genetic relations to mineral deposits.—Acta geol. sinica, 1963, 43, N 2.
- Hunty L. E.* de la 1 : 250 000 geological series. Explanatory notes. Mount Bruce, Western Australia.—Bur. Mineral Resources Austral. Geol. Geophys., 1965.
- Iijima A.* The Palaeogene palaeogeology and palaeogeography of Hokkaido.—Japan J. Geol. and Geogr., 1964, 35, N 1.
- Ivanac J. F.* The geology and mineral deposits of the Tennat Creek goldfield Northern Territory.—Bur. Mineral Resources Austral. Bull., 1954, 22.
- Iyer L. A. N.* The geology and gemstones of the Mogok stone tract, Burma.—Geol. Surv. India Mem., 1953, 82.
- Jeffery P. M.* The radioactive age of four Western Australian pegmatites by the potassium and rubidium methods.—Geochim., Cosmochim. acta, 1956, 10, N 3.
- Johnson B. K.* Geology of a part of the Manly Peak quadrangle, southern Panamint Range, California.—Univ. California Publs. Geol. Sci., 1957, 30, N 5.
- Jost H.* Complexos básicos-ultrabásicos do Alto Rio Vacacai São Gabriel—Rio Grande do Sul—Brasil. Notas e estud. Univ. Rio Grande do Sul. Escola. Geol., 1966, 1, N 2.
- Kalliokoski J.* Geology of north-central Guayana Shield, Venezuela.—Bull. Geol. Soc. America, 1965, 76, N 9.
- Kanasewich E. R., Farquhar R. M.* Lead isotope ratios from the Cobalt-Noranda area, Canada.—Canad. J. Earth Sci., 1965, 2, N 4.
- Kanehira K., Oki Y., Sanada S. et al.* Tectonic blocks of metamorphic rocks at Kamogawa, Southern Boso Peninsula.—J. Geol. Soc. Japan, 1968, 78, N 10.
- Karpoff R.* Observations géologique au Sud-Est d'Asuncion.—C. r. Acad. sci., 1965, 268, N 25.
- Kawano Y., Ueda Y., Murakami N.* K-Ar dating of a granitic rock from Mine

- City area, Yamaguchi prefecture.—*J. Japan. Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geologists*, 1969, 56, N 4.
- Keyser F. de, Wolff K. W.* The geology and mineral resources of the Chillagoe area, North Queensland.—*Bur. Mineral Resources Austral. Bull.*, 1964, 70.
- Khudoley K. M.* Principal features of Cuban geology.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1967, 51, N 5.
- King P. B., Flawn P. T.* Geology and mineral deposits of Pre-Cambrian rocks of the Van Horn area, Texas.—*Univ. Texas Publ.*, 1953, N 5301.
- Kcrol T. B.* Estratigrafia de la serie Pastora en la region Guasipati — El Dorado.—*Bol. geol.*, 1965, 7, N 13.
- Kretz R.* Study of pegmatite bodies and enclosing rocks Yellowknife-Beaulieu region, Distract of Mackenzie.—*Geol. Surv. Canada Bull.*, 1968, 159.
- Landis C. A., Coombs D. S.* Metamorphic belts and orogenesis in Southern New Zealand.—*Tectonophysics*, 1967, 4, N 4—6.
- Lang A. H.* Carrot River, Manitoba — Saskatchewan. Map 1164A (1:1000000). Sheet 63. *Geol. Surv. Canada*, 1965.
- Lanphere M. A.* Geochronological studies in the Eastern Mojave Desert, California.—*J. Geol.*, 1964, 72, N 4.
- Larsen L. H., Poldervaart A., Kirchmayer M.* Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Pt 7. Structural homogeneity of gneisses in the Lonesome Mountain area.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1966, 77, N 11.
- Leech G. B., Lowdon J. A., Stockwell C. H., Wanless R. K.* Age determinations and geological studies (Rept 4).—*Geol. Surv. Canada Paper*, 1963, 63-17.
- Leggo P. J., Compston W., Trendall A. F.* Radiometric ages of some Precambrian rocks from the northwest division of Western Australia.—*J. Geol. Soc. Australia*, 1965, 12, pt 1.
- Liddy J. C.* The jaspilite iron ores of Australia.—*Econ. Geol.*, 1968, 63, N 7.
- Livingston D. E., Damon P. E.* The ages of stratified Precambrian rock sequences in central Arizona and northern Sonora.—*Canad. J. Earth Sci.*, 1968, 5, N 3, pt 2.
- MacKevett E. M., Blake M. C.* Geology of the North Bradfield River iron prospect, southeastern Alaska.—*U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1963, 1108-D.
- Mapa geológico de America del Sur. 1964.
- Marini O. J., Trein E., Fuck R. A.* O grupo Açungui no estado do Parana.—*Bol. paran. geociênc.*, 1967, N 23—25.
- Matsumoto T., Yamaguchi M., Yanagi T., Matsushita S., Hayasa I., Ishizaka K., Kawano Y., Ueda Y.* The Precambrian problem in younger orogenic zones: an example from Japan.—*Canad. J. Earth Sci.*, 1968, 5, N 3, pt. 2.
- Mattson P. H.* Geological characteristics of Puerto Rico.—*Geol. Surv. Canada Paper*, 1966, 66-15.
- McCandless G. C.* Geologia general de la parte septentrional del escudo de Guáyana en Venezuela.—*Bol. geol.*, 1966, 8, N 15.
- McConnell R. B., Dixon C. G.* A geological map of British Guiana.—In: «International Geological Congress Report of the 21st session». Pt 9. Copenhagen, 1960.
- McDougall J.* Isotopic dating of the Roraima dolerites.—*Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1968, 16, N 2.
- McDougall J., Dunn P. R., Compston W., Webb A. W., Richards J. R., Bofinger V. M.* Isotopic age determinations of Precambrian rocks of the Carpentaria region, Northern Territory, Australia.—*J. Geol. Soc. Australia*, 1965, 12, pt 1.
- McGill G. E., Sommers D. A.* Stratigraphy and correlation of the Precambrian Belt Supergroup of the southern Lewis and Clark Range, Montana.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1967, 78, N 3.
- McGlynn J. C.* Thekulthill Lake area.—*Geol. Surv. Canada Paper*, 1966, 66-1.
- McKinstry H. E.* Pre-Cambrian problems in Western Australia.—*Amer. J. Sci.*, 1945, 243-A.
- Mertie J. B.* The Yukon—Tanana region, Alaska.—*U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1937, 872.

- Miller W. J. Crystalline rocks of Southern California.—Bull. Geol. Soc. America, 1946, 57, N 5.
- Misch P. Tectonic evolution of the Northern Cascades of Washington State.—In: «Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera». Montreal, 1966.
- Money P. L. The Wollaston Lake fold-belt system, Saskatchewan-Manitoba.—Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, N 6.
- Mosquera C. C. F. Investigaciones geológicas en el cuadrangulo de Sigsig.—An. Univ. Cuenca, 1968, 24, N 1—2.
- Muehlberger W. R., Denison R. E., Lidiak E. G. Basement rocks in continental interior of United States.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1967, 51, N 12.
- Noble J. A., Harder J. O. Stratigraphy and metamorphism in a part of the northern Black Hills and the Homestake Mine, Lead, South Dakota.—Bull. Geol. Soc. America, 1948, 59, N 9.
- Oakeshott G. B. Geology and mineral deposits of San Fernando quadrangle, Los Angeles County, California.—California Div. Mines. Geol. Bull., 1958, 172.
- Obradovich J. D., Peterman Z. E. Geochronology of the Belt Series, Montana.—Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, N 3, pt 2.
- Osika R. Précis de géologie du Nord-Vietnam de la région de Bao-Ha en particulier.—Bull. Inst. geol., 1967, N 177.
- Osterwald F. W. Discussion of paper by Gast, Kulp and Long on «Absolute age of Early Precambrian rocks in the Bighorn Basin of Wyoming and Montana and southeastern Manitoba».—J. Geophys. Res., 1959, 64, N 2.
- Parker R. B. Precambrian agmatites of the Wind River Range, Wyoming.—Univ. Wyoming Contribs. Geol., 1952, 1, N 1.
- Pastells P., Silver L. T. Geochronologic investigations in the crystalline rocks of the Grand Canyon, Arizona.—Geol. Soc. America Spec. Paper, 1966, 87.
- Perry W. J., Roberts H. G. Late Precambrian glaciated pavements in the Kimberley region, Western Australia.—J. Geol. Soc. Australia, 1968, 15, pt 1.
- Peterman Z. E., Hedge C. E. Age of basement rocks from the Williston basin of North Dakota and adjacent areas.—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1964, 475-D.
- Peterman Z. E., Hedge C. E., Braddock W. A. Age of Precambrian events in the northeastern Front Range, Colorado.—J. Geophys. Res., 1968, 73, N 6.
- Pichamuthu C. S. The Precambrian of India.—In «The Precambrian», v. 3. N. Y.—London—Sydney, Interscience Publ., 1967.
- Plumb K. A., Paine A. G. L. 1:250 000 geological series. Explanatory notes. Mount Yong, N. T. Sheet SD/53—15. Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Austral., 1964.
- Posadas V. G., Kalliokoski I. Rb-Sr ages of the Encrucijada granite intrusive in the Imataka complex, Venezuela.—Earth Planet. Sci. Letters, 1967, 2, N 3.
- Prider R. T. The greenstones of south western Australia.—J. Proc. Roy. Soc. West. Australia, 1961, 44, pt 1.
- Radelli L. Géologie des Andes Colombiennes. Grenoble, 1967.
- Ragan D. M., Hawkins J. W. A polymetamorphic complex in the Eastern Alaska Range.—Bull. Geol. Soc. America, 1966, 77, N 6.
- Ranfard L. C., Cook P. J., Wells A. T. The geology of the central part of the Amadeus Basin, Northern Territory.—Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Austral. Rept. 1965, N 86.
- Redden J. A. Geology of the Berne quadrangle, Black Hills, South Dakota.—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1968, 297-F.
- Reed B. L. Geology of the Lake Peters area, northeastern Brooks Range, Alaska.—U. S. Geol. Surv. Bull., 1968, 1236.
- Reed J. C. Structure of Precambrian crystalline rocks in the northern part of Grand Teton National Park, Wyoming.—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1963, 475-C.
- Reid R. R. Metamorphic rocks of the northern Tobacco Root Mountains, Madison County, Montana.—Bull. Geol. Soc. America, 1963., 74, N 3.

- Reinhardt E. W.* Thuben Lakes area.—Geol. Surv. Canada Paper, 1967, 67-1, pt A.
- Reinhardt E. W.* Wilson Island—Petitot Islands area, East Arm, Great Slave Lake.—Geol. Surv. Canada Paper, 1969, 69-1, pt A.
- Richards J. R., Berry H., Rhodes J. M.* Isotopic and lead—alpha ages of some Australian zircons.—J. Geol. Soc. Australia, 1966a, 13, pt. 1.
- Richards J. R., White D. A., Webb A. W., Branch C. D.* Isotopic ages of acid igneous rocks in the Cairns Hinterland, North Queensland.—Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Austral. Bull., 1966b, N 88.
- Robertson D. K., Cumming G. L.* Lead- and sulfur-isotope ratios from the Great Slave Lake area, Canada.—Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, N 5.
- Roddick J. A., Wheeler J. O., Gabrielse H., Souther J. G.* Age and nature of the Canadian part of the Circum-Pacific orogenic belt.—Tectonophysics, 1967, 4, N 4—6.
- Ross C. P.* The Belt Series in Montana.—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1963, 346.
- Ross J. V.* The structure and metamorphism of Mesa Lake map-area, District of Mackenzie.—Geol. Surv. Canada Bull., 1966, 124.
- Ross J. V.* Structural relations at the eastern margin of the Shuswap Complex, near Revelstoke, southeastern British Columbia.—Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, N 4, pt 1.
- Rüe E. A. de la.* Quelques observations sur le socle cristallin de l'Amazone brésilienne.—Compt. rend. Soc. géol. France, 1957, N 11.
- Rüe E. A. de la.* Observations sur le bouclier guyanobrésilien.—Cahiers Inst. Hautes Etudes Amér., Latines, 1963, 3.
- Ryan G. R.* The geology of the Pilbara Block, Western Australia.—Proc. Austral. Inst. Mining and Metallurg., 1965, 214.
- Sainsbury C. L., Coleman R. G., Kachadoorian R.* Blueschist and related greenschist facies rocks of the Seward Peninsula, Alaska.—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1970, 700-B.
- Saito R.* Pre-Cambrian stratigraphy of South Manchuria and North China.—Mem. Geol. Surv. Manch., 1943, N 18.
- Sarkar S. N., Polkanov A. A., Gerling E. K., Chukhrov F. V.* Geochronology of the Precambrian of Peninsular India: a synopsis.—Sci. and Culture, 1964, 30, N 11.
- Sarkar S. N., Saha A. K., Miller J. A.* Potassium-argon ages from the oldest metamorphic belt in India.—Nature, 1967, 215, N 5104.
- Saurin E.* Etudes géologiques sur l'Indochine du Sud-Est.—Bull. Serv. géol. Indochine, 1935, 22.
- Saurin E.* Etudes géologiques sur le Centre-Annam Méridional.—Bull. Serv. géol. Indochine, 1944, 27.
- Schopf J. W.* Microflora of the Bitter Springs Formation, Late Precambrian, Central Australia.—J. Paleontol., 1968, 42, N 3.
- Segovia A.* Geology of Plancha L-12, Colombia, South America.—Bull. Geol. Soc. America, 1967, 78, N 8.
- Sellier de Civrieux J. M.* Introducción al precámbrico de la Guayana Venezolana.—Geominas, 1966, N 3.
- Shibata K., Nozawa T.* K-Ar ages of Hida metamorphic rocks, Amo-Tsunokawa area and Oki area, Japan.—Bull. Geol. Surv. Japan, 1966, 17, N 7.
- Silver L. T., McKinney C. R., Deutsch S., Bolinger J.* Precambrian age determinations in the western San Gabriel Mountains, California.—J. Geol., 1963, 71, N 2.
- Smith A. G., Barnes W. S.* Correlation of and facies changes in the carbonaceous, calcareous, and dolomitic formations of the Precambrian Belt—Purcell Supergroup.—Bull. Geol. Soc. America, 1966, 77, N 12.
- Snelling N. J., McConnell R. B.* The geochronology of Guyana.—Geol. en mijnbouw, 1969, 48, N 2.
- Sofoulis J.* 1:250 000 geological series. Explanatory notes. Boorabbin, W. A. Sheet SH/51—13. Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. West. Australia, 1963.

- Stewart J. H.* Correlation of Lower Cambrian and some Precambrian strata in the southern Great Basin, California and Nevada.—U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1966, 550-C.
- Stewart J. H., Ross D. C.* Geology of the Great Basin south of the 39th parallel.—California Div. Min. Geol. Bull., 1966, 191.
- Stille H.* Geotektonische Probleme des pazifischen Erdraumes.—Abh. Preuss. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., 1949, N 10.
- Stockwell C. H.* Structural trends in Canadian Shield.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1965, 49, N 7.
- Tayama R.* Geomorphology, geology and coral reefs of Yap Islands.—Contribs Inst. Geol. Palaeontol. Tohoku Univ., 1935, N 19, (in Japan.).
- Tectonic map of Canada. 1 : 5 000 000. Ottawa, 1969.
- Thomas B. E.* Geology of the Chloride quadrangle, Arizona.—Bull. Geol. Soc. America, 1953, 64, N 4.
- Thorsteinsson R., Tozer E. T.* Banks, Victoria and Stefansson Islands, Arctic Archipelago.—Geol. Surv. Canada. Mem., 1962, 330.
- Tilton G. R., Wetherill G. W., Davis C. L.* Mineral ages from the Wichita and Arbuckle Mountains, Oklahoma, and the St. Francis Mountains, Missouri.—J. Geophys. Res., 1962, 67, N 10.
- Tremblay L. P.* Geology of the Beaverlodge mining area, Saskatchewan.—Geol. Surv. Canada Mem., 1968, 367.
- Turner J. C. M.* Estratigrafia del tramomedio de la Sierra de Velasco y region al Oeste (la Rioja).—Bol. Acad. Nac. Cienc. Cordoba, 1962, 43, N 1a.
- Turner J. C. M.* Descripción geológica de la hoja 2c. Santa Victoria.—Bol. Inst. nac. geol. miner., 1964, N 104.
- Verdier J.* Les charnockites du Salto Necuima.—Bull. Soc. géol. France, 1965 (1966), 7, N 5.
- Volborth A.* Rapakivi-type granites in the Precambrian complex of Gold Butte, Clark County, Nevada.—Bull. Geol. Soc. America, 1962, 73, N 7.
- Walpole B. P.* 1 : 250 000 geological series. Explanatory notes. Mount Evelyn, N. T. Sheet D/53-5. Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Australia, 1962.
- Walpole B. P., Malone E. J., Randal M. A.* Geological map Katherine — Darwin area, Northern Territory, 1 : 500 000. Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Australia, 1959.
- Walpole B. P., Smith K. G.* Geochronology of Proterozoic granites in Northern Territory, Australia. Pt 2: Stratigraphy and structure.—Bull. Geol. Soc. America, 1961, 72, N 5.
- Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R., Edmonds C. M.* Age determination and geological studies. Rept 8.—Geol. Surv. Canada Paper, 1968, 67-2. pt A.
- Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R., Rimsaite J. Y. H.* Age determinations and geological studies. Rept 6.—Geol. Surv. Canada Paper, 1966, 65-17.
- Wasserburg G. J., Lanphere M. A.* Age determinations in the Precambrian in Arizona and Nevada.—Bull. Geol. Soc. America, 1965, 76, N 7.
- Webb A. W., McDougall J., Cooper J. A.* Retention of radiogenic argon in glauconites from Proterozoic sediments, Northern Territory, Australia.—Nature, 1963, 199, N 4890.
- Wells A. T., Forman D. J., Ranford L. C.* Geological reconnaissance of the Rawlinson — Macdonald area, Western Australia.—Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Austral. Rept, 1965, N 65.
- Wetherill G. W., Bickford M. E.* Primary and metamorphic Rb-Sr chronology in central Colorado.—J. Geophys., Res., 1965, 70, N 18.
- Weyl R.* Geologie der Antillen. Berlin, 1966.
- Wheeler J. O.* Eastern tectonic belt of Western Cordillere in British Columbia. In: «Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillere». Montreal, 1966.
- Wheeler J. O.* Tectonics.—Geol. Surv. Canada Paper, 1967, 67-41.
- White D. A.* The geology of the Georgetown — Clarke River area, Queensland.—Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Austral. Bull., 1965, 71.

- Wilson A. F., Compston W., Jeffery P. M., Riley G. H.* Radioactive ages from the Precambrian rocks in Australia.—*J. Geol. Soc. Austral.*, 1960, **6**, pt. 2.
- Wilson E. D.* A resume of the geology of Arizona. *Ariz. Bur. Mines Bull.*, 1962, **171**.
- Wilson H. D. B., Andrews P., Moxham R. L., Ramlal K.* Archaean volcanism in the Canadian Shield.—*Canad. J. Earth Sci.*, 1965, **2**, N 3.
- Wilson J. T.* The origin of continents and Precambrian history.—*Trans. Roy. Soc. Canada*, 1949, Ser. 3, **43**, Sect. 4.
- Wright G. M.* Geology of the southeastern barren grounds, parts of the District of Mackenzie and Keewatin.—*Geol. Surv. Canada Mem.*, 1967, **350**.
- Yamaguchi M.* Dating of the Hida gneiss complex by U-Pb and Rb-Sr methods.—*J. Geol. Soc. Japan*, 1967, **73**.
- Zartman R. E.* A geochronologic study of the Lone Grove pluton from the Llano Uplift, Texas.—*J. Petrol.*, 1964, **5**, N 3.
- Zartman R. E., Stern T. W.* Isotopic age and geologic relationships of the Little Elk Granite, northern Black Hills, South Dakota.—*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1967, 575-D.
- Zeil W.* Die tektonische Geschichte der Küstenkordillere Chiles.—*Geol. Rundschau*, 1965, **54**, H. 2.
- Ziegler P. A.* Guidebook for Canadian Cordillera field trip. *Albert. Soc. Petrol. Geologists*, 1967.
-

СОДЕРЖАНИЕ

ГЛАВНЫЕ ПРИНЦИПЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ И СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА (А. М. Смирнов)	3
ДОКЕМБРИИ АЗИАТСКОГО СЕКТОРА (А. М. Смирнов)	6
ДОКЕМБРИИ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО СЕКТОРА (В. И. Шульдинер)	73
ДОКЕМБРИИ ЮЖНО-АМЕРИКАНСКОГО СЕКТОРА (А. Ф. Шехоркино)	120
КРАТКИЙ ОЧЕРК ДОКЕМБРИЯ АНТАРКТИДЫ (И. С. Шульдинер)	135
ДОКЕМБРИИ АВСТРАЛИЙСКОГО СЕКТОРА (Т. А. Денисова)	142
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (А. М. Смирнов)	163
ЛИТЕРАТУРА	165

Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса

Утверждено к печати Дальневосточным геологическим институтом

Редактор В. С. Журавлев, Редактор издательства Н. М. Митяшова

Художественный редактор В. Н. Тихунов

Технические редакторы Т. Д. Панасюк, Е. Н. Евтянова

Сдано в набор 12/VII-72 г. Подписано к печати 27/XI-72 Формат 60×90^{1/16} Бумага № 2
Усл. печ. л. 11,25 Уч.-изд. л. 12,6 Тираж 700 экз. Т-04296 Тип. зак. 5117 Цена 1 р. 26 к.

Издательство «Наука», 103717 ГСП Москва, К-62, Подсошенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2

