

СТРАТИГРАФИЯ
ДОКЕМБРИЯ
КАЗАХСТАНА
И
ТЯНЬ-ШАНЯ

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. М. В. ЛОМОНОСОВА
ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ КазССР

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ КАЗАХСТАНА И ТЯНЬ-ШАНЯ

Материалы Карагандинского стратиграфического
совещания, сентябрь 1969 г.

Под редакцией
Ю. А. ЗАЙЦЕВА, Б. М. КЕЛЛЕРА, М. А. СЕМИХАТОВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1971

ОТ РЕДАКЦИИ

В Караганде при Центрально-Казахстанском геологическом управлении с 8 по 11 сентября 1969 г. состоялось совещание по стратиграфии докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня, созданное по предложению Межведомственного стратиграфического комитета. В работе совещания приняли участие 108 человек, представлявших 26 производственных и научно-исследовательских организаций (ВСЕГЕИ, ВИМС, ВНИГНИ, Геологический институт АН СССР, Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР, Институт геологии АН КиргССР, Институт геологических наук АН КазССР, Институт физики Земли АН СССР, КазИМС, КазПТИ, Казгеофизтрест, Ленинградский, Иркутский, Московский государственные университеты, МГРИ, Министерство геологии КазССР, Министерство геологии УзССР, Томский ПТИ, Уральский филиал АН СССР, Уфимский горно-геологический институт, Управление геологии КиргССР, Уфимское, Центрально-Казахстанское, Восточно-Казахстанское, Южно-Казахстанское геологические управления).

Совещание ставило своей задачей рассмотреть материалы по стратиграфии докембрия Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня и прилегающих к ним регионов, создать рабочую корреляционную схему стратиграфического расчленения докембрия, включив в нее разрезы наиболее полно изученных районов. Совещанию предшествовали две экскурсии, целью которых было ознакомить участников совещания с главнейшими разрезами докембрия Центрального Казахстана, предлагавшихся в качестве опорных для корреляционной схемы. Одна из экскурсий проводилась в Улутау, другая в Ерементау-Ниязском и Атасу-Моинтинском районах. Экскурсии проходили одновременно в течение десяти дней; в каждой из них приняли участие 30—35 человек.

Совещание заслушало 27 докладов и 35 выступлений, в которых были рассмотрены и обсуждены новые полученные в последние годы материалы по общим вопросам расчленения докембрия, о границе кембрия и докембрия, по стратиграфии ряда районов Центрального и Южного Казахстана (Кокчетавский массив, Улутау, Ерементау-Ниязский район, Тектурмас, Атасу-Моинтинский водораздел, Прибалхашье, Бетпақдала), Тянь-Шаня и смежных территорий (Мугоджары, Кызылкумы). Совещание отметило, что со времени последнего совещания по стратиграфии палеозоя и допалеозоя Казахстана, состоявшегося в г. Алма-Ате в 1958 г., достигнуты значительные успехи в изучении стратиграфии докембрия Казахстана, Северного Тянь-Шаня и смежных регионов. Рядом организаций были проведены средне- и крупномасштабные геологические съемки и специальные исследования, позво-

лившие вернуться к рассмотрению вопросов стратиграфии докембрия на новом уровне. Этому способствуют общие достижения в стратиграфическом расчленении докембрия в главнейших районах его распространения (Урал, Русская, Сибирская платформы и др.).

В настоящем сборнике помещены доклады, а также тексты отдельных наиболее важных выступлений. В тех случаях, когда докладчики в силу разных причин не смогли представить развернутые тексты своих сообщений, по решению Оргкомитета совещания в сборник для публикации были включены тезисы соответствующих докладов. Сборник состоит из четырех разделов, посвященных рассмотрению общих вопросов расчленения докембрия, границы кембрия и докембрия в Казахстане и Тянь-Шане, стратиграфии докембрия отдельных регионов и, наконец, вопросам корреляции. В сборник также включены принятые совещанием решения и выработанная корреляционная схема, дается общий список литературы.

Публикуемые материалы отражают современное состояние изученности стратиграфии древних толщ Казахстана и Тянь-Шаня, обобщают все имеющиеся, к сожалению, пока немногочисленные радиогеохронологические данные.

В настоящее время относительно подробно разработана стратиграфия нижнедокембрийских, собственно метаморфических толщ Центрального Казахстана, причем в качестве опорного для этой части стратиграфического разреза следует рассматривать наиболее полный и детально изученный разрез Улутая. Опорные разрезы верхнего докембрия находятся в Тянь-Шане, где по комплексам строматолитов уверенно выделяются средний, верхний и терминальный рифей, сопоставляемые со стратотипическими разрезами этих подразделений на Южном Урале.

Одним из наиболее спорных вопросов геологии Казахстана являлось разграничение здесь докембрийских и кембрийских отложений. Трудность решения этой проблемы заключалась в том, что до середины шестидесятих годов здесь не были обнаружены палеонтологически доказанные древнейшие слои кембрия, а наиболее древние фауны этого возраста относились к среднему кембрию. Это открывало широкий простор для различных точек зрения и отнесению к кембрию мощных осадочных толщ, лишенных фауны и подстилающих палеонтологически доказанные нижнекембрийские образования. Положение существенно изменилось, когда в опорном разрезе Малого Каратау в чулактауской фосфоритоносной свите и вышележащих известняках шабактинской свиты были обнаружены многочисленные хиолиты, хиолительминты и трилобиты заведомо нижнекембрийского возраста. На этом основании фосфоритоносная свита и покрывающая ее пачка известняков должны быть отнесены к нижнему кембрию, причем сами фосфориты, по-видимому, принадлежат к алданскому ярусу кембрийской системы. Этот вывод, единодушно принятый участниками совещания, имеет чрезвычайно большое значение как для составления прогнозных карт, для поисков новых месторождений фосфоритов, так и для целей геологического картирования.

Значительно труднее обстоит дело с разработкой стратиграфии верхнего докембрия восточных и северо-восточных частей Центрального Казахстана, где развиты мощные и весьма сложно построенные яшмово-диабазовые, спилито-кератофировые и другие вулканогенно-осадочные эвгеосинклинального типа комплексы, залегающие большей частью в видимом основании стратиграфического разреза и перекрываемые в одних случаях различными частями нижнего, среднего и

верхнего кембрия, в других — толщами ордовика или силура. Недостаточная палеонтологическая и радиогеохронологическая изученность этих комплексов, сложность тектонической структуры на участках опорных разрезов некоторых выделяемых местных стратиграфических подразделений — все это вместе взятое определяет значительные расхождения в представлениях отдельных геологов относительно стратиграфической и возрастной принадлежности этих толщ. Существующие неясности и противоречия не позволили прийти к согласованным решениям по ряду вопросов относительно стратиграфического положения ряда толщ, например, еремантауской и уртынжальской серий. Читатель, несомненно, почувствует сложность и неясность многих вопросов стратиграфии древних толщ северо-востока Центрального Казахстана при ознакомлении с соответствующими докладами.

Новые находки органических остатков, безусловно указывающие на раннепалеозойский возраст толщ, до последнего времени считавшихся докембрийскими, в Еремантау, хребте Чингиз, Северном и Западном Прибалхашье, в Атасуйском районе значительно сузили перечень толщ, относимых к докембрию. С другой стороны, это определенным образом повлияло на умонастроения многих геологов, стремящихся ныне полностью отрицать существование позднедокембрийских вулканогенно-осадочных яшмово-диабазовых толщ в пределах Северо-Восточного Казахстана. Следует констатировать, что в настоящее время пока нет объективных и достаточных решающих данных для подобного утверждения, как нет их или чрезвычайно мало и для принятия противоположной точки зрения. Скорее всего в эвгеосинклинальных разрезах Еремантау-Ниязского и Чингизского антиклинориев, Западного Прибалхашья, Атасуйского района и др. присутствуют как позднедокембрийские, так и раннепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы. По-видимому, дальнейшая задача их изучения состоит в том, чтобы научиться их разделять.

Можно надеяться, что публикация настоящего сборника не только ознакомит широкие круги геологической общественности с состоянием изучения докембрия Казахстана и Тянь-Шаня, но поможет более правильно и рационально направить дальнейшие исследования в этой весьма важной и слабо разработанной области наших знаний.

Б. М. КЕЛЛЕР

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ КАЗАХСТАНА

Общих подразделений, официально принятых в Советском Союзе для докембрия, немного. Решением МСК от 28 марта 1963 г. в докембрии рекомендовано выделять архей и протерозой, но граница между ними не была четко зафиксирована; из двух предлагавшихся рубежей (2500—2700 и 1900—2000 млн. лет) большинство исследователей в настоящее время принимает более древний. Чаще всего протерозой делят на три части: нижний, средний и верхний — с границами в 1900 и 1600 млн. лет. Наряду с этим наиболее распространенным делением имеются и другие, частные схемы, которые пока не получили общего признания. Ни одно из предлагавшихся делений протерозоя не было утверждено как обязательное, но в решении МСК была подчеркнута важность геохронологического рубежа в 1000—1200 млн. лет.

Отложения верхнего докембрия, представленные в ряде районов СССР слабо измененными осадочными и вулканогенными толщами, начали выделять на геологических картах в Советском Союзе с 1965 г. Одно время они обособлялись под именем синийского комплекса. Ныне их принято выделять как верхний протерозой, или рифей. Первое из этих названий введено в условные обозначения государственных геологических карт. Во всех корреляционных схемах, принимавшихся в шестидесятых годах, верхний протерозой, или рифей, на основании биостратиграфических и радиогеологических данных разделен на четыре части: нижний, средний, верхний и венд — с границами между ними соответственно на рубеже в 1400; 1100 и 680 млн. лет.

Для каждого из этих подразделений в опорных разрезах Средней Сибири и Урала выделены характерные комплексы строматолитов и микрофитолитов, позволяющие распознавать данные подразделения в карбонатных фациях. Четвертое — завершающее подразделение рифея, или венд, включает отложения, которые долгое время рассматривались в составе кембрийской системы. В скандинавских странах оно было обособлено под именем эокембрия. Такая точка зрения при прежней степени изученности стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия была вполне правомочна. Действительно, по степени измененности пород венд почти неотличим от кембрия, с которым он теснейшим образом связан структурно, а крупный размыв устанавливается обычно в основании или в середине венда. Однако в настоящее время при послойном изучении разрезов венда и кембрия ряда регионов выяснилось, что палеонтологически венд разительно отличается от кембрия и практически не содержит представителей скелетной фауны.

В разнообразных породах венда совсем нет трилобитов, археоциат, гастропод и лишь имеются единичные и не во всех случаях достоверные указания на нахождение хиолитов. Чрезвычайно редкая фауна венда представлена бесскелетными формами, такими, как медузы, морские перья (*Rangia*) и своеобразная *Vendia sokolovi* Keller. Одновременно в карбонатных породах венда и его аналогов, выделяющихся в Сибири под именем юдомского комплекса, в большом количестве находят продукты жизнедеятельности водорослей — строматолиты, онколиты и катаграфин, важные для определения возраста пород. Особенности палеонтологической характеристики венда послужили основанием для включения его в состав докембрийских образований. Это положение было принято на Межведомственном совещании по стратиграфии пограничных слоев кембрия и докембрия, происходившем в 1967 г. в г. Уфе (Келлер, 1969) и в настоящее время принимается большинством исследователей. Некоторые авторы склонны рассматривать венд как особое подразделение в ранге системы, начинающей палеозой, однако серьезных доводов для обоснования этой точки зрения не приводилось. У нас есть все основания для того, чтобы помещать венд в рифей в качестве его четвертого, или завершающего, подразделения.

Если вопрос о верхней границе рифея представляется достаточно ясным и проработанным, то нижняя его граница требует уточнений. В Уральском стратотипе рифей начинается бурзянской серией со специфическим комплексом строматолитов и микрофитолитов (*Kussiella kussiensis*, *Osagia libidinosa* и др.), которая отделяется от вышележащей юрматинской серии крупным угловым несогласием. Между этими двумя сериями местами вклинивается чрезвычайно непостоянная по мощности, приуроченная к узким линейным зонам, машакская свита (до 1500 м), сложенная конгломератами и песчаниками с прослоями амфиболитов. С отложением этой орогенной свиты, по-видимому, совпадает внедрение крупного Бердяшского массива гранитов рапакиви, которые прорывают саткинскую свиту бурзянской серии. Возраст Бердяшского массива оценивался вначале по полевым шпатам, для которых были получены значения в 970 млн. лет. Позже в различных лабораториях по слюдам Бердяшского гранита калий-аргоновым методом была получена цифра в 1350 млн. лет. Эти цифры подтверждаются данными А. И. Тугаринова, получившим изохронным свинцово-изотопным методом по цирконам для Бердяшского гранита значение в 1420 млн. лет.

В последнее время в лаборатории ВСЕГЕИ для того же массива рубидий-стронциевым методом были получены значения возраста в 1560 ± 30 млн. лет, из чего Л. И. Салопом сделан вывод о синхронности бердяшских гранитов и карельских рапакиви, для которых возраст калий-аргоновым методом датируется в 1600—1640 млн. лет. На основании такого вывода было сделано заключение о возможности корреляции бурзянской серии нижнего рифея и ятулия Карелии. Если это так, то бурзянская серия должна быть включена не в верхний, а в средний протерозой, а рифей следует начинать юрматинскими образованиями. Такая корреляция отстаивается Л. И. Салопом и повторяет прежние сопоставления, делавшиеся в 1952 г. автором. Она, по-видимому, неверна, так как комплексы строматолитов бурзянской серии и ятулия резко различны. Этот вопрос нуждается в дальнейшем изучении, в тщательной проверке и сравнении радиогеохронологических данных. Нет сомнения, что точная корреляция интрузивных тел может быть дана только в том случае, когда для каждого из них мы будем располагать изотопными данными, полученными различными методами.

В случае несхождения результатов должна быть дана правильная интерпретация возрастных определений, исходя из тщательного минералогического изучения исследуемого материала.

Как бы ни закончилась дискуссия о нижней границе рифея, мы должны учитывать, что нижний рифей имеет крайне ограниченное, локальное распространение. В настоящее время палеонтологически доказанный нижний рифей известен на Урале, в Сибири (Учуро-Майский район, Анабарский массив, Оленекское поднятие), а во многих других районах он, возможно, вообще отсутствует, и разрез начинается среднерифейскими толщами (Енисейский кряж, запад США, большинство разрезов Африки и др.). Это обстоятельство необходимо учитывать при интерпретации разрезов Казахстана.

В Казахстане и Северном Тянь-Шане обособление архея, нижнего и среднего протерозоя может быть дано чисто условно, так как как-либо радиологические или биостратиграфические данные для этого отсутствуют. Наличие рифейских отложений в Казахстане предполагалось А. А. Богдановым и др. (1955) и было подробно обосновано Н. А. Штрейсом (1960 а, б, 1963 и др.), исходящим из анализа опорного разреза Улутау. Однако при оценке возраста улутауского разреза нижние рубежи кембрийских и рифейских образований были сильно опущены. В результате вся верхняя часть рифея была присоединена к кембрию и в то же время в рифей включены толщи, имеющие омоложенные значения изотопного возраста и, видимо, являющиеся дорифейскими. В итоге Н. А. Штрейс пришел к выводу, что в Казахстане не существует отложений, более древних, чем рифей. Это положение вряд ли может считаться правильным, так как в ряде разрезов Тянь-Шаня, в юго-западном Прибалхашье и в Ерементау, мы знаем палеонтологически доказанные толщи среднего рифея, а ниже залегает мощный разрез пород, отличающихся значительно большим метаморфизмом. Очевидно, среди этих пород присутствуют толщи нижнего докембрия, охарактеризованные «омоложенными» цифрами возраста. Даже в древнейшей в Казахстане зерендинской серии они не выходят за пределы 1300 млн. лет (возраст по цирконам, полученный альфа-свинцовым методом).

Опорным для рифея Казахстана и Средней Азии является разрез Киргизского и Таласского хребтов, где комплексами строматолитов доказывается присутствие среднего рифея, верхнего рифея и венда (Королев, 1963; Келлер и др., 1965; Крылов, 1966). Палеонтологически доказанный средний рифей в Киргизском хребте охарактеризован представителями группы *Baicalia* (*B. baicalica* Masl. и др.). Средний рифей, содержащий комплексы микрофитолитов, был обнаружен в последнее время в Ерементау (тиесская свита) и в юго-западном Прибалхашье (Клинггер, 1967; Недовизин, 1966; Жуков, Радченко, 1964). Отложения верхнего рифея хорошо датированы палеонтологически только в Таласском хребте (карагаинская серия), где встречены характерные для этого подразделения строматолиты — *Minjaria*, *Gymnosolen*, *Inzeria*. Строматолиты венда (Крылов, 1966) известны в Малом Каратау, где они приурочены к малокаройской свите (*Lipelia avis* Kгуl., *Palomia ossica* Kгуl. и др.). К перечисленным реперным горизонтам по сходству литологического состава могут быть привязаны свиты, лишённые палеонтологической характеристики.

Применение данных изотопных определений для установления возраста вмещающих пород в Казахстане и Средней Азии крайне ограничено. Глаукониты в разрезах докембрия, как правило, отсутствуют или же настолько изменены при эпигенезе и раннем метаморфизме, что

дают явно омоложенные значения возраста. Так, например, в Малом Каратау глаукониты малокаройской серии из беркутинского горизонта (нижних доломитов), лежащие заведомо ниже ленского яруса нижнего кембрия, дают, как правило, ордовикские и силурийские значения калий-аргонового возраста, полученные в разных лабораториях. Лишь единичные образцы показывают значения, более близкие к истинным (570 млн. лет), но также, видимо, омоложенные. Изотопные определения, сделанные для рифея Казахстана калий-аргоновым или альфа-свинцовым методом по циркону почти все отвечают эпохам более позднего метаморфизма и минералообразования. Если исключить герцинские и каледонские этапы, то одной из важнейших подобных эпох является этап метаморфизма, отвечающий дате в 1100 млн. лет. В эту эпоху произошли настолько значительные преобразования, что более древние значения возраста, как правило, оказались нацело стертими. Мы можем уловить их в исключительных случаях. Такovy, например, значения возраста в 1400 млн. лет, полученные для узунжалских гранитов свинцово-изотопным методом (лаборатория ВСЕГЕИ), возраст метаморфизма макбальской серии Киргизского хребта (1700 млн. лет) и некоторые другие.

При обсуждении вопросов стратиграфии докембрия Казахстана следует обратить внимание на два положения. Первое из них касается возраста яшмово-диабазовых серий, развитых в пределах Северного Прибалхашья (горы Казык, Итмурунды), Тектурмаса, Ерементау, Агырека и хр. Чингиз. Возраст этих серий до последнего времени оставался неясным, но многие из них по историко-геологическим данным были отнесены к докембрию (акдымская серия Ерементау, яшмово-диабазовые толщи хр. Тектурмас). Этот вывод, принятый на совещании по унификации стратиграфических схем палеозоя и допалеозоя в 1958 г., нашел недавно подтверждение в данных изотопных определений, полученных калий-аргоновым методом для основных лав, залегающих среди кремнисто-яшмовых пород гор. Токай (Предчингизье) и диабазов, прорывающих жильтаускую свиту в Ерементау. Для первых значение возраста оказалось равным $1028-910 \pm 100$ млн. лет, для вторых — 670 ± 100 млн. лет (Антонюк и др., 1967; Антонюк, Клиnger, 1968). С этими данными хорошо согласуется возраст биотитов из плагиогранитов, прорывающих яшмово-диабазовую серию Тектурмаса (770 ± 40 млн. лет). Вместе с тем детальное изучение радиолярий из яшмово-диабазовых серий перечисленных районов дало основание Б. Б. Назарову выделить два комплекса этих органических остатков: кембрийский и ордовикский. Оба этих комплекса были сперва изучены в палеонтологически доказанных яшмах кембрия и ордовика, возраст которых не вызывает сомнений, а вслед за этим были обнаружены в яшмово-диабазовых сериях, не содержащих характерной фауны. При этом оказалось, что кембрийский комплекс приурочен к толщам, относимым, по данным изотопных определений, к докембрию. Для акдымской серии Ерементау и казыкской свиты Северо-Западного Прибалхашья этот вывод был подтвержден находением беззамковых брахиопод.

Анализ литературных данных и изучение шлифов из кембрийских яшмовых толщ Сибири позволили Б. Б. Назарову высказать предположение, что радиолярии, как и другая скелетная фауна, появились лишь с началом кембрийского периода и в докембрии отсутствуют. Конечно, это предположение нуждается в дальнейшем обосновании. Если оно окажется правильным, то разграничение яшмовых серий докембрия и кембрия может быть сделано без особого труда. Вместе с тем, обсуждая эту гипотезу, мы должны будем объяснить древние, рифейские

значения изотопного возраста яшмово-диабазовых серий, которые дают удовлетворительное совпадение по разным методам.

Второе положение, которое следует рассмотреть в настоящей статье, касается нижней границы кембрия в Казахстане и Средней Азии. Долгое время эта граница проводилась не в основании палеонтологически доказанных слоев, а на значительно более низком стратиграфическом уровне, по явственному рубежу смены метаморфизма пород и структурной перестройке. При этой трактовке к кембрию были отнесены каройские серии верхнего рифея — венда и синхронные им толщи. Особенно глубоко была опущена нижняя граница кембрия в пределах Атасу-Моинтинского водораздела, где в состав кембрия были включены сланцевые и кварцитовые толщи мощностью в несколько тысяч метров (Боровиков, 1965). Современные определения абсолютного возраста цирконов из узунжалских гранитов, прорывающих нижние свиты сланцевых серий, дали 1400 млн. лет, свидетельствуя о их рифейском возрасте. Подобное занижение нижней границы кембрия в разрезах в значительной мере объясняется тем, что в большинстве районов Казахстана древнейшие палеонтологические охарактеризованные слои до недавнего времени датировались средним кембрием. На этом основании допускалось предположение, что ниже лежит нижний кембрий, сложенный мощными толщами терригенных пород, в которых фауна пока не найдена. Положение существенно изменилось после того, как было детально изучено вертикальное распространение фауны в разрезе Малого Каратау и установлено послышнее распределение в нем хиолитов и трилобитов. По данным В. В. Миссаржевского, в пограничных слоях докембрия и кембрия Малого Каратау могут быть выделены следующие пачки:

1. Доломиты беркутинской свиты с *Vesicularites bothrydioformis* Кга сп.р. и другими микрофитолитами юдомского типа.

2. Фосфориты чулактауской свиты, заключающие: *Pseudorthotheca* sp., *Chancelloria* sp., *Protohertzina anabarica* Miss., *P. Sciformis* Miss.

3. «Железо-марганцевая» пачка, залегающая прямо над фосфоритами и содержащая более богатый комплекс видов: *Hyolithellus vladimirovae* Miss., *Uniformitheca* sp., новый вид и род из сем. *Circothecidae*, *Camenella korolevi* sp., n., *Sachites* ex gr. *sacciformis* Meshk., *Chancelloria* sp., *Torellella lentiformis* Syss., *T. biconvexa* Miss. и коподоморфные образования.

4. «Бурые доломиты» и известняки в 20 м мощностью заключают: *Burites* ex gr. *elongatus* Miss., новый вид и род из сем. *Salcavitidae* и из сем. *Ortothecidae*, *Hertzina* sp., *Discinella* sp., *Chancelloria* sp., обломки трилобитов, створки остракод и др.

Из этих списков видно, что слои 2 и 3 могут принадлежать томмотскому ярусу нижнего кембрия, в то время как для слоя 4 более вероятно атдабанский возраст. В слое 4 и в вышележащих известняках тамдинской свиты Н. В. Покровская и Г. Х. Ергалиев описали многочисленный комплекс нижнекембрийских трилобитов: *Hebediscus*, *Ushbaspis*, *Kootenia*, *Bonnia*, *Redlichia*, *Redlichina* и др.

Приведенные данные являются основанием для проведения нижней границы кембрия в основании фосфоритов чулактауской свиты Малого Каратау и коррелирующей с ней толщей черных ванадиеносных сланцев Большого Каратау и Улутау. Разрез Малого Каратау является эталонным, и к нему могут быть привязаны осадочные толщи других районов Казахстана, где палеонтологическое обоснование древнейших слоев кембрия пока не может быть дано с такой детальностью.

Е. Д. ШЛЫГНН

ВРЕМЯ И РЕЖИМ ОБРАЗОВАНИЯ ДОПАЛЕЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЗАХСТАНА

Казахская складчатая система в современном состоянии представляет собой эпипалеозойский щит, расположенный на участке резкого изменения простирания Урало-Сибирского складчатого пояса. Именно в пределах Казахской складчатой системы меридиональные складчатые структуры уральского направления сменяются широтными складками, лучше всего выраженными в восточной части Средней Азии и прослеживаемыми в значительной мере в виде переработанных «палимпсестовых» структур до берегов Тихого океана.

Положение Казахской складчатой системы в зоне этого перегиба определило невыдержанность простираний складчатых структур и ее мозаичное строение. Разнородность строения складчатого фундамента обусловила разнообразие метаморфизма, связанного не только с тектоническими движениями, перемещавшими на различную глубину осадочные и вулканические породы, но, очевидно, и с особыми термодинамическими условиями прошлого.

Фации регионального метаморфизма в Казахстане изучали М. А. Абдулкабирова, И. Ф. Трусова, Л. И. Филатова, И. И. Вишневская, И. А. Ефимов, О. М. Розен. Эти исследования относятся преимущественно к Кокчетавской глыбе, Карсакпайско-Улутаускому и Актау-Моинтинскому районам. В других частях Казахстана фации регионального метаморфизма специально не изучались, если не считать сводные работы — карту регионального метаморфизма. Н. Л. Добрецова, В. С. Соболева и др., а также обобщения Б. Я. Хоровей, посвященные анализу типов регионального метаморфизма и тектоническим условиям их проявления. Несмотря на относительно небольшое число исследователей, изучавших метаморфизм пород Казахстана, их выводы часто являются взаимоисключающими. Разногласия касаются в основном двух проблем — оценки условий проявления метаморфизма и определения его возраста.

Проблема возраста сводится к дискуссии о наличии в Центральном Казахстане архейских и нижнепротерозойских толщ. В последнее время преобладала точка зрения, согласно которой все метаморфические породы принадлежат рифею. Основанная на формальном восприятии данных радиогеохронологических исследований и впервые высказанная применительно к докембрию Казахстана Н. А. Штрейсом эта точка зрения поддерживается В. Ф. Беспаловым и И. А. Ефимовым. Сторонниками присутствия среди метаморфических толщ дорифейских

образований являлись Р. А. Борукаев, Л. И. Боровиков, Б. И. Борсук, Г. Ф. Ляпичев, Н. Г. Маркова, Л. И. Филатова, Е. Д. Шлыгин.

Второй спорный вопрос касается понимания условий проявления регионального метаморфизма. Большинство исследователей считают, что в конкретных метаморфических толщах, хотя и измененных с неодинаковой интенсивностью, региональный метаморфизм обычно не выходит за пределы определенной фации.

История изучения метаморфических пород Казахской складчатой системы показывает, что старый эмпирический подход — чем старше порода, тем она более метаморфизована — являлся основой большинства прежних стратиграфических построений. В тридцатых годах этот подход послужил, наряду с изучением структурно-стратиграфического положения метаморфических толщ, одним из основных аргументов для выделения докембрия. Была разработана схема, которая выдержала почти полустолетнюю проверку. Позднее формальное использование радиогеохронологических данных при ограниченном числе возрастных определений направило умы многих исследователей по неправильному пути. Следствием явился вывод о близком и относительно молодом возрасте большинства метаморфических пород. При этом игнорировалось присутствие метаморфических пород, возникших при разных термодинамических режимах. Рост числа возрастных определений в Казахстане привел к большому разбояу цифр, показавшему, что использование этих цифр возможно лишь при контроле чисто геологическими данными.

В пределах Казахской складчатой системы видна отчетливая приуроченность пород разных типов метаморфизма к различным структурным этажам. Нижний структурный этаж сложен метаморфическими породами, прогрессивный метаморфизм которых отвечал гранулитовой и амфиболитовой фациям. Следующий структурный этаж представлен породами низких ступеней амфиболитовой фации, чаще же породами типичной фации зеленых сланцев. Верхний структурный этаж включает достаточно интенсивно дислоцированные породы, которые в его нижних частях несут признаки зеленокаменного изменения, но без рассланцевания и изменения характерных структур и текстур исходных пород.

Породы нижнего структурного этажа распространены ограниченно. Представляя собой фрагменты наиболее древних структур, они приурочены к участкам с почти постоянно выраженной тенденцией к поднятию. Таким участком является Кокчетавская глыба. Благодаря устойчивой тенденции к поднятию в пределах Кокчетавской глыбы более высокий структурный этаж, сложенный породами амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма, развит менее широко. Устойчивые поднятия происходили в пределах этой глыбы и в палеозое. Лишь в среднем и позднем ордовике, а также в раннекаменноугольную эпоху, во время наиболее крупных трансгрессий на Кокчетавской глыбе накапливались морские осадки. На остальной части Центрального Казахстана породы нижнего этажа обнажаются лишь в Улутау, где слагают бектурганскую серию.

Породы следующего — второго структурного этажа выходят в меридиональных структурах Улутауско-Карсакпайского района, в Кокчетавской глыбе, Сарысу-Тенизском водоразделе, Актау-Моинтинском, Атасуйском, Ерементау-Ниязском, Ишкеольмесском и Чингизском районах. В Улутау-Карсакпайском регионе они развиты наиболее широко и слагают несколько серий, детально изученных Л. И. Филатовой. И. А. Ефимов считает возможным во втором структурном этаже выде-

лить фацию зеленых сланцев, слагающую его нижние горизонты, и цеолитовую (гидрослюдистую), располагающуюся в его более высоких частях.

Граница между образованиями нижнего гранулито-амфиболитового и амфиболито-зеленосланцевого этажей достаточно резкая. Верхняя граница менее ясна и, вероятно, отвечает перерыву, соответствующему среднему рифею и намечаемому в наиболее изученном разрезе Карсакпайско-Улутауского района.

В более высоком — третьем структурном этаже тип и характер метаморфизма меняются. Все большее значение приобретают линейные зоны метаморфизма, связанные с узкими поясами наиболее интенсивных складчатых и разрывных дислокаций.

Породы нижнего структурного этажа, наиболее широко развитые в Кокчетавской глыбе, представлены образованиями гнейсово-эклогитовой формации. Обычны гранито-гнейсы, возникшие при гранитизации сланцев. Среди сланцев, не испытавших гранитизации, наиболее распространены разности силлиманито-гранато-биотитовые, иногда с кордиеритом, дистено-гранатовые двуслюдяные, андалузито-гранато-биотитовые сланцы.

Со сланцами тесно связаны эклогиты, нередко превращенные в амфиболиты, а также пласты и линзы доломитовых мраморов и плагиоклазово-диопситовых пород обычно небольшой мощности, редко пачки мощностью до сотни метров. Изредка в сланцевых пачках отмечается ритмичность. Широко распространенные эклогиты образуют крупные будины, подчиненные структурам сланцев и в деталях повторяющие их структуры.

Происхождение эклогитов является предметом острых дискуссий. М. А. Абдулкабирова считает, что эклогиты возникли при метаморфизме габбровых пород, И. Ф. Трусова и вслед за ней О. М. Розен — при изменении осадочных пород — мергелей. Наконец, И. А. Ефимов считает их глубинными отторженцами, вынесенными из верхней мантии. Особое внимание он обращает нахождение внутри тела эклогитов ксенолита пиропового серпентинита. По мнению И. А. Ефимова, его гипотезу подтверждают данные определения возраста серпентинита (грубый свинцовый метод, 3,5 млрд. лет). Возраст сланцево-гнейсовой толщи, в которой залегают эклогиты и серпентиниты, альфа-свинцовым методом определен в 925 ± 90 млн. лет.

Существование двух структурных форм залегания эклогитов — линейно вытянутых будин, имеющих незначительные мощности и подчиненных мельчайшим особенностям структуры, а также изометричных тел с неровными контурами — скорее всего указывает на образование этих пород, в первом случае за счет осадочных, во втором — за счет изверженных первичных пород.

Интрузивные образования представлены основными и ультраосновными породами. Основные — слагают небольшие тела, «обтекаемые» заключающими их слюдяными сланцами. Однако секущий характер этих тел бесспорен. Подобные породы состоят из гиперстена, диопсида, небольшого количества биотита, плагиноклаза и кварца. Состав пород указывает на их близость к чарнокитам. Преобладающий гиперстен позволяет отнести эти породы к гранулитовой фации и считать их пироксеновыми гранулитами. Оливиновые серпентиниты, возможно, относятся к единому генетическому ряду с пироксеновыми гранулитами. Оливинсодержащие сланцы известны в породах гранулитовой фации.

Значительно большим распространением среди образований ниж-

него структурного этажа пользуются породы амфиболитовой фации метаморфизма. Для них характерно присутствие роговой обманки и плагиоклаза. По сравнению с породами второго, перекрывающего их структурного этажа, они имеют более крупнозернистую структуру. Среди пород этой фации встречаются широкие поля мигматитов, возникших при гранитизации песчано-глинистых образований.

Породы второго структурного этажа, объединяемые в пределах Кокчетавской глыбы в боровскую серию, метаморфизованы преимущественно в фации зеленых сланцев и отличаются присутствием минералов, содержащих воду, гидроксильную группу и углекислоту.

Формационный анализ допалеозойских образований второго структурного этажа, затронутых региональным метаморфизмом, приводит к заключению, что в метаморфических комплексах присутствуют породы разных этапов развития земной коры — геосинклинального и платформенного. Не исключена возможность, что породы кокчетавской свиты являются чисто платформенными, позднее метаморфизованными. В кокчетавской свите преобладают существенно кварцевые породы — кварцевые песчаники, бластопсаммитовые кварциты, серицито-кварцевые сланцы лепидогранобластовой и бластопсаммитовой структуры. Встречаются прослои серицито-хлоритовых и хлоритовых сланцев. Отдельные прослои, а иногда довольно мощные толщи, образуют доломиты (Карабаурское месторождение). Иногда встречаются прослои, обогащенные железом (вплоть до сидеритов).

Породы кокчетавской свиты отлагались в Казахстане не везде. В Северном Казахстане она известна лишь в Кокчетавской глыбе. В Восточно-Кокчетавском синклинии эти образования отсутствуют, и ордовикские отложения налегают на слюдяно-гнейсовый комплекс зерендинской серии, отвечающий гранулитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма. Нет кокчетавской свиты и на крайнем западе Кокчетавской глыбы, где ордовик непосредственно залегает на древних метаморфических толщах. Территория, в пределах которой распространены выходы кокчетавской свиты, протягивается с запада на восток на 250 км, с севера на юг на 150—200 м.

Осадки кокчетавской свиты накапливались на приморской равнине, пересекавшейся блуждающими руслами многоводных рек, которые в верховьях размывали равнинную страну, где была развита хорошо проработанная кора выветривания. Тонкое переслаивание, диагональная слоистость подчеркивают частую смену условий осадконакопления, которое отчасти могло быть и морским. Образование тонкозернистых циркон-рутиловых россыпей указывает на высокую степень дифференциации осадков, претерпевших многократный и совершенный переувлажнение. По условиям происхождения кокчетавская свита близка к нижне- и верхнебавлинской толщам Западной Башкирии, рифею Башкирского антиклинория и толщам Витватерсранда. Простые подсчеты показывают, что скорости накопления подобных толщ были исключительно малы и составляли 0,2—1,0—2,6 мм за 100 лет¹. Возрастные рубежи кокчетавской свиты пока не определены радиогеохронологическими методами, но если исходить из средних значений приведенных выше цифр, то время ее накопления составляло сто — двести миллионов лет, то есть отвечает геологической эре.

Приведенные соображения заставляют предполагать, что образо-

¹ Скорости осадконакопления приведены соответственно для бавлинской толщи рифея Урала и толщ Витватерсранда.

вание кокчетавской свиты происходило в платформенных условиях. Близкие по стратиграфическому положению и литологии кварцито-доломитовые толщи известны и в других районах Казахской складчатой системы (уштобинская свита Майтубинского антиклинория, актауская и сулуманакская свиты Атасу-Моинтинского антиклинория, кварцитовые толщи Ишкеольмесского и Ерементау-Ниязского антиклинориев. Тем не менее мы воздерживаемся от перенесения палеогеографических условий, выявленных в пределах Кокчетавской глыбы, на весь Центральный Казахстан.

Большое значение для понимания палеогеографии допалеозоя имеет выявление О. М. Розеном своеобразных будинированных конгломератов в нижних горизонтах берлыкской свиты зерендинской серии в Кокчетавском районе. Мощность конгломератов в будинах достигает 2 м. Эти образования на три четверти образованы гальками своеобразной породы, состоящей из корунда, дистена и граната с содержанием глинозема 40—46%, кремнезема 30—41%, закисного и окисного железа 4—6%. Проще всего объяснить образование подобных пород метаморфизмом бокситов, возникших при переотложении коры выветривания. Значительную роль в составе конгломератов (до 16%) играет галька пегматоидного гранита, образованного закономерно сростком кварцем и альбит-олгиоклазом. Цветной минерал полностью замещен сростками рутила, рудного минерала и кварца. Имеются также обломки гранато-силлиманитово-кварцевой породы с реликтовыми участками, сложенными плагиоклазом и кварцем. Эта порода отвечает по составу выветрелому кварцевому диориту. Имеются также гальки кварца и кварцита.

На широкое распространение высокоглиноземистых пород среди древнейших пород геологи уже давно обратили свое внимание. Этот факт позволяет утверждать, что подавляющая часть гнейсов представляет собой продукты метаморфизма осадочных, а не изверженных пород.

Таким образом, геохимические особенности древнейших толщ Казахской складчатой системы позволяют утверждать, что они возникли в условиях многоэпизодного режима седиментации, характеризовавшегося многократными поднятиями выше уровня моря и образованием кор выветривания. Древнейшие гнейсовые породы Казахской складчатой системы возникли на том отрезке геологической истории, когда в атмосфере уже имелось достаточное количество кислорода, появившегося в результате жизнедеятельности низших растений (если считать, что растительность является основным производителем кислорода в земной атмосфере). Эти рассуждения справедливы лишь при условии, если отсутствовала обстановка, при которой мог бы идти избирательный вынос щелочных и щелочноземельных элементов и кремнезема, способствующий накоплению глинозема. Такая обстановка могла существовать при условии, если бы рН гидросферы был равен 5—7.

Другая характерная особенность древнейших образований Казахской складчатой системы — своеобразие магматизма. Среди плутонических пород практически нет типичных кислых интрузивных пород. Для древних толщ типичны породы, связанные с ультраметаморфизмом, который происходил ниже уровня плавления гранитоидов. Появление на современной поверхности этих пород принято объяснять глубоким эрозийным срезом. Существует ряд противоречивых фактов. Полевые исследования не дают оснований предполагать, что мощности допалеозойских отложений были весьма большими. В последние годы при изучении толщ допалеозоя намечается тенденция к уменьшению цифр

мощностей, принятых ранее. Прямые подсчеты для геосинклинальных образований не могут быть проведены за отсутствием данных.

Возникает парадоксальное положение. Все данные говорят о том, что в докембрии тепловые потоки, привнос энергии были несравненно интенсивнее, чем в более поздние этапы развития земной коры, а эрозионные процессы протекали значительно слабее. Приходится сделать вывод, что термодинамические условия были иными, блоковые строение земной коры было выражено нечетко и преобладали пластические деформации. Интенсивность таких деформаций всегда поражает при изучении древнейших толщ.

Таким образом, в настоящее время нет данных, указывающих на исключительную глубину погружения допалеозойских толщ, достигающих зон современного магмообразования. Наиболее вероятно предположение, что фронт магмообразования в допалеозое находился по сравнению с современным на меньшей глубине.

Для древнего плутонизма характерно развитие концентрических купольных гранитных макроструктур. В пределах этих структурных элементов известны переходы от тонкослоистых гнейсов через мигматиты к гранитам, находящимся обычно в центральной части купола и представляющим собой анатектиты. Примером гранитного купола является структура горы Беркуты, расположенная севернее Большого Чебачьего озера в районе курорта Боровое. Очевидно, образованием такого же типа является Златопольский массив к западу от Борового. Возможно, что такое же строение имеет Баянский массив, лежащий юго-западнее г. Кокчетавы.

Возвращаясь к возрасту древнейших пород Казахстана, необходимо признать, что, несмотря на имеющуюся значительную и важную информацию, несмотря на внедрение методов абсолютной геохронологии, этот вопрос становится все более сложным и запутанным. Расчленение на два комплекса: архей и протерозой, — сделанное нами ранее по признаку степени метаморфизма, встречает непреодолимые трудности. С одной стороны, оказалось, что в определениях отсутствуют цифры, отвечающие архею; с другой — выяснилось, что геологически самые древние породы, несущие признаки явного диафтореза, имеют возраст прорывающих их каледонских гранитоидов. Эти факты заставили отказаться от формального использования цифр абсолютного возраста и по-прежнему основным при стратиграфических построениях считать структурно-формационно-стратиграфический метод. Следует отметить, что общая стратиграфическая последовательность допалеозойских толщ в новых схемах практически не претерпела заметных изменений, но их возрастная датировка стала расплывчатой. Так, например, зерендинскую серию стали относить к архею — протерозою, что в какой-то степени в настоящее время позволяет примирить существующие разнообразные представления о возрасте древнейших толщ, но отнюдь не решает вопроса по существу.

Л. Н. БЕЛЬКОВА, В. Н. ОГНЕВ

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПРИНЦИП РАСЧЛЕНЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ¹

Изучение докембрия с позиций осадочной геологии, развиваемое Л. В. Сидоренко и его школой, нам представляется весьма плодотворным и перспективным (Сидоренко, 1963; Сидоренко, Лунева, 1961). По существу оно является историко-геологическим направлением. Применение такого подхода к докембрию Средней Азии, а также анализ литературы по другим регионам позволил нам прийти к выводам, которые излагаются ниже.

Историко-геологический принцип расчленения докембрия (в особенности нижнего докембрия) на современном уровне знаний является ведущим. Его основа заключается в выделении комплексов, характеризующихся различными геолого-петрологическими особенностями. В докембрие Средней Азии нами выделяются пять таких комплексов, разделенных региональными несогласиями: архейский, нижнепротерозойский, среднепротерозойский, рифейский и вендский (Белькова, Огнев, 1968 а, б; Белькова и др., 1969).

Архейский комплекс кристаллических пород высокой ступени регионального метаморфизма и ультраметаморфизма (гранулитовой, амфиболитовой и эклогитовой фаций) представлен гнейсами, амфиболитами, мраморами, кальцифирами, эклогитами, кристаллическими сланцами и ультраметаморфическими образованиями — мигматитами, анатектитами и реоморфическими гранитоидами. Видимая мощность комплекса от 7 до 15 км.

Нижнепротерозойский комплекс кристаллических пород средней ступени регионального метаморфизма (эпидот-амфиболитовой фации) без регионального ультраметаморфизма сложен кристаллическими сланцами, слюдястыми кварцитами, слюдястыми мраморами мощностью более 6 км.

Среднепротерозойский комплекс пород низкой ступени регионального метаморфизма (фации филлитов и зеленых сланцев) представлен мраморизованными известняками и доломитами, частично филлитами мощностью до 800 м.

¹ Статья Л. Н. Бельковой и В. Н. Огнева затрагивает ряд кардинальных вопросов геологии докембрия, но выдвигаемые в ней положения не только не подкрепляются фактическим материалом, но в ряде случаев (выводы о времени заложения первых глубинных разломов, об одинаковой степени регионального метаморфизма определенных возрастных комплексов в межрегиональном масштабе вне зависимости «от их протяженности и мощности» и др.) прямо противоречат имеющимся ныне данным (прим. ред.).

Рифейский комплекс пород также низкой ступени регионального метаморфизма (фации филлитов и зеленых сланцев и микросланцев) представлен главным образом филлитами, филлитизированными и кварцевыми песчаниками и алевролитами, мраморизованными известняками, серицито-хлорито-эпидото-кварцевыми и другими микросланцами, мощностью 7—8 км и более. В зоне Среднего Тянь-Шаня состав комплекса существенно вулканогенный (более 4, 5 км).

Вендский комплекс сложен осадочными породами слабо метаморфизованными, разнообразными по составу и мощности.

Длительные отрезки времени докембрийской истории, в течение которых формировались эти комплексы, завершались (кроме среднего протерозоя) сравнительно кратковременными эпохами регионального метаморфизма и тектоно-магматической деятельности. При этом каждый этап докембрийской истории, в течение которого сформировался тот или иной комплекс, характеризовался своими специфическими условиями осадконакопления, особенностями регионального метаморфизма, магматизма и металлогении. Региональный метаморфизм и тектоно-магматическая деятельность были сопряжены во времени и связаны между собой парагенетически.

В целях восстановления докембрийской геологической истории того или иного региона необходимо восстановление первичных формаций и условий их образования для каждого историко-геологического комплекса. Поскольку докембрийские комплексы, как правило, являются сложными полиметаморфическими образованиями, для восстановления первичных формаций и условий их образования необходим анализ процессов полиметаморфизма и «снятие» метаморфизма. Необходимость такого анализа диктуется тем, что только состав регионально-метаморфизованных пород может быть принят в качестве основы для суждения о составе первичных пород. Как увидим далее, региональный метаморфизм происходил в закрытой системе, без привноса вещества извне и без миграции его из слоя в слой, в результате чего все слои исходных пород сохранили свою текстурную и химическую индивидуальность при всех степенях регионального метаморфизма, в том числе и самой высокой. Во то же время метаморфические породы, возникшие в результате локального метаморфизма (в контактовых ореолах интрузий, в районах проявления вулканической деятельности и др.) в условиях открытых систем с привносом вещества, вследствие метасоматоза существенно изменяли свой состав, что сильно затрудняет в таких случаях суждение о составе исходных пород. Поэтому без выявления локальных изменений пород и без анализа полиметаморфизма, рассматривая только «валовый» метаморфизм, можно прийти к ошибочным выводам.

Анализ процессов полиметаморфизма докембрийских историко-геологических комплексов Средней Азии и других регионов показывает, что, несмотря на сложность и нередко наблюдаемую неоднородность метаморфизма того или иного комплекса, региональный метаморфизм каждого такого комплекса после «снятия» локальных изменений характеризуется одной и той же степенью. Иначе говоря, каждый историко-геологический комплекс характеризуется своей, только ему присущей степенью регионального метаморфизма, какой бы он ни был мощности и протяженности. Границы ступеней регионального метаморфизма совпадают с границами историко-геологических комплексов.

Так, после анализа процессов полиметаморфизма и «снятия» наложенного регрессивного метаморфизма можно прийти к выводу о том.

что архейский комплекс характеризуется однородным региональным метаморфизмом высокой ступени — гранулитовой, амфиболитовой и эклогитовой фаций — и региональным ультраметаморфизмом. Однородность архейского регионального метаморфизма отмечалась в свое время В. И. Вернадским (1937), для Балтийского щита — П. Эскола, для Сибири — Д. С. Коржинским (1940), Е. В. Павловским (1962), Н. В. Фроловой (1951), Е. М. Лазько (1961), Ю. А. Кузнецовым (1964), Л. И. Салопом (1964, 1967), для Средней Азии — нами. Причем этот региональный метаморфизм высокой ступени принадлежит только архейскому комплексу и не повторяется в более молодых комплексах.

Архейский этап обладает наибольшей специфичностью по сравнению с более поздними этапами не только по характеру регионального метаморфизма. Специфика архейского этапа заключается прежде всего в характере тектонического режима и осадконакопления. Крайняя медленность дифференциальных движений обусловила господство денудации и глубокого выветривания на плоских выступах суши и накопление исключительно тонкозернистых обломочных и хемогенных осадков в мелководных бассейнах. Обстановка не благоприятствовала образованию разломов и эффузивной деятельности, вследствие чего архейские толщи представлены главным образом первично осадочными породами флишеподобного строения. Фациальная выдержанность архейских отложений на громадных территориях затрудняет восстановление тектонической зональности. Специфика архейского осадконакопления имела, видимо, планетарный масштаб, будучи в общих чертах одинаковой на всех материках. Особенности архейского магматизма заключались в его ультраметаморфической анатектито-реоморфической природе, с образованием магм за счет плавления осадочных образований архея. Особенности тектоники заключаются в простоте крупных структур первой категории — «гнейсовых куполов», размером по 100—200 км в поперечнике и «килевидных синклиналей» между ними, осложненных пластическими деформациями — плейчатостью, складками течения и др. (Белоусов, 1962; Павловский, 1962; Салоп, 1964, 1967; Синицын, 1949).

В архейском комплексе образование пород с различными парагенетическими ассоциациями гранулитовой, амфиболитовой и эклогитовой фаций обусловлено составом исходных слоистых осадочных пород. Эти фации образовывались в одинаковых или очень близких условиях, нередко находясь в тонком и многократном чередовании.

В классических разрезах архея Алданского, Анабарского щитов, Байкальской горной области, Средней Азии и других районов имеет место многократная перемежаемость (переслаивание) пород разной фациальной принадлежности, которая отмечается многими исследователями в разных частях мощных разрезов (Белькова и др., 1969; Другова, 1964; Салоп, 1964). Этот факт показывает, что региональный метаморфизм высокой ступени архейских толщ происходил в условиях различной глубинности (общее давление в разных частях разреза имело различную величину). Это значит, что большие изменения глубинности и общего давления с глубиной существенно не влияли на процесс минералообразования при перекристаллизации пород. Главным ведущим фактором регионального метаморфизма был тепловой режим (Вернадский, 1937; Лазько, 1961; Белькова, Огнев, 1968а). Именно тепловой режим, а не глубинность, обусловили интенсивность регионального метаморфизма и ультраметаморфизм по всему мощному разрезу архея.

Близкие мысли высказывались Д. С. Коржинским (1940). Он писал: «Влияние давления при перекристаллизации в твердом состоянии

незначительно по сравнению с температурой, и значительные изменения давления лишь немного смещают температуру равновесия». Следует также отметить, что одним из результатов симпозиума европейских геологов по природе метаморфизма, явился вывод о том, что региональный метаморфизм контролируется, главным образом, температурой (Природа метаморфизма, 1967).

Таким образом, минеральные парагенезисы архея и других комплексов обусловлены тепловым режимом и составом исходных пород, а глубинность не оказывала существенного влияния на минералообразование, на парагенетические их ассоциации. Перекристаллизация пород происходила без привноса вещества извне и без его заметной миграции из слоя в слой, в том числе и наиболее легкоподвижных компонентов — щелочей. Подтверждением этого служит тонкое, часто ритмичное переслаивание пород разного состава, разных парагенетических минеральных ассоциаций — гнейсов, амфиболитов, мраморов, кальцифириров, кварцитов и других, — обусловленное различным составом исходных слоистых осадков. Первичная слоистость (нормальная и косая) хорошо сохраняется и при высокой ступени регионального метаморфизма. Метасоматоз возникал лишь там, где имело место плавление, и происходил здесь же, без миграции на значительные расстояния. Метасоматоз в архейских толщах возникал при ультраметаморфизме и сопровождал его, но порождался не глубинными растворами, а возникал вследствие плавления.

Необходимо заметить, что метасоматоз, не связанный с архейским региональным ультраметаморфизмом (анатексисом), возникавший в послеоархейские времена в контактовых ореолах интрузий, в областях проявления вулканической деятельности, в зонах глубинных разломов и во всех других случаях, протекал в открытых и полуоткрытых системах и характеризовался миграцией и различной подвижностью отдельных компонентов. Эти процессы метасоматоза открытых и полуоткрытых систем всесторонне и обстоятельно изучаются Д. С. Коржинским и его школой.

Все геолого-петрологические особенности ультраметаморфических образований свидетельствуют о том, что кристаллические породы высокой ступени регионального метаморфизма и ультраметаморфические образования, возникают одновременно в одинаковых или очень близких изостатических условиях. Наиболее тугоплавкие слои или толщи перекристаллизовывались в твердом состоянии, а более легкоплавкие прослой расплавились и образовывали послойные мигматиты, анатектиты, а в случаях расплавления значительных масс, гомогенизации и перемещения в соседние участки и реоморфические гранитоиды.

Наши выводы, полученные при геолого-петрологическом изучении метаморфических комплексов, согласуются с результатами экспериментальных исследований по метаморфизму и плавлению различных осадочных пород (Природа метаморфизма, 1967), показавшими, что региональный метаморфизм высокой ступени и ультраметаморфизм сопряжены в пространстве и времени.

Раннепротерозойский этап отличается от архейского ясно выраженной тектонической зональностью, развитием устойчивых бассейнов седиментации и большей осадочной дифференциацией. Региональный метаморфизм, охвативший толщи нижнего протерозоя в конце этапа, достигал средней ступени при отсутствии регионального ультраметаморфизма. Магматизм проявлялся также в конце раннего протерозоя, в эпоху складчатости, в связи с заложением первых глубинных разло-

мов, обнаруживаемых по приуроченным к ним интрузиям основного и ультраосновного состава.

От среднепротерозойского этапа сохранилась сравнительно мало-мощная платформенная формация существенно карбонатного состава, накапливавшаяся в течение полумиллиарда лет. Она была согласно перекрыта мощными, в основном терригенными флишевыми, местами вулканогенными толщами рифея, отлагавшимися в условиях тафрогенеза, и лишь в конце рифея оба комплекса были метаморфизованы в условиях низкой ступени регионального метаморфизма и интенсивно дислоцированы.

Отличительной чертой тектоники нижнего и особенно среднего протерозоя и рифея от архея является линейность форм при преобладании моноклиналей. Как моноклинали, так и линейные складки протерозоя часто дискордантны по отношению к архейской макроструктуре, они подчинены краям архейских глыб, обрамленных разломами.

Протерозойские довендские комплексы характерны формационной выдержанностью на громадных расстояниях, имея очень много общего в составе, мощностях, тектонике и региональном метаморфизме в Средней и Центральной Азии, в Сибири и в других областях. Совсем иное — вендский комплекс. Его формационная пестрота обусловлена тем, что в венде заложилась первые нормальные геосинклинали, развитие которых завершалось в каледонскую эпоху. На вендский этап падает стадия нормального геосинклинального развития (Страхов, 1963), накопление вулканогенных, терригенных и органогенных формаций в геосинклиналях, флишевых толщ по их окраинам, развитие на платформенной суше материкового оледенения, а в окружающих шельфовых зонах — накопление ледниково-морских формаций. Для всего многообразия формаций венда характерен единый признак — слабый региональный метаморфизм стадии глинистых сланцев или метagenеза.

* *
*

Таким образом, в геологической истории Земли выявляются четыре эпохи регионального метаморфизма.

Первая эпоха — конец архея. Температура минералообразования от 650—750° С и выше. Региональный метаморфизм проявился одинаково интенсивно на всех площадях развития архейских толщ и по всему мощному разрезу. Возникла формация кристаллических пород высокой ступени регионального метаморфизма и продуктов регионального ультраметаморфизма. В последующие этапы на этот комплекс накладывался лишь регрессивный метаморфизм в локальных зонах и участках.

Вторая эпоха имела место в конце раннего протерозоя. Температура минералообразования от 650 до 400° С. Образовалась формация кристаллических пород средней ступени регионального метаморфизма, без регионального ультраметаморфизма. Возникший комплекс метаморфических пород позднее испытывал лишь локальный наложенный метаморфизм регрессивного характера.

Третья эпоха конца рифея. Температура минералообразования 400—250° С. Возникла формация метаморфических сланцев низкой ступени регионального метаморфизма. В последующие времена накладывался прогрессивный метаморфизм локальных типов, местами (в контактовых ореолах интрузий и др.) обусловивший образование сильно метаморфизованных пород.

Четвертая эпоха — фанерозой. Температура минералообразования ниже 250°C . В результате породы венда (а также палеозоя) подверглись слабому региональному метаморфизму (до стадии глинистых сланцев). В контактовых ореолах интрузий накладывался локальный, более сильный метаморфизм.

Распределение метаморфических формаций или историко-геологических комплексов во времени отражает эволюцию геологических процессов в ходе геологической истории. Интенсивность регионального метаморфизма в каждую последующую эпоху уменьшается. Ведущая роль в этой эволюции принадлежит тепловому режиму Земли (Вернадский, 1937; Виноградов, 1959; Белькова, Огнев, 1968а; Природа метаморфизма, 1967; Тугаринов, 1956).

Выделенные нами метаморфические формации — это конкретные геологические тела, которые могут выделяться и картироваться при геологической съемке. Метаморфическая формация — это природная ассоциация горных пород, слагающая тот или иной историко-геологический комплекс, характеризующийся одинаковыми особенностями регионального метаморфизма (одной ступени) и образовавшийся в одну из эпох его проявления. Конкретные фации регионального метаморфизма (минеральные парагенезисы) в формации определяются составом исходных пород.

Метаморфическая формация — более общее понятие чем метаморфическая фация. Формация указывает на условия регионального метаморфизма первичных формаций (отложений), а метаморфическая фация указывает также, за счет каких первичных пород она образовалась внутри данной формации (или комплекса).

Все сказанное свидетельствует, что докембрийская история геологического развития Земли, охватывающая длительный отрезок времени в 3—3,5 млрд. лет, сложна и многоэтапна. При расчленении докембрия необходим формационный анализ, который должен вестись в направлении реставрации первичных осадочных и вулканогенных формаций и истории их образования в целях восстановления этапов геологического развития, палеотектонической обстановки осадконакопления, особенностей магматизма, с другой стороны, необходимо изучение метаморфических формаций в целях выяснения условий преобразования первичных формаций на определенных этапах геологического развития Земли.

И. Н. КРЫЛОВ

ЗНАЧЕНИЕ СТРОМАТОЛИТОВ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ КАЗАХСТАНА И СРЕДНЕЙ АЗИИ

Работами последних лет, особенно в десятилетие 1959—1969 гг., выявлено и доказано несомненное значение строматолитов и других органических остатков для стратиграфии верхнего докембрия. Исследованиями И. К. Королюк (1960), И. Н. Крылова (1959, 1962, 1967 а, б), М. А. Семихатова (1962), В. А. Комара (1965), С. В. Нужнова (1967) и других геологов выявлено, что в верхнедокембрийских отложениях комплексы строматолитов сменяют друг друга в определенной последовательности. При этом на одинаковых стратиграфических уровнях в удаленных регионах встречаются сходные комплексы форм (морфологических видов) строматолитов, играющих роль руководящих ископаемых. Важно отметить, что мы имеем дело не просто со сменой строматолитов, но и с их определенной изменчивостью во времени (Крылов, 1962). Эти особенности, как справедливо отмечал основоположник изучения строматолитов в нашей стране В. П. Маслов (1960), отражают очевидно, эволюцию водорослей-строматолитообразователей, а также общих условий осадконакопления, в результате чего и создавались неповторяющиеся во времени строматолитовые комплексы.

Все выводы о значении строматолитов для стратиграфии докембрия были сделаны на материале наиболее полных опорных разрезов докембрия СССР—Южного Урала (стратотип рифейской группы), Туруханского поднятия, Енисейского Кряжа, Учуро-Майского района, Анабарского массива и других мест, где последовательность слоев не вызывает никаких сомнений, а строматолиты встречаются на многих стратиграфических уровнях. Общие выводы, полученные по строматолитам, позже были подтверждены в общих чертах результатами изучения онколитов и катаграфий (Журавлева, 1964) и радиогеохронологическими определениями.

В результате этих работ в рифейских отложениях выделены четыре крупных подразделения, которые обычно называют комплексами или фитемами (таблица). В последние годы наметилась возможность и более дробного деления некоторых из этих комплексов (Крылов, 1967 б; Крылов и др., 1968; Комар, Семихатов, 1968).

В древних толщах Тянь-Шаня и Малого Каратау строматолиты известны по крайней мере с конца двадцатых годов (находки В. А. Николаева), но детальное изучение их началось только в последние годы. В 1958 г. И. К. Королюк по сборам В. Я. Медведева, Н. А. Чекалиной, А. В. Григорьева и Г. Н. Баженовой определила несколько докембрий-

ских форм из каройской серии Таласского хребта и нижнекембрийских строматолитов из учкошской свиты (Медведев, Королюк, 1958). В последующие годы строматолиты были обнаружены Т. А. Додоновой, А. С. Лопухиным, Ю. В. Жуковым, В. П. Петровым, С. К. Чеховичем и другими исследователями по меньшей мере в 20 точках. Особенно много для этих находок дали тематические исследования, проводящиеся группой сотрудников Института геологии АН Киргизской ССР под руководством В. Г. Королева (В. В. Киселев, П. Мисюс, Р. А. Максумова, М. Б. Зима, К. С. Сагындыков и другие).

Основные результаты обработки этих коллекций (Крылов, 1967) приведены на таблице. В пределах Таласского и Киргизского хребтов, а также в Малом Каратау, несомненно, присутствуют аналоги ципандинского горизонта якутской фитемы (оввская свита бассейна р. Джельдысу) и аналоги миньярского горизонта каратауской фитемы (чаткарагайская свита на р. Чичкая и р. Курган). В Таласском хребте, в Малом Каратау, хр. Ичкелетау выше выделяется чичканский горизонт, который может быть сопоставлен с нижней частью юдомского (вендского) комплекса. Следовательно, вся каройская серия, ранее считавшаяся нижнекембрийской, должна включаться в состав рифея. Этот вывод, сделанный на основании изучения строматолитов (Королев, Крылов, 1962), подтверждается находками нижнекембрийской фауны в нижних горизонтах тамдинской свиты Малого Каратау (Келлер и др., 1965; Келлер, Покровская, 1965).

В последние годы обнаружены новые местонахождения строматолитов в пределах Тянь-Шаня и Южного Казахстана. В верховьях р. Джельдысу, в известняках айлампатауской свиты хр. Арпатеқтыр А. Г. Разбойников и А. А. Черепанов обнаружили разнообразные онколиты, катаграфии, а также строматолиты, относящиеся по предварительному определению к группам *Voxonia* Ког. и *Stratifera* Ког. Строматолиты группы *Stratifera* встречены и в горах Айлампатау (левый берег р. Учкошой). Эта группа имеет широкое распространение — от глубокого докембрия до современных отложений, а группа *Voxonia* Ког. характерна для самых верхних горизонтов докембрия и, возможно, для низов кембрия.

В верховьях р. Нарын сотрудниками Института геологии АН КиргССР обнаружены строматолиты, морфологически близкие к *Vaicalia* КгуI.— группе, характерной преимущественно для среднего рифея. Строматолиты, близкие к группе *Vaicalia*, были также обнаружены в 1965 г. Е. И. Зубцовым в долине р. Чон-Каракуджур. Все геологи, посещавшие эту точку, единодушно считают, что толща со строматолитами относится к числу древнейших в Тянь-Шане и залегает ниже бельчийской свиты. К сожалению, плохая сохранность строматолитов (как и в двух предыдущих случаях) не позволяет пока сделать окончательных выводов о возрасте этих толщ.

Очень интересна первая находка строматолитов в Казахстане в пределах Атасу-Моинтинского водораздела в карбонатных толщах бассейна рек Чажагай и Абул-Хаир. В 1969 г. мне удалось посетить эти разрезы и собрать образцы в дополнение к собранным ранее из тех же точек Б. М. Келлером и Б. Б. Назаровым.

Эти строматолиты представлены преимущественно небольшими столбиками с крупными козырьками и частыми соединительными слоями-мостиками, что практически исключает возможность восстановления формы этих построек по методике графического препарирования. К тому же постройки имеют очень нечеткие контуры. Продольные срезы столбиков выявляют весьма разнообразную их морфологию — от

Подразделения рифея и соответствующие им строматолитовые комплексы

Стратиграфические подразделения (границы в млн. лет)	Основные опорные разрезы, руководящие формы строматолитов	Толщи со строматолитами в Тянь-Шане и Каратау	
Палеозой	Нижний Кембрий	Нижние горизонты тамдинской свиты Малого Каратау, <i>Vetella uschbasica</i> Kryl.	
570			
Рифей (верхний протерозой)	Юдомская (вендская) фитема	Юдомский комплекс Сибири, укская свита Ю. Урала, <i>Aldania sibirica</i> (Jak.), <i>Linella ukka</i> Kryl., <i>Linella simica</i> Kryl., <i>Boxonia grumulosa</i> Kom.	Чичканская свита в хребтах Таласском, Ичкелетау, Малый Каратау, <i>Conophyton gaubitza</i> Kryl., <i>Linella avis</i> Kryl., <i>Patomia ossica</i> Kryl.
	650—700		
	Каратауская фитема	Миньярская свита Ю. Урала, <i>Minjaria uralica</i> Kryl., <i>Gymnosolen ramsayi</i> Steinn., Катавская свита Ю. Урала, <i>Inzeria tjomusi</i> Kryl., <i>Jurusania cylindrica</i> Kryl.	Чаткарагайская свита Таласского хребта. <i>Inzeria toctogulii</i> Kryl., <i>Sacculia</i> (?) sp., <i>Minjaria calciolata</i> (Kor.), <i>Gymnosolen cf. ramsayi</i> Steinn., <i>Tungussia</i> sp.
950—1000			
Якутская (юрматинская) фитема	Лахандинская свита (I—III толщи) Учуро-Майского района <i>Baicalia lacera</i> Semikh., <i>Jacutophyton ramosum</i> Schap. Ципандинская свита Учуро-Майского района, авзянская свита Ю. Урала, <i>Baicalia baicalica</i> (Masl.), <i>Baicalia aimica</i> Nuzn. Светлинская свита Учуро-Майского района, <i>Svetliella svetlica</i> Schap.	Оввская свита р. Джебьдысу, орготауская серия хр. Орготау, <i>Baicalia baicalia</i> (Masl.), <i>Baicalia kirgissica</i> Kryl., <i>Stratifera</i> sp.	
1300—1350			
Бурзянская фитема	Бакальская свита Ю. Урала, <i>Conophyton cylindricus</i> Masl. Саткинская свита Ю. Урала, котуйская свита Анабара, <i>Kussiella kussiensis</i> Kryl.		
1650			

правильных субцилиндрических (рис. 1, а, г и 2, а, в) до клубнеподобных (рис. 1, б, в) и сильно изогнутых, с наклонными и горизонтальными ответвлениями (рис. 1, в и 2, б, г).

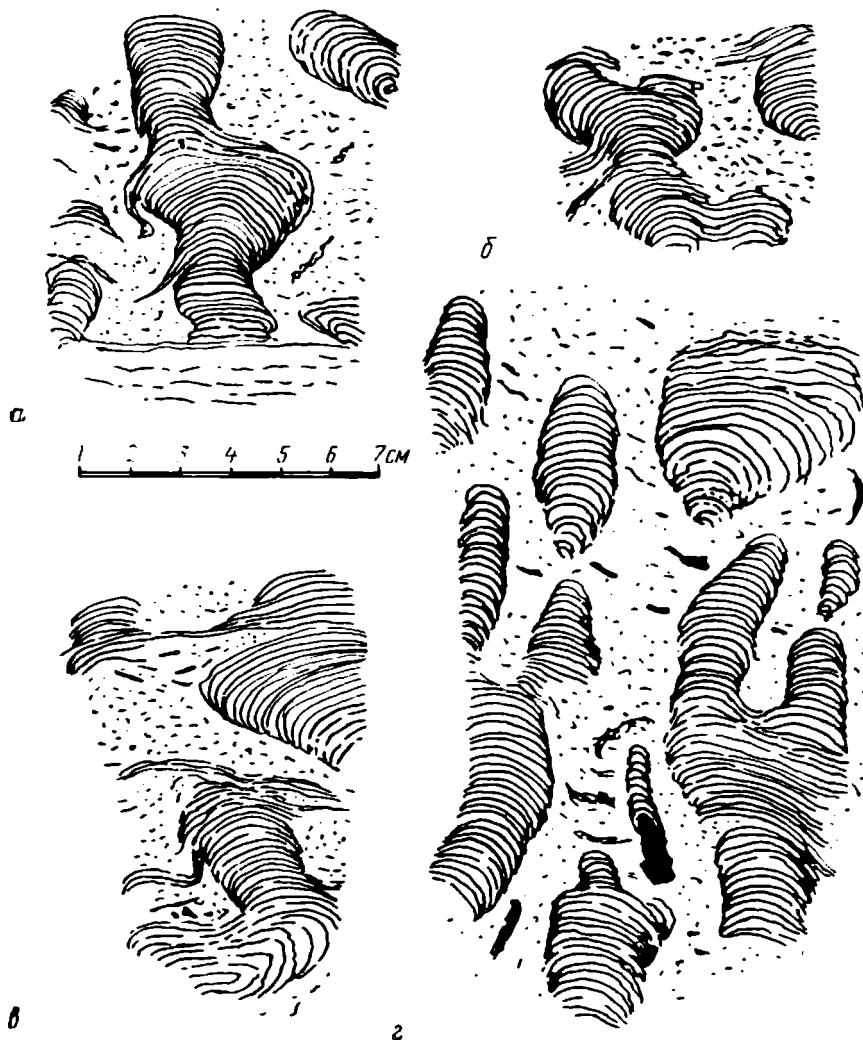


Рис. 1. Продольные сечения столбиков *Collumnacollenia kelleri* Kryl., f. n. Басагинская свита, бассейн р. Абул-Ханр, Казахстан: а — голотип, экз. ГИН 3876/1, б — экз. ГИН 3856/2, в — экз. ГИН 3876/3, г — экз. ГИН 3876/4

Основная часть этих строматолитов должна быть отнесена к группе *Collumnacollenia Koroļjuk* и выделена в новую самостоятельную форму *Collumnacollenia kelleri*. Форма названа в честь Б. М. Келлера, благодаря энергии и настойчивости которого появилась предлагаемая публикация. Следует заметить, что хотя по этой новой форме, неизвестной пока в других регионах, нельзя провести какие-либо сопоставления или сравнения, находка эта очень важна. Дело в том, что строматолиты обычно распространены в одновозрастных карбонатных толщах на зна-

чительных площадях, и присутствие этих остатков хотя бы в одной точке позволяет надеяться на новые находки, и древние толщи Казахстана получают со временем палеонтологическую характеристику.



Рис. 2. Продольные сечения столбиков *Collumnacollenia kelleri* Kryl., f. n. Басагинская свита, Казахстан: а — экз. ГИН 3876/5, б — экз. ГИН 3876/6, в — экз. 3876/7, г — экз. ГИН 3876/8; а, в, г — бассейн р. Абул-Ханр, б — бассейн р. Чажагай

Приведем описание этой новой формы.

Группа *Collumnacollenia* Kogoljuk, 1960.

«Относительно широкие, прямые столбики. Напластование унасле-

дованное, арки выпуклые ($h:d = 0,3-0,6$), края постройки рваные, микрослоистость тонкая четкая (Королюк, 1960, стр. 130).

Columnacollenia kelleri Krylov, forma nova. (рис. 1, 2, 3).

Голотип. ГИН АН СССР экз. 3876/1, басагинская свита, Казахстан, бассейн р. Абул-Хаир.

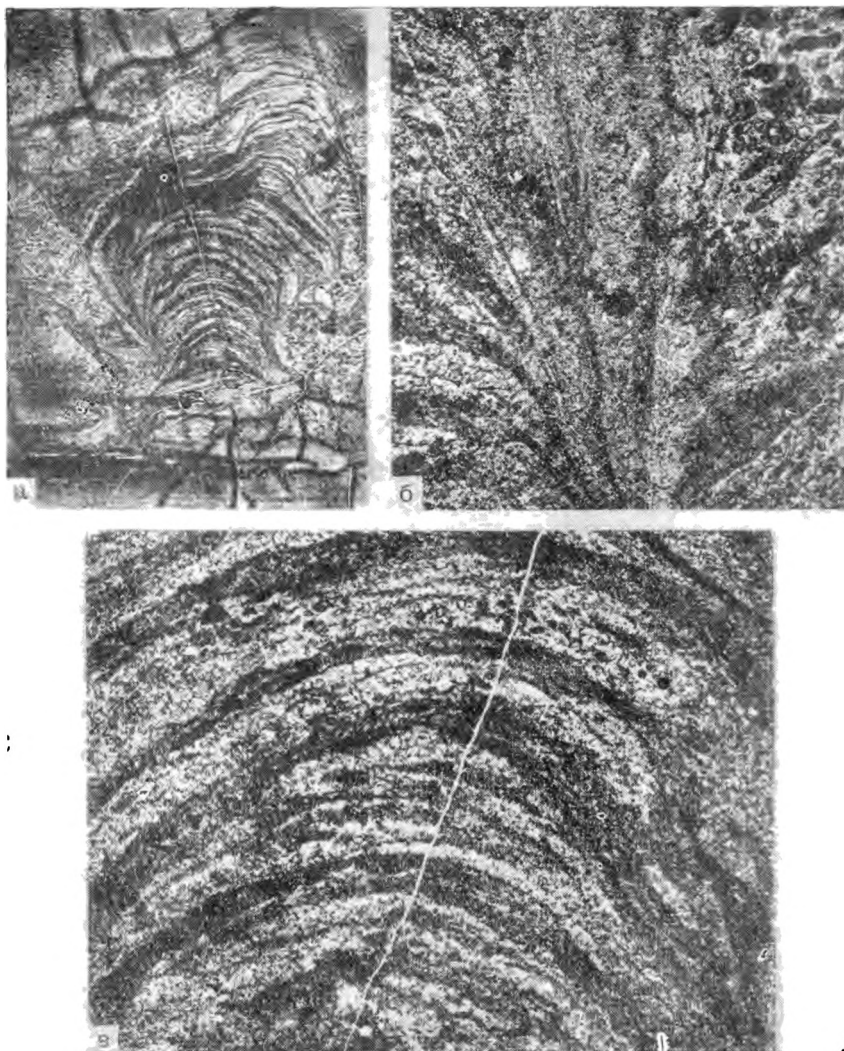


Рис. 3. *Columnacollenia kelleri* Kryl., f. n. голотип, шлиф, экз. ГИН 3876/1, басагинская свита, бассейн р. Абул-Хаир, Казахстан. а — общий вид постройки, б — характер бокового ограничения: контакт столбика (слева) и онколитовой вмещающей породы (справа), в — структура строматолитовых слоев. а — нат. величина, б, в — увеличено в 8 раз

Описание. Субцилиндрические столбики диаметром от 1 до 3—4 см и высотой до 10 см, расположенные в пласте вертикально или наклонно. Диаметр столбиков непостоянен, наблюдаются раздувы и пережимы. Боковое ограничение обычно нечеткое. Слои, приближаясь к краю столбиков, утоняются и подгибаются книзу, иногда облекая бо-

ковую поверхность или свисая с краев столбиков длинными козырьками, переходящими иногда в соединительные слой-мостики. Столбики слегка расширяются и разветвляются на два новых, но из-за невозможности восстановить их объемное изображение о характере ветвистости и о форме ответвляющихся столбиков говорить трудно. Каждый столбик растет обособленно от небольшого бугорка или галечки на дне, без образования общей корки-основания колонии.

Слоистость. Четкая. Чередуются прослой более темного (глинистого?) и более светлого известняка толщиной до 1,2—2 мм. Темные прослой прослеживаются через весь столбик и участвуют в облекании его краевых частей («основной слой» по терминологии И. К. Королюк) и состоят в свою очередь как бы из целой пачки очень тонких нитчатых темных прослоев темного карбоната. Светлые слои являются дополнительными и залегают в виде линз между основными, выклиниваясь к краю столбиков. Большая часть слоев имеет правильную куполообразную форму с отношением высоты к диаметру 1:3—1:2.

Структура слоев. Темные (основные) строматолитовые слои слагаются мелкокомковатым доломитизированным известняком. Комочки имеют обычно округлые очертания и диаметр не более 0,01—0,05 мм. Тесно сближенные в цепочки, они образуют как бы тонкие (0,1—0,3 мм) нитчатые прослоечки толщиной 0,1—0,3 мм. В отдельных участках комочки сливаются в сплошные темные полосочки или линзобразные полоски. Светлые (дополнительные) слои образованы в общем такими же комочками, иногда более крупными (до 0,3—0,5 мм), но расположенными они более редко, разделяясь дополнительными промежутками, заполненными прозрачным карбонатом. В этих слоях встречаются отдельные обломки более темного карбоната диаметром до 0,5—0,7 мм и пузырчатые образования диаметром до 1—1,2 мм, очень похожие на катаграфии групп *Vesicularites Reittl.* и *Nubecularites Masl.* Однако плохая их сохранность не позволяет определить эти образования точнее. Темная окраска комочков обусловлена наличием очень тонко распыленных темных глинистых или углистых частиц.

Вмещающая порода. Столбики разделены промежутками до нескольких сантиметров, заполненными однородным светлым тонкозернистым карбонатом, в котором содержится большее количество катаграфий из группы *Vesicularites Reittl.* и *Nubecularites Masl.* По мнению З. А. Журавлевой, плохая сохранность этих образований не позволяет определить их точнее.

Вторичные изменения. Строматолиты и вмещающая порода подверглись равномерной перекристаллизации, в процессе которой контуры ступков и слоев потеряли четкость очертаний, сделались как бы размазанными и расплывчатыми. Встречаются мелкие прожилки кристаллического прозрачного кальцита и редкие мелкие стилолитовые поверхности. Растворение по этим поверхностям не превышало долей миллиметра.

Замечание. Текстура слоев описываемой формы довольно близка по общему рисунку к текстуре строматолитов *Aldania sibirica* (Jak.) Kgl. из верхней части юдомских отложений бассейна р. Алдаи (ср. Крылов, 1969, стр. 202, табл. XXXVII, 3—5). Существенное отличие состоит в том, что у *Aldania sibirica* слои сложены зернистым карбонатом, а у описываемой формы — четкими комочками и ступками. Отлична и морфология построек: длинные ровные столбики у *Aldania* и довольно разнообразные по форме и толщине столбики у описываемой формы.

Геологический возраст и географическое распространение. Баса-

гинская свита в двух точках — в бассейне реки Чажай и Абул-Хаир. По геологическим данным эта свита относится к верхнему докембрию или нижнему палеозою (не моложе ордовика). Аналогичные строматолиты в других местах пока неизвестны.

Материал. Около 30 образцов из двух обнажений.

Б. Ш. КЛИНГЕР

МИКРОФИТОЛИТЫ ДРЕВНИХ ТОЛЩ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

История исследования докембрийских отложений Центрального Казахстана насчитывает не один десяток лет. Однако и к настоящему времени многие вопросы возрастных и структурных взаимоотношений толщ позднего докембрия в различных регионах Центрального Казахстана остаются дискуссионными.

Верхнедокембрийские образования Центрального Казахстана принадлежат эвгеосинклинальному типу разреза. Они представлены в значительной степени измененными и метаморфизованными породами, среди которых широко распространены кремнисто-вулканогенные фации. Сложность изучения этих комплексов усугубляется интенсивной складчатостью, сложнейшей разрывной тектоникой и отсутствием непрерывных разрезов. В этих условиях для определения возраста древних толщ, корреляции отдельных, разобренных и далеко отстоящих друг от друга разрезов наряду с историко-геологическими данными наиболее объективными являются биостратиграфический и радиогеохронологический методы изучения.

Ниже излагаются результаты биостратиграфических исследований, проводившихся с 1965 г. До этого времени систематическое изучение органики из древних толщ не велось. Единичные находки микроорганизмы были сделаны в процессе проведения среднемасштабных геологических съемок. К настоящему времени в процессе проведения тематических и крупномасштабных геологосъемочных работ получено много нового по стратиграфии, литологии и геохронологии древних комплексов. Нами изучены практически все известные и наиболее представительные разрезы верхнего докембрия Центрального Казахстана, и большинство из них получили впервые палеонтологическую характеристику (Антонюк, Клингер, 1967, 1968; Клингер, 1968).

В пределах исследованной территории, включающей Еремантау-Ниязский, Майкаин-Кызылтасский, Тектурмасский, Атасуйский, Джаркаинагацкий, Северо-Балхашский антиклинории, Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий, Улутау и Атасу-Жамшинский водораздел, нами установлены пять комплексов микрофитоцитов З. А. Журавлевой.

Первый комплекс микрофитоцитов З. А. Журавлевой (1964, 1968), отвечающий нижнему рифею, установлен в отложениях бурманской свиты карсакпайской серии сотрудниками Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ в 1965 г. и представлен лишь одной руководящей для этого комплекса формой — *Osagia libidinosa* Z. Zhur.

плохой сохранности. Определения выполнены З. А. Журавлевой (Зайцев и др., 1965). Повторные сборы провести не удалось.

Второй комплекс микрофитолитов З. А. Журавлевой, отвечающий среднему рифею, установлен в толщах Ерементау-Ниязского и Майкаин-Кызылтасского антиклинориев. Наиболее представительные и полные разрезы с богатым и разнообразным комплексом микрофитолитов изучены в пределах Ерементау-Ниязского антиклинория. Микроорганика приурочена к нижней части желтауской свиты, основные сборы произведены в горах Койтас, Тобежал, Жельтау на левобережье р. Оленты, в горах Тиес и к востоку от горы Семизбугу.

В перечисленных разрезах установлен второй комплекс микрофитолитов в составе: *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl., *O. undosa* Reitl., *O. lamellata* Koroljuk, *O. aliena* Klinger., *O. tenuita* Klinger, *Vesicularites sexuosus* Reitl., *V. magnus* Miltst., *V. textus* Klinger, *V. erementaus* Klinger, *Conferta rara* Klinger, *C. mica* Klinger, *Glebosites glebosites* Reitl. В Майкаин-Кызылтасском антиклинории среднерифейский комплекс микрофитолитов установлен в горах Байахмет в линзе известняков из мощной толщи кремнистых пород. Комплекс микрофитолитов из линзы известняков на горе Байахмет аналогичен комплексу онколитов и катаграфий из разрезов Ерементау-Ниязского антиклинория, что дает основание считать эти отложения синхронными.

Третий комплекс микрофитолитов З. А. Журавлевой установлен в пределах Токайского блокового поднятия. Микроорганика обнаружена в линзах известняков из вулканогенно-кремнистой толщи в горах Токай. Вулканогенно-кремнистая толща имеет в этом районе трехчленное строение. Третий комплекс микрофитолитов приурочен к линзам известняков из средней части этой толщи. В его составе присутствуют *Osagia aculeata* Z. Zhur., *Asterosphaeroides floriformis* Z. Zhur., *Radiosus crustosus* Z. Zhur.

В Северо-Балхашском антиклинории в линзах известняков итмурундинской свиты также установлен третий комплекс микрофитолитов, по составу очень близкий к приведенному выше — *Osagia aculeata* Z. Zhur., *Asterosphaeroides floriformis* Z. Zhur. и катаграфии плохой сохранности.

Четвертый комплекс микрофитолитов З. А. Журавлевой соответствует венду. Он установлен в Улутау и в пределах Джаркаинагачского антиклинория. В Улутау микрофитолиты четвертого комплекса установлены в линзах известняков из пачки углистых филлитов жалтауской свиты в районе гор Жалтау, месторождения Сарысай и др. (Зайцев, Королев, Филатова, 1966). В Джаркаинагачском антиклинории — в маломощных линзах известняков из углисто-кремнистых сланцев шинсайской свиты (в урочище Джаркаинагач, пос. Савинковки и других разрезах).

Состав микрофитолитов из жалтауской и шинсайской свит почти идентичен, довольно обилен и характерен. Это *Osagia concrescentia* (Z. Zhur.), *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. enormis* Z. Zhur., *V. lobatus* Reitl., *V. concretus* Z. Zhur., *V. conglomerans* Z. Zhur., *Nubecularites antis* Z. Zhur.

Большой интерес представляет очень своеобразный богатый комплекс микрофитолитов, установленный в «солитовой» толще Атасу-Жамшинского водораздела (наиболее полный материал собран в разрезах по рекам Чажагай и Абылханр). В его составе присутствуют *Osagia gigantea* Koroljuk, *O. caudata* Koroljuk, *O. granulata* Klinger, *V. lancea* Klinger, *Nubecularites punctatus* Z. Zhur.,

N. parvus Z. Zhur., *Hieroglyphites mirabilis* Reitt., *H. rotundus* Z. Zhur. В этом комплексе содержатся руководящие формы, характерные для нижнего кембрия.

Все выделенные комплексы микрофитолитов из древних отложений Центрального Казахстана совпадают с комплексами микрофитолитов, установленными в докембрии и нижнем кембрии многих регионов Советского Союза.

Таким образом, изучение микрофитолитов позволяет установить в древних толщах Центрального Казахстана пять стратиграфических уровней, соответствующих нижнему, среднему, верхнему рифею, венду, а также нижнему кембрию.

Следует коротко остановиться на достоверности выделения приведенных ранее комплексов.

1. Нижнерифейский комплекс микрофитолитов представлен одной лишь формой, руководящей для этого комплекса. Однако в силу плохой сохранности, находке в одной точке выделение этого комплекса представляется мало обоснованным.

2. Второй комплекс микрофитолитов содержит характерный для этого комплекса набор микрофитолитов, причем большинство руководящих форм обладает хорошей сохранностью. Второй комплекс установлен в 40 пунктах из различных, далеко отстоящих друг от друга разрезов Ерементау-Ниязского и Майкаин-Кызылтасского антиклинориев. Он легко распознается и четко сопоставляется с одновозрастным комплексом в других регионах.

3. Третий комплекс микрофитолитов, несмотря на незначительное количество выделенных форм и недостаточно хорошую сохранность, не вызывает сомнений, благодаря присутствию хорошо определяемых руководящих форм — *Osagia aculeata* Z. Zhur. и *Asterosphaeroides floriformis* Z. Zhur.

4. Вендский комплекс характеризуется разнообразием определяемых форм (в том числе и руководящих) микрофитолитов, удовлетворительной их сохранностью и четкой сопоставимостью с одновозрастными комплексами других регионов Советского Союза. Характерной особенностью этого комплекса является почти абсолютная выдержанность состава микроорганизмов далеко отстоящих друг от друга разрезов Улутау и Джаркаинагачского антиклинория, а также наличие среди микрофитолитов водорослей *Renalcis*, *Girvanella* sp. и др. Присутствие последних позволяет уточнить возраст отложений, вмещающих микроорганику, как поздневендский.

5. Кембрийский комплекс микрофитолитов характеризуется обилием форм, в том числе новых, не описанных в литературе. Наличие в комплексе различных форм *Volvatella*, *Nubecularites*, *Hieroglyphites*, а также характерных озгий, позволяет достаточно уверенно и однозначно определить его возрастное положение. Несколько неожиданным является полное отсутствие в этом комплексе водорослей.

Наряду с биостратиграфическим методом изучения отложений верхнего докембрия в различных регионах Центрального Казахстана проведены большие работы по определению изотопного возраста древних толщ. Хотя полученные цифры в некоторых случаях разноречивы и требуют дальнейшего уточнения, можно с уверенностью судить о целесообразности сочетания этих двух методов.

Подводя итоги изучения микрофитолитов Центрального Казахстана, следует отметить трудности, с которыми пришлось столкнуться при систематизации материала:

практически полное отсутствие непрерывных разрезов докембрий-

ских толщ. Все выделенные комплексы характеризуют далеко отстоящие друг от друга части разреза;

интенсивный по сравнению с другими регионами Советского Союза метаморфизм карбонатных толщ и связанная с этим относительно плохая сохранность палеонтологического материала;

ограниченность распространения в разрезах докембрия карбонатных фаций.

Тем не менее проведенные исследования свидетельствуют о целесообразности использования биостратиграфического метода для расчленения верхнедокембрийских образований. Дальнейший прогресс в совершенствовании биостратиграфического метода заключается, по нашему мнению, в широком изучении и систематизации палеонтологического материала из широко развитых древних кремнистых толщ Центрального Казахстана. Такой материал, представленный преимущественно радиоляриями, собран нами попутно при изучении микрофитолитов. Однако выводы по этому материалу представляются преждевременными.

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ И ВОПРОСЫ КОРРЕЛЯЦИИ

Ю. А. ЗАЙЦЕВ, Л. И. ФИЛАТОВА

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ УЛУТАУ В СВЯЗИ С РАЗРАБОТКОЙ ОБЩЕЙ СХЕМЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Улутау — одна из обширных областей распространения докембрия в Центральном Казахстане. Выходы докембрия занимают большие площади в ядрах герцинских поднятий, следующих друг за другом с севера на юг: Арганатинского, Улутауского и Карсакпайского (вместе с Эскулинским выступом, примыкающим с востока), именуемых также Северным, Центральным и Южным Улутау.

Изучение строения толщ докембрия Улутау имеет большое значение для разработки общей региональной стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана. Это определяется полнотой стратиграфического разреза, относительно хорошей обнаженностью, детальной изученностью в ходе крупномасштабных геологических съемок и специальных стратиграфических и радиогеохронологических исследований. Важным является положение Улутау на стыке казахстанских и северотяньшаньских структур, что позволяет связать тяньшаньские разрезы верхов докембрия, имеющие бностратиграфическую характеристику, с разрезами Улутау, а затем — Кокчетавского поднятия и других районов Центрального Казахстана.

Первые исследования докембрия Улутау были проведены И. С. Яговкиным, К. И. Сатпаевым, Н. Г. Кассиным. В 30—40-х годах в разных частях Улутау докембрием занимались В. С. Соболев, И. А. Островский, Е. А. Кузнецов, А. В. Волин, Н. П. Воронов, А. Е. Репкина, И. М. Каниболоцкий, Ю. И. Половинкина, К. А. Рачковская, М. Р. Узбеков и др. В первой половине 50-х годов толщи докембрия Улутау изучались при среднемасштабных геологических съемках на большей площади — Л. И. Филатовой (1956) и Ю. А. Зайцевым, а в Карсакпайском районе Южного Улутау — Н. А. Штрейсом (1960а, 1960б), М. С. Марковым (1958) и Т. Г. Павловой. В Северном Улутау в 1951 г. стратиграфические работы вела И. Ф. Трусова (1954). Толщи нижнего палеозоя, частично относимые теперь к верхам протерозоя, были описаны Л. И. Боровиковым (1955), А. Л. Книппером (1959), а позднее — В. М. Добрыниным и Е. М. Сигитовой (1962). Итоги этого этапа изучения были представлены Советскому Союзу на конференции по унификации

ции стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана (г. Алма-Ата, 1958). Были отмечены большие расхождения в разработанных схемах докембрия, в связи с чем разрез докембрия Улутуа оказался не сопоставленным с разрезами других районов Центрального Казахстана (Резолюция., 1958).

После 1958 г. стратиграфическое изучение докембрия Улутуа было продолжено в северных его частях И. Ф. Трусовой и Л. И. Филатовой (Трусова, Филатова, 1962; Филатова, 1962), а на юге М. С. Марковым (1962), Т. Г. Павловой (1964). Полученные сведения позволили пересмотреть некоторые спорные вопросы стратиграфии докембрия.

Новый этап изучения докембрия в Улутуа начался с 1960 г., когда крупномасштабные геологические съемки Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ под руководством Ю. А. Зайцева охватили территорию Карсакапайского поднятия и Эскулинского выступа. Одновременно выполнялись детальные стратиграфические работы, руководимые Л. И. Филатовой¹. Полученные материалы положены в основу предлагаемой стратиграфической схемы докембрия.

В строении разреза докембрия принимают участие толщи главным образом метаморфических пород, подверженных региональному метаморфизму в низах разреза — амфиболитовой и эпидото-альбито-амфиболитовой фации, а выше — фации зеленых сланцев. Верхнюю треть разреза слагают неметаморфизованные породы.

Стратиграфическое расчленение основывалось на изучении литологических особенностей разреза как в отношении первичной природы, так и метаморфизма. Признак изменения интенсивности метаморфизма при расчленении практически не использовался, поскольку он обеспечивает возможность выделения лишь весьма грубых стратиграфических единиц. Толщи докембрия Улутуа разделены на серии, свиты, пакки и горизонты. Последовательность толщ докембрия в разрезе определялась главным образом по их структурно-геологическим соотношениям в привязке к конкретным, достаточно ясно расшифровываемым складчатым структурам.

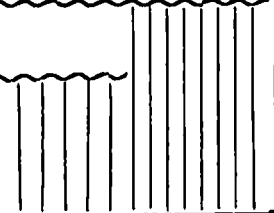


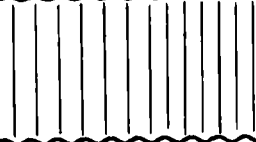
Анализ структурно-геологических соотношений в Улутуа затруднен своеобразием тектоники — резко линейным характером складок, длительным сохранением общего меридионального структурного плана, что мешает распознаванию несогласий. Часты также продольные, параллельные простиранию толщ разрывы. При установлении стратиграфической последовательности использовались также данные о соотношениях стратифицированных толщ с интрузивными и гранитизированными образованиями и составе обломочного материала в конгломератах и других первично обломочных породах.

Полный разрез докембрия имеется в Южном Улутуа, где выделены одиннадцать серий, охватывающие возрастной интервал от нижнего протерозоя (может быть, архей) до аналогов вендского комплекса включительно². Эта стратиграфическая колонка состоит из трех частей, приуроченных к разным структурным зонам, в каждой из которых разрез непрерывен (табл. 1). В Северном Улутуа распространены три ниж-

¹ В геологической съемке докембрия и изучении стратиграфии докембрия в 1960—1967 гг. принимали участие Ю. А. Зайцев, Л. И. Филатова, В. С. Милеев, С. Б. Розанов, Т. Н. Хераскова, И. З. Филиппович, О. В. Япаскерт, в отдельные полевые сезоны Б. А. Богатырев, Н. А. Богатырева, И. Э. Герасимова, Ю. И. Марьенко (МГУ), от ЦКГУ — В. М. Добрынин, Е. М. Сигитова, Т. Н. Еманаква.

² Сведения о результатах радиогеохронологических исследований докембрия Улутуа см. в настоящей сборнике в сводке Н. А. Богатыревой, Ю. А. Зайцева, С. И. Зыкова, А. А. Краснобаева, Н. И. Ступниковой, М. В. Траяловой, Л. И. Филатовой, И. З. Филиппович.

Общая схема расчленения докембрия Улутау

	Байконурский синклиниорий	Майтубинский антиклинорий	Карсакапский синклиниорий	Улутауский антиклинорий	
				Южный Улутау	Северный Улутау
Верхний протерозой	кембрий	кембрий			
	Улутауская серия, 1300—1600 м				
	Амбулакская серия, 1500 м				
	Коксуйская серия, 3500 м		Белеутинская серия, 3000 м		Жаксыкандинская свита, 2000 м
?	Кокчетавская серия, 1200 м			?	
Средний протерозой			Боздакская серия, 2900 м		
		Майтубинская серия, 8000 м			Унгулинская свита
		Жийдинская серия, 5800 м			Карсакапская серия, 2100 м
Нижний протерозой		?	Карсакапская серия, 4300 м		
			Аралбайская серия, 6800 м	Аралбайская серия, 6800 м	Аралбайская серия, 3200 м
Архей (?) — нижний протерозой				Бектурганская серия, 5000 м	Бектурганская серия, 4000 м

ние серии (бектурганская, аралбайская и карсакпайская), а также белеутинская вулканогенная серия, предположительный аналог одной из верхнепротерозойских толщ Южного Улутау.

Архей (?) — нижний протерозой

Отнесенная условно к архею (?) — нижнему протерозою наиболее древняя — бектурганская серия сложена преимущественно кристаллическими сланцами. Она широко распространена в Северном и Центральном Улутау, обнажена в восточной части выходов докембрия в Южном Улутау, известна также к востоку от него — в Эскулинском выступе. Ее выходы намечают осевую часть Улутауского антиклинория, имеют общую протяженность 250 км при ширине от 15 до 50 км.

В Северном Улутау бектурганская серия включает три свиты (снизу вверх): талайрыкскую свиту амфиболитов и амфиболитовых сланцев (1000 м), савинскую свиту слюдяных сланцев, альбитовых гнейсов и подчиненных им амфиболитов (1000 м) и артаашинскую свиту слюдяных, слюдяно-альбитовых сланцев, альбитовых гнейсов и редких кварцитов (2000 м). Свиты залегают согласно, связаны общими типами пород, образуют постепенные переходы. И. Ф. Трусова по материалам Северного Улутау считает контакт артаашинской и савинской свит несогласным и относит их к разным сериям, савинскую и талайрыкскую к серии РСпА, а артаашинскую — к серии РСпВ.

В Центральном Улутау обнажены савинская и артаашинская свиты мощностью 3000 м. Отдельными частями в объеме 1500—2000 м, принадлежащими главным образом середине разреза, бектурганская серия известна в Эскулинском выступе, где она, по данным Л. И. Филатовой (1964), на значительной площади гранитизирована до плагиогранито-гнейсов.

В Южном Улутау бектурганская серия по Л. И. Филатовой и Н. А. Богатыревой (1971), представлена тремя согласно залегающими свитами. Нижняя — кайканкарасуйская свита сложена меланократовыми с малым содержанием кварца порфиробластовыми альбитовыми гнейсами, мощностью 1700 м. Средняя — урнекская свита состоит внизу из альбито-амфиболовых сланцев микрозернистого и частью порфиробластового строения, переходящих в амфиболиты, а также редких амфиболитизированных порфиритоидов (800 м), а сверху — из альбитовых сланцев, большей частью микрозернистых, иногда с реликтовой структурой по туфам и туффитам (150—200 м). В основании каждой пачки имеется горизонт слюдяных сланцев с пропластками мраморов и кварцитов, иногда железистых. Общая мощность урнекской свиты 1000 м.

Верхняя — айтекская свита делится на три пачки. Низ ее слагают слюдяные альбитовые гнейсы, переходящие в мусковито-альбитовые сланцы (мощность 700 м). Средняя пачка образована альбитовыми гнейсами с частыми прослоями хлорито-амфиоло-альбитовых сланцев внизу (800 м). Верхние 800 м разреза слагают блестящие мусковито-хлорито-альбитовые сланцы, переходящие в слюдяные гнейсы, с единичными прослоями амфиоло-хлорито-альбитовых сланцев и альбитизированных порфиритоидов, наиболее мощный из которых (120 м) находится в кровле пачки. Общая мощность айтекской свиты 2300 м. Кайканкарасуйская и урнекская свиты обнажены между реками Балажезды и Кумола, где образуют сложную Кайканкарасуйскую антиклиналь. Айтекская свита выходит севернее р. Балажезды в Айтек-

**Схема стратиграфического расчленения коррелируемых частей разрезов докембрия
Южного и Северного Улутау**

Серия	Южный Улутау, западное крыло Улутауского антиклинория и Карсаплайский синклиниорий	Северный Улутау	
		Северное погружение и западное крыло Улутауского антиклинория	Восточное крыло Улутауского антиклинория
Карсаплайская	Бнитская свита, 1100 м	Улькенская свита, 600 м	
	Шагырлинская свита, 1300—1600 м	Западножаксынская свита, 600—1000 м	
	Болбраунская свита, 750—800 м	?	
	Бурмашинская свита, 750—800 м	Соуктальская свита, 500 м	
Аралбайская	Унгушатская свита, 1800 м	Восточножаксынская свита, 600 м	Канымская свита, 500 м
	Кужарминская свита, 1300 м	Жусалинская свита, 1800 м	Коскульская свита, 2000 м
	Ишанская свита, 2700 м	Ащитагинская свита, 600 м	Балгинская свита, 2500 м
		Байкожинская свита, 1200 м	
	Кентексайская свита, 1000 м	Кентексайская свита, 700 м	?
Бектурганская	Айтекская свита, 2300 м	Арташинская свита, 2000 м	
	Урнекская свита, 1000 м	Савинская и талайрыкская свиты, 2000 м	
	Кайканкарасуйская свита, 1700 м		

ской синклинали, а также южнее горы Керегетассай, где приурочена к тектоническому блоку среди толщ аралбайской серии.

Сходство южноулутауского разреза бектурганской серии с северными выявляется по преобладанию в верхних толщах гнейсов богатых кварцем и слюдяно-альбитовых сланцев (арташинская свита Северного и Центрального Улутау, айтекская свита Южного Улутау). Ниже строение различается. Под айтекской свитой Южного Улутау залегает толща амфиболовых сланцев (урнекская свита), в Северном же Улутау ниже арташинской свиты следуют преимущественно гнейсовые толщи (савинская свита), а амфиболиты обособлены в видимом низу разреза (талайрыкская свита). Однако по этому признаку разрез нельзя полностью противопоставлять, поскольку в Центральном Улутау в савинской свите гнейсы значительно дополняются амфиболитами, и разрез имеет промежуточный характер между северным и южным типами (табл. 2).

Рассмотренные толщи Улутау сложно метаморфизованы. Имея региональный метаморфизм в амфиболитовой и эпидото-альбито-амфиболитовой фациях (более высокая степень метаморфизма проявлена в осевой части Улутауского антиклинория), они впоследствии испытали гранитизацию с интенсивным натриевым метасоматозом — образованием порфиробластовых плагиоклазовых гнейсов (Трусова, 1961; Филатова, 1962). Исходными породами слюдяных, слюдяно-альбитовых сланцев и альбитовых гнейсов, согласно особенностям их минерального и химического состава, являлись песчано-глинистые породы с глинистой составляющей гидрослюдистого типа. Их толщи сохранили, несмотря на сложный метаморфизм, тонкую четкую полосчатость — слоистость. Амфиболовые сланцы урнекской свиты Южного Улутау возникли за счет основных вулканитов, по составу близких базальтам, но отличающихся большей меланократовостью, пониженным содержанием щелочей, повышенным количеством MgO. Вероятно, ту же природу имеют амфиболиты других районов Улутау, обладающие теми же особенностями химизма, хотя ранее для них И. Ф. Трусовой и нами предполагалось осадочное происхождение.

Первичные породы бектурганской серии накапливались, по-видимому, в обширных геосинклинальных прогибах. Однако палеогеографические обстановки их формирования пока не ясны.

Нижний протерозой

В нижний протерозой включены аралбайская и карсакпайская серии, по первичному составу существенно вулканогенные, метаморфизованные в фации зеленых сланцев. Они образуют непрерывный разрез в 11 тыс. м на сочленении Улутауского антиклинория и Карсакпайского синклинория.

Аралбайская серия (Филатова, 1956, 1960, 1970) включает первично вулканогенные толщи альбитофиристо-дацитто-кератофиристового состава и вулканогенно-осадочные породы — порфирониды, серицито-альбитовые сланцы, дополняемые зелеными сланцами и порфиритондами базальтового состава, а также филлитами и серицитовыми сланцами, частью графитовыми кварцитами, мраморами и другими первично-осадочными породами. Незначительно проявлены железистые кварциты. Аралбайская серия простирается на 300 км вдоль всего Улутау.

Крайние северные выходы ее расположены в верховьях р. Ащитасты и р. Жаксы-Кайнды на погружении Улутауского антиклинория.

Они продолжают к югу через горы Жаксы-Арганаты в Северном Улутау и к востоку от гор Ешке-Ульмес в Центральный Улутау, будучи приуроченными к восточному крылу Улутауского антиклинория. В Южном Улутау аралбайская серия слагает западное крыло антиклинория, смежное с Карсакпайским синклинорием. Аралбайская серия несогласно залегает на бектурганской серии; на границе этих серий происходит скачок регионального метаморфизма, так как аралбайская серия метаморфизована в фации зеленых сланцев. Верхняя граница серии определяется согласным налеганием на нее карсакпайской зеленосланцевой железорудной серии.

Расчленение аралбайской серии проведено отдельно для крайнего севера Улутау (верховья р. Ащи-Тасы и Жаксы-Кайнды), гор Жаксы-Арганаты и Южного Улутау (см. табл. 2).

Наиболее полный разрез аралбайской серии в Южном Улутау (около 7000 м). Здесь в основании серии находится кентексайская свита филлитов, частью графитовых пиритсодержащих, серицитокварцитовых blastосаммитовых сланцев, кварцитов и мраморов (1000 м). Более высокие части разреза сложены метаморфизованными вулканогенно-осадочными, реже вулканогенными породами. Для них характерна некоторая ритмичность строения. В низах каждой из трех выделяемых свит — ишанской, кужарминской и унгуршатской — присутствуют порфиритоиды или хлоритовые сланцы, образовавшиеся за счет вулканитов основного состава. Их количество вверх по разрезу увеличивается. В этих же пачках находятся пласты мраморов, мощностью до 50 м, и железистые кварциты, которые сосредоточены, как и основные вулканиты, главным образом в верхней унгуршатской свите. В верху каждой свиты преобладают серицито-альбитовые, альбито-кварцевые сланцы, обычно blastосаммитовые, гнейсовидные, реже микрозернистые, тонкополосчатые, развившиеся по туфам и туффитам, порфиритоиды по туфам, реже по лавам липарито-дацитового и дацитового состава, в отдельных пачках присутствуют филлиты (в том числе графитовые). Иногда встречаются пласты мраморов и единичные горизонты железистых кварцитов. Мощность ишанской свиты 2700 м, кужарминской — 1300 м и унгуршатской — 1800 м.

По простиранию в северном направлении в аралбайской серии возрастает роль собственно вулканогенных разновидностей пород — липарито-дацитового и дацитового состава. В Северном Улутау на восточном крыле Улутауского антиклинория в горах Жаксы-Арганаты выделены (снизу — вверх, видимый низ ограничен Восточно-Улутауским разломом) балгинская свита серицито-альбитовых сланцев, частью первично туфов и туффитов, замещаемых местами порфиробластовыми альбитовыми сланцами (2500 м); коскульская свита порфиритоидов альбитофиро-дацитового и липаритового состава по кристаллокластическим, иногда литокластическим туфам, пересланяющимся с серицито-альбитовыми, хлорито-серицито-альбитовыми сланцами — первично туффитами (2000 м); канымская свита (500 м), сложенная серицитовыми, хлорито-серицитовыми сланцами с прослоями железистых кварцитов внизу, зелеными сланцами и порфиритоидами сверху. Канымская железорудная свита — верхняя в видимом разрезе серии — выполняет синклинали вблизи горы Мык, у р. Каным, в окрестностях оз. Коскуль и мог. Кольжун. Эта свита, вероятно, отвечает одному из литологически близких интервалов разреза аралбайской серии Южного Улутау, скорее всего нижней пачке унгуршатской свиты, как более богатой зелеными сланцами и железистыми кварцитами. П. И. Вишневская, П. Ф. Трусова (1962) считают толщу с зелеными сланцами и

железистыми кварцитами в горах Жаксы-Арганаты нижней в разрезе и сопоставляют ее с карсакапайской железорудной серией.

На погружении Улутауского антиклинория в верховьях рек Ащитасты и Каинды в аралбайской серии выделяются аналоги нижней графито-сланцевой кентексайской свиты (левобережье р. Жаксы-Каинды), мощностью 700 м. Более высокие части разреза серии, существенно порфиroidные внизу иверху (байкожинская и жусалинская свиты, мощностью соответственно 1200 и 800 м), разделены ащитастинской свитой серицито-альбитовых сланцев, мощностью 600 м с железистыми кварцитами в основании. Порфиroidы по составу отвечают липаритам, дацитам и кератофирам. В байкожинской свите среди них часты разности, образовавшиеся по литокластическим туфам. Вблизи р. Байкожа липаритовые порфиroidы окварцованы, переходят в кианитовые кварциты. В видимом верху жусалинской свиты находится пачка зеленых сланцев, мощностью 180 м, с прослоями железистых кварцитов. Ранее зеленые сланцы относились к карсакапайской серии (Филатова, 1962). Однако установлено, что они перекрываются (данные бурения СКГУ) серицито-альбитовыми сланцами, типичными для аралбайской серии.

На западном крыле Улутауского антиклинория развиты толщи самых верхов разреза аралбайской серии, перекрываемые зеленосланцевой карсакапайской серией. Они сложены серицито-альбитовыми, хлорито-серицито-альбитовыми сланцами с прослоями мраморов и единичными горизонтами железистых кварцитов, выделяются как восточно-жаксынская свита. Ее видимая мощность 500 м (основание срезано разрывами). Вероятно, эта свита является аналогом унгуришатской свиты южноулутауского разреза.

Аралбайская серия представляет собой первично базальто-альбитофиристо-дацитовую (кератофиристовую) формацию, отвечающую в геологической истории начальной стадии развития геосинклинали. Порфиристы и зеленые сланцы — метаморфизованные основные вулканыты — явились предвестником более интенсивного основного вулканизма, проявившегося во время образования следующей карсакапайской серии. В связи с некоторыми общими чертами строения аралбайской и карсакапайской серий находится, по-видимому, также признак железорудности. Однако железистые кварциты в аралбайской серии проявлены слабо.

Карсакапайская железорудная серия сложена порфиристыдами и зелеными сланцами, образовавшимися по лавам и туфам основного состава, а также кварцево-серицитовыми, хлорито-кварцево-серицитовыми сланцами, железистыми и безрудными кварцитами, мраморами. В верхах разреза в ассоциации с другими первично вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами встречаются порфиристыды, возникшие по туфам липаритового состава, редко конгломераты. Ранее эта серия изучалась М. С. Марковым (1958, 1962) и Л. И. Филатовой (1962). В последние годы стратиграфия карсакапайской серии разрабатывалась Ю. А. Зайцевым и С. Б. Розановым (Зайцев, Розанов, 1971; Зайцев и др., 1965; Розанов, Филатова, 1967). При расчленении карсакапайской серии используются особенности ее грубой ритмичности.

В Южном Улутау выделяются (см. табл. 2) бурмашинская, болбраунская, шагырлинская и битская свиты. В низах каждой свиты обособлены порфиристыды и зеленые сланцы, а верхи образуют пачки филлитов с горизонтами железистых кварцитов. Мощности перечисленных свит соответственно составляют 750, 800, 1500, 1100 м. Установлено девять горизонтов железистых кварцитов.

причем некоторые из них прослеживаются на протяжении почти всего Карсакпайского синклинория — на расстояние в 250 км.

Вулканогенные части разреза не выдержаны по простираению — первично лавовые образования замещаются туфами. Основные вулканиды меняются также по разрезу. Снизу вверх несколько уменьшается их основность от базальтовых до андезито-базальтовых; при этом базальтовым разностям свойственна пониженная щелочность. В верхних — шагырлинской и биитской — свитах появляются, кроме того, порфиритонды андезитового состава. Для верхней половины разреза — шагырлинской и биитской свиты — характерны также подчиненные порфириты липаритового и липарито-дацитового состава, частью игнимбритовой природы, сочетающиеся в разрезе с первично-терригенными породами, в том числе грубообломочными (до конгломератов).

Общая мощность карсакпайской серии в Южном Улутау 4000 м.

Карсакпайская серия из Южного Улутау простирается в Центральный Улутау (сопки Жетыкыз), где продолжаются выходы нижних членов разреза, сходных в своем строении с южноулутаускими, и далее в Северный Улутау. Здесь на западном крыле Улутауского антиклинория на участке между реками Жаксы-Каинды и Улькен-Сабасалды-Тургай разрез серии наиболее полон (см. рис. 2). Низ его слагает соуктальская свита (500 м), в которой базальная пачка зеленых сланцев сменяется пачкой серицитовых и серицито-кварцитовых сланцев с горизонтами железистых кварцитов. Эта свита, вероятно, аналогична бурмашинской свите Южного Улутау. Выше по разрезу находятся западно-жаксынская свита, литологически близкая шагырлинской или биитской свитам, имеющая в разрезе наряду с прочими видами вулканидов — порфиритонды андезитового состава, а в самом верху разреза — улькенская зеленосланцевая свита (см. табл. 2).

На большей площади серия отделена от подстилающих толщ разрывами. В Южном Улутау от широты руч. Керегетасай до пос. Бурмаша на восточном крыле Карсакпайского синклинория на протяжении 16 км прослеживается подошва карсакпайской серии, строго согласно налегающей на верхнюю унгуршатскую свиту аралбайской серии. Нормальный согласный контакт этих серий установлен также на левобережье р. Жаксы-Каинды в Северном Улутау.

Карсакпайская серия представляет собой зеленосланцевую спилитовую джеспилитоносную формацию, накопление которой происходило непосредственно вслед за базальто-альбитофиристо-дацитовой (кератофировой) формацией аралбайской серии в обстановке продолжавшегося интенсивного погружения геосинклинального прогиба. Со второй половины времени накопления серии, ее верхних — шагырлинской и биитской — свит, намечается изменение условий осадконакопления, частично до наземных, с одновременным появлением кислых вулканидов и грубообломочных терригенных пород.

Средний протерозой

Среднепротерозойские толщи — вулканогенно-осадочные по первичной природе, с вулканидами преимущественно липаритового состава, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, распространены в Южном Улутау в пределах Майтубинского антиклинория. От более древних толщ Карсакпайского синклинория они отделены разрывами. В Майтубинском антиклинории развиты две серии докембрия — жий-

динская и майтютинская. Ранее все эти толщи относились к единой майтютинской серии (Зайцев, Филатова и др., 1965). Основанием к их разделению послужило установленное В. С. Милеевым, Л. И. Филатовой и И. З. Филиппович соотношение с гранитами жаункарского комплекса, которые прорывают жийдинскую серию и перекрываются майтютинской. Перед накоплением майтютинской серии имел место длительный перерыв, вывод на поверхность и размыв пород жийдинской серии и гранитов. Вероятно, в этот перерыв происходило формирование коры выветривания, признаки которой установлены на жаункарских гранитах, а продукты ее перемыва в базальных слоях майтютинской серии.

Жийдинская серия начинает видимый разрез докембрия Майтютинского антиклинория. Она распространена в юго-западной части Южного Улутау в бассейне р. Жийде — правого притока р. Белеуты. Пизы сложены часто переслаивающимися кварцево-серицитовыми, хлоритовыми, эпидото-хлорито-альбитовыми и кварцитовыми сланцами, обычно blastосаммитовой структуры, порфироидами по кристаллокластическим туфам липаритового и липарито-дацитового состава, порфиритондами по туфам базальтового состава, отдельные пласты образованы мраморами и кварцитами. Эта часть серии выделена В. С. Милеевым и Л. И. Филатовой в кособинскую свиту, мощностью в 3600 м. Выше по разрезу согласно залегает дюсембайская свита, впервые описанная в 1953 г. Н. А. Штрейсом и М. С. Марковым. Это однообразная толща порфиридов — метаморфизованных кристаллокластических, реже литокластических туфов и лав липаритового состава мощностью около 2000 м.

В вышележащей майтютинской серии около половины разреза составляют порфириды, преимущественно первично туфовой природы. Их мощные толщи перемежаются с толщами осадочных пород, включающими конгломераты, кварциты, полевошпатовые и существенно кварцевые сланцы с реликтами обломочной структуры, железистые и графитовые сланцы и кварциты, также первично обломочные. Установлено шесть свит, разделенных перерывами и несогласиями (снизу — вверх): жаункарская свита — порфириды липаритового состава по кристаллокластическим, реже литокластическим туфам и лавам, метаморфизованные туфо-конгломераты с горизонтом blastосаммитовых кварцитов, графито-кварцитовых и серицито-кварцитовых сланцев в основании (1500 м); жиландысайская свита — порфириды, конгломераты, серицито-биотито-полевошпатовые сланцы, редкие порфиритонды, кварциты и мраморы (3300 м); тумурзинская свита — blastосаммитовые кварциты, графито-кварцитовые, серицитовые, серицито-биотито-полевошпатовые и амфиболовые сланцы, порфиритонды, редкие мраморы и железистые кварциты (1000 м); колдыбайшокинская свита — конгломераты, серицито-(хлорито-полевошпатовые, серицито-хлорито-кварцевые и кварцитовые сланцы, обычно blastосаммитовые, филлиты, железистые кварциты и сланцы, частью с первично обломочной структурой, редкие мраморы (600 м); татпенская свита — порфириды, внизу редкие прослои кварцитов — графитистых и слабородных железистых, частью blastосаммитовых (1000 м); кумолинская свита — внизу blastосаммитовые кварциты, серицито-кварцевые, карбонатно-хлорито-кварцевые, амфиболо-кварцевые сланцы и филлиты, частью графитовые, сверху полевошпато-кварцевые сланцы и порфириды (1300—2000 м).

Общая мощность серии составляет 9000 м, в связи с линзовидностью строения, выпадения из разреза отдельных свит за счет среза-

ния несогласно залегающими толщами она реально измеряется 3000—5000 м.

Жийдинская и майтюбинская серии, образованные в значительной мере порфироидами, отнесены с единой сложной порфиroidной липаритовой формации. Общая тектоническая обстановка при ее накоплении, вероятно, отвечала завершающей стадии развития геосинклинали при общей тенденции к воздыманию. Это наиболее определенно выразилось во время накопления первичных пород майтюбинской серии, когда бассейновые условия неоднократно сменялись наземными континентальными, эпохи вулканизма чередовались с эпохами относительно тектонического покоя, во время которых происходил переувлажнения материяла до мономинерального кварцевого. Нижние члены этой формации — кособинская свита жийдинской серии — присутствием в разрезе базальтовых и дацитовых вулканитов обнаруживают переходные черты между собственно порфиroidной формацией и спилитово-кератофировым рядом формаций (аралбайская и карсакапайская серии). Этим намечаются связи в стратиграфической последовательности членов разреза докембрия Майтюбинского антиклинория с разрезом Карсакапайского синклинория — Улутауского антиклинория. Нормальные соотношения между этими членами разреза возможны лишь в Северном Улутау.

Верхний протерозой

К нижней части верхнего протерозоя условно отнесена боздакская серия сложного состава, в которой сочетаются первично-терригенные породы, в том числе конгломераты, с основными и кислыми вулканитами (нижний? — средний рифей), а также кокчетавская серия кварцитов (предположительно верхний рифей). Эти толщи характеризуются, как и нижележащие, региональным метаморфизмом в фации зеленых сланцев. Более высокие члены разреза докембрия Улутау представлены верхнерифейскими вулканогенными коксуйской и белеутинской сериями и аналогами вендского комплекса — пестроцветными существенно терригенными акбулакской и улутауской сериями, породы которых практически лишены регионального метаморфизма.

Боздакская серия распространена в Южном Улутау на протяжении 200 км. Она выходит на восточном крыле Майтюбинского антиклинория, где залегает на кумолинской свите, а также в пределах Карсакапайского синклинория, располагаясь на разных свитах карсакапайской серии. Более высокое положение боздакской серии по сравнению с майтюбинской и карсакапайской сериями подтверждается анализом состава гальки конгломератов боздакской серии (Филатова, Япаскурт, 1971). Новые сведения о соотношении этих серий послужили основанием для отказа от сопоставления боздакской серии с толщами восточного крыла Карсакапайского синклинория, проводимого ранее всеми исследователями (Зайцев, Филатова и др., 1965; Штрейс, 1960; Марков, 1962).

Боздакская серия включает, по О. В. Япаскурту (1971), три свиты. Нижняя — белкудукская свита состоит внизу из конгломератов, blastopсаммитовых серицито-кварцевых и серицито-полевошпато-кварцевых сланцев, образовавшихся за счет песчаников. Обломочные породы с юга на север замещаются порфиритоидами по шаровым базальтовым лавам, роль которых постепенно увеличивается к широте пос. Карсакапай. Западнее пос. Карсакапай белкудукская свита была впервые описана Н. А. Штрейсом (1960, 1963) и М. С. Марковым (1959, 1962). Более высокие части свиты сложены blastopсаммитовыми слан-

цами — кварцево-полевошпатовыми, серицито-кварцевыми, появляются тонкопослойчатые слюдяно-кварцево-полевошпатовые сланцы вулканогенно-осадочной природы, порфиритоиды базальтового состава, отдельные пласты мраморов; вверху отмечен горизонт железистых сланцев (мощность его — первые метры), частью с реликтовой обломочной структурой. Мощность белкудукской свиты 1200—1300 м. Следующая — карасайская свита в основании содержит конгломераты с галькой порфиритоидов, железистых кварцитов и других пород карсакпайской серии. Выше залегают blastосаммитовые серицито-кварцево-полевошпатовые сланцы, замещающие горизонты и пачки порфиритоидов по базальтовым лавам. Мощность ее 600 м. Верхняя — надырбайская свита залегают несогласно как на карасайской, так и белкудукской свитах, состоит из мощных пачек доломитовых мраморов, разделяемых пачками филлитов и blastосаммитовых серицито-кварцевых сланцев; мощность ее 1000 м. Общая мощность боздакской серии около 3000 м.

Характерными чертами строения двух нижних свит боздакской серии — белкудукской и карасайской — является непостоянство разреза, резкие изменения состава и размеров обломочного материала конгломератов, зависимость состава гальки от характера непосредственно подстилающих пород. Вероятно, формирование названных свит происходило в мелководных условиях при расчлененном рельефе в прилегающих к бассейну участках суши. Белкудукская и карасайская свиты с известной долей условности рассматриваются как вулканогенная молассоидная формация.

Верхняя часть серии — надырбайская свита, хотя в разрезе обычно сопровождает белкудукскую и карасайскую свиты, образовалась в иных условиях, является карбонатно-сланцевой формацией, осадконакопление которой происходило в обстановке относительного тектонического покоя, приближаясь в этом отношении к условиям формирования кокчетавской серии³.

Кокчетавская кварцитовая серия известна в Южном Улутуа, распространена в бассейне рек Татпен и Сатан. Она представлена уштобинской свитой, выделенной в 1963 г. В. М. Добрыниным, Ю. А. Зайцевым и Л. И. Филатовой. Эта свита имеет однородный и выдержанный по площади состав. В нижней части свиты преобладают серицито-хлорито-кварцевые сланцы с реликтовыми обломочными зернами кварца, в верхней — слонстые белые и светло-серые обломочные, преимущественно мелкозернистые кварциты. Сланцы образовались за счет метаморфизма существенно кварцевых песчаников, местами насыщенных зернами обломочного циркона; кварциты представляют собой метаморфизованные кварцевые мономиктовые песчаники. Общая мощность уштобинской свиты составляет 1200 м.

Кокчетавская серия залегают несогласно на татпенской и жаункарской свитах майтюбинской серии. Несогласие устанавливается по перекрытию кокчетавской серией разных свит майтюбинской. Кокчетавская серия не имеет прямых взаимоотношений с боздакской серией, для которой предполагается более низкое стратиграфическое положение, поскольку, по крайней мере белкудукская и карасайская свиты, тесно связанные с заведомо древними сериями, завершают геосинклинальное развитие Улутуа в раннем докембрии.

Для накопления мономинеральных хорошо отсортированных квар-

³ Не исключено, что территориально разобщенные кокчетавская серия (уштобинская свита) и надырбайская свита Улутуа близки стратиграфически.

цевых песчаников, послуживших исходными породами для кварцитов кокчетавской серии, был необходим стабильный тектонический режим на обширной территории, обеспечивший длительный переыв обломочного материала. Вероятно, этот режим был близок платформенному, что ранее предполагалось для времени формирования собственно кокчетавской серии Кокчетавского массива Е. Д. Шлыгиным (1960, 1967).

Коксуйская серия верхнего рифея состоит из вулканитов липаритового состава — туфов, игнимбритов, реже лав, горизонтов диабазовых порфиритов, туфов андезитового состава, туфоконгломератов и туфопесчаников. Она изучалась Л. И. Филатовой и Т. И. Херасковой.

Коксуйская серия распространена на западном крыле Майтубинского антиклинория. Главное поле ее выходов находится на участке между горами Жалтау и р. Байконур; второй, меньший участок — южнее, в среднем течении р. Курайлы. От более древних серий Южного Улутау коксуйская серия отделена крупными разломами, вдоль которых внедрялись протяженные трещинные массивы верхнепротерозойских субшелочных гранитов актасского комплекса. Более высокое стратиграфическое положение коксуйской серии по отношению к кокчетавской устанавливается по признаку отсутствия в ней регионального метаморфизма, а также по аналогии с разрезами докембрия Атасу-Моинтинского водораздела (Вознесенский, Зайцев, 1971). Коксуйская серия расчленяется на три свиты, разделенные перерывами и несогласиями, общей мощностью 4500 м. В нижней — актасской свите, мощностью 2500 м, развиты липаритовые порфиры — лавы, чередующиеся со спекшимися и кристаллокластическими туфами в пачках по 150—600 м, вверху разреза появляются андезито-дацитовые порфириты (150—200 м). Кислые вулканиты сопровождаются субвулканическими телами. В следующей — акшокинской свите четко стратифицированы пачки диабазовых порфиритов мощностью 300 и 100—250 м, разделенные пачкой липаритовых порфиров, мощностью 300—500 м, а выше распространены туффиты, диабазы, андезитовые порфириты с маломощными прослоями липаритовых вулканитов (150—300 м). Общая мощность свиты 1500 м. В верхней — лакбайской свите внизу часто чередуются липаритовые порфиры, их туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты (250—300 м), а вверху обособлены флюидальные порфиры липаритового и трахилипарито-дацитового состава, отчасти туфы, туфобрекчии и туфолавы, мощностью 300—350 м. Вулканиты сопровождаются жерловой фацией флюидальных порфиров и туфолав в виде тел, округлых или слегка удлиненных в плане, размером в первые сотни метров, которые прорывают акшокинскую свиту и низы лакбайской свиты.

Коксуйская серия рассматривается Ю. А. Зайцевым (1968) как наземная краснокаменная порфировая формация, образование которой приурочено к началу нового цикла геосинклинального развития, следовавшего за эпохой тектонического покоя (платформенные условия с накоплением кварцито-песчаниковой кокчетавской серии).

Белеутинская серия сложена вулканогенными породами преимущественного основного состава. Она распространена в Южном Улутау в среднем течении р. Белеуты, где находятся ее наиболее полные разрезы, а также севернее вблизи пос. Карсакпай. В пределах первого участка белеутинская серия залегает на верхней — битской свите карсакпайской серии; у пос. Карсакпай она перекрывает несогласно как карсакпайскую, так и боздакскую серии. Образование белеутинской серии происходило после значительного перерыва, что устанавливается по присутствию в гальке ее базальных конгломератов пород разных

серий — майтюбинской, карсакпайской. Соотношения белеутинской и коксуйской серий, распространенных в разных структурных зонах, не известны (см. табл.). Белеутинская серия разделяется на три свиты (Зайцев, Розанов, 1971).

Нижняя, аккиксайская свита имеет пестрый состав. В ее нижних частях находятся туфоконгломераты, туфы и лавы липарито-дацитового состава, иногда рассланцованные и превращенные в порфиroidы, выше преобладают порфиритоиды по лавам и туфам базальтового и андезитового состава, встречаются горизонты микрокварцитов, конгломератов, в верхах свиты присутствуют слоистые туфы дацитового и липарито-дацитового состава. Мощность свиты 1400 м.

Шолакская свита сложена внизу порфиритондами по андезитовым порфиритам и их туфам, сверху — чередующимися в разрезе кристаллокластическими, пепловыми туфами и туффитами дацитового и липарито-дацитового состава. Мощность шолакской свиты 1000 м.

Верхняя часть серии обособлена как алтауитнуринская свита. Она залегает несогласно, имея в основании базальные валунные туфоконгломераты, сложена лавами и туфами базальтового и андезитового состава, встречаются дацитовые туфолавы и пепловые туфы. Отдельные горизонты образуют мраморы и микрокварциты. Мощность свиты составляет 650 м.

Общая мощность белеутинской серии измеряется 3000 м. Она представляет собой сложный вулканический комплекс с закономерной сменной базальтовых вулканитов через андезито-базальтовые разности к дацитам и липаритам в каждой из трех свит. Вверх по разрезу увеличивается роль андезитовых вулканитов по отношению к базальтовым, что, очевидно, отражает общую эволюцию магматического очага. Формирование вулканогенных толщ, по-видимому, происходило в активно развивавшемся прогибе, в водных условиях, хотя временами обстановка осадконакопления была, вероятно, наземной, о чем свидетельствует появление среди туфов игнимбритов (в аккиксайской свите).

Стратиграфические аналоги белеутинской серии, вероятно, имеются в Северном Улуту. Это жаксыкаиндинская свита диабазов, базальтовых порфиритов и их туфов с подчиненными андезитовыми вулканитами, мощностью 2000 м, которая слагает видимый верх разреза докембрия на западном крыле Улутауского антиклинория.

Амбулакская серия сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Она распространена в тех же участках, что и непосредственно ее подстилающая коксуйская — в широкой полосе между р. Байконур и горами Жалтау на восточном крыле Байконурского синклинория, где находятся наиболее полные разрезы серии. Ее базальные горизонты сложены пестроцветными конгломератами, залегают на разных свитах коксуйской серии, содержат гальку субщелочных гранитоидов актасского комплекса.

Амбулакская серия Ю. А. Зайцевым и Т. Н. Херасковой (1971) разделяется на две свиты. Нижняя — кумкудукская свита состоит из преобладающих в ее разрезе пестроцветных конгломератов (валунных и галечных), песчаников, отчасти туфогенных, пепловых туфов и туфоалевролитов. Мощность свиты около 1000 м. Верхняя — залегающая несогласно шилесайская свита сложена конгломератами в низах, кремнистыми туффитами, туфогенными алевролитами и диабазами сверху. Мощность ее около 450—500 м. Вероятные аналоги амбулакской серии находятся в Северном Улуту, где известны в двух участках. По р. Ащитасты распространены зелено-серые полимиктовые песчаники, кремнистые туффиты и диабазы, общей мощностью 400 м.

В верховьях р. Кипшак развиты преимущественно осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, общей мощностью 2000—2500 м. В низах они сложены андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами, кремнистыми туффитами (300—400 м), в верхах — зелено-серыми полимиктовыми слюдястыми средне- и крупнозернистыми песчанками.

Улутуская серия принадлежит к самым верхам докембрийского разреза. Она образована различными осадочными породами и тесно связана с нижнепалеозойскими толщами, выполняющими в Южном Улутау Байконурский синклинорий. Улутуская серия известна как в центральных частях Байконурского синклинория, так и на его восточном крыле, где несогласно залегает на акбулакской и коксуйской сериях, а также на раннедокембрийской майтюбинской.

В центральных частях Байконурского синклинория (Боровиков, 1955; Книппер, 1963; Добрынин, Сигитова, 1962) установлена следующая последовательность свит (снизу вверх): курайлинская — байконурская — коктальская, из которых коктальская относится к кембрию (Зайцев, Филатова и др., 1965; Ергалиев, 1965; Зайцев, Королев, Филатова, 1966). Основание улутуской серии здесь не известно. По данным Ю. А. Зайцева и Т. Н. Херасковой (1971), байконурская свита на восточном крыле Байконурского синклинория сокращается в мощности, подстилается бозингенской свитой серых и бурых доломитов. Бозингенская свита залегает на выделенной Ю. А. Зайцевым, В. М. Добрыниным и Л. И. Филатовой сатанской свите (нижние «тиллиты»), которая на участке между реками Сатан и Татпен несогласно перекрывает жалтаускую свиту⁴. Таким образом, на восточном крыле Байконурского синклинория устанавливается последовательность свит (снизу — вверх): жалтауская — сатанская — бозингенская. В отдельных частях восточного крыла синклинория на разных свитах улутуской серии трансгрессивно лежит маломощная здесь байконурская свита или же коктальская свита кембрия.

В центральных частях Байконурского синклинория и на его восточном крыле под тиллитоподобными конгломератами байконурской свиты располагаются разные свиты: на западе — курайлинская, на востоке — бозингенская. При этом курайлинской свите в восточных разрезах отвечают бозингенская свита и верхняя часть сатанской.

Жалтауская свита залегает на разных толщах коксуйской и майтюбинской серий, имея относительно выдержанное строение по площади; изменяется лишь полнота ее разреза за счет размывов перед накоплением последующих позднедокембрийских свит. Жалтауская свита сложена в низах кварцевыми грубозернистыми песчаниками, гравелитами, сменяющимися по разрезу углисто-глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами, заключающими прослойки алюмофосфатов (нижний фосфатный горизонт Улутау). Верхняя часть разреза образована углистыми филлитами, редкими прослоями известняков, кварцевых песчаников, в кровле находится маркирующий горизонт окремнелых оолитовых известняков. Мощность жалтауской свиты до 520 м. В жалтауской свите на правом берегу р. Курайлы, к югу от горы Басалтуайт установлены микрофитолиты *Osagia concrescentia* Z. Zhig.

⁴ Выделена А. Л. Книппером; Ю. А. Зайцевым именовалась басалтуайтской (Зайцев, Королев, Филатова, 1966). Жалтауской свите в стратиграфической схеме Л. И. Боровикова (1955) отвечают низы булантинской свиты. Большая верхняя часть булантинской свиты Л. И. Боровикова (1955) и А. Л. Книппера (1963) соответствует, как это установлено в последнее время В. М. Добрыниным, Ю. А. Зайцевым и Т. Н. Херасковой (1971), коктальской свите кембрия и низам ордовика.

и *Vesicularites lobatus* Reith., характерные для юдомского комплекса Сибирской платформы (заключение Б. Ш. Клингер).

Сатанская свита распространена в узкой полосе выходов вдоль восточного крыла Байконурского синклинория. В низах она сложена конгломератами, филлитами, «тиллитоподобными» конгломератами, состоящими из алевролитовой массы и рассеянных гальки, валунов и глыб, часто довольно плохо окатанных; встречаются мало мощные горизонты осадочных железных руд. Верхняя часть свиты состоит из пестроцветных песчаников, алевролитов, заключающих прослойки туффитов и туфов, сменяется вверх по стратиграфическому разрезу согласно залегающей бозингенской свитой. Стратиграфическое положение сатанской свиты устанавливается по присутствию в ее конгломератах гальки пород коксуйской серни и жалтауской свиты, а также по непосредственному перекрытию последней в окрестностях гор Басалтуайт и Колдыбайшоки. Максимальная мощность свиты 700 м.

Бозингенская свита состоит из слоистых и массивных, серых и бурых доломитов, пересланяющихся в низах с карбонатными песчаниками и аргиллитами. Она известна лишь в низовьях и в верховьях сая Бозинген. Положение под байконурской свитой тиллитоподобных конгломератов позволяет сопоставить бозингенские слоистые доломиты и пачку ленточных известняков, находящуюся в верхах курайлинской свиты в центральных частях Байконурского синклинория. Мощность бозингенской свиты 75—100 м.

Курайлинская свита распространена в центральных частях Байконурского синклинория в долинах рек Курайлы и Карасире. Она сложена пересланяющимися пестроцветными песчаниками, алевролитами — внизу, красноцветными и пестроцветными мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и ленточными тонкослоистыми известняками — сверху. Основание свиты не обнажено. Наиболее низкие ее горизонты известны по р. Курайлы, где под зелено-серыми песчаниками находится пачка темно-серых углисто-кремнистых сланцев мощностью 20 м. Общая мощность курайлинской свиты 370 м.

Байконурская свита тиллитоподобных конгломератов сложена крупногалечными и валунными несортированными конгломератами, для которых укоренилось наименование «тиллитоподобных». Эти конгломераты состоят из грязно-зеленой алевритовой и мелкой псаммитовой, обычно неслоистой массы, в которую погружены гальки различной размерности, валуны, глыбы. Обломки чаще всего представлены доломитами типа бозингенских, окремнелыми оолитовыми известняками и кварцевыми гравелитами жалтауской свиты; имеются и другие породы — кремнистые туффиты, граниты, гранито-гнейсы, липаритовые порфиры, миндалекаменные и диабазовые порфириты. В восточных сокращенных разрезах байконурская свита сложена слоистыми сгруженными конгломератами.

В центральных частях Байконурского синклинория она залегают на курайлинской свите без видимого несогласия. На восточном крыле синклинория она ложится на бозингенскую свиту, имея отчетливые признаки размыва, к северу от р. Байконур байконурская свита согласно залегают на жалтауской свите. Вкрест простирания Байконурского синклинория резко меняется ее мощность от 300—400 м в центральных частях синклинория до 60—70 м на его восточном крыле. На значительных площадях байконурская свита целиком выпадает из разреза, и вышележащая кокतालская свита кембрия трансгрессивно ложится на различные более древние толщи. Из гальки бурых доломитов Б. Ш. Клингер определены микрофитоциты *Osagia concrescentia*

Z. Zhig., характерные для юдомского комплекса Сибирской платформ.

Ю. А. Зайцев рассматривает улутаускую серию в качестве спарамитовой формации, связанной с начальными этапами развития позднебайкальской — каледонской миогеосинклинали запада Центрального Казахстана и Среднего Тянь-Шаня (Зайцев, Хераскова, 1971).

Разрез докембрия Улутау имеет существенное значение для разработки общей схемы расчленения докембрия Центрального Казахстана.

* * *

Бектурганская серия — самая древняя в докембрии Улутау, в значительной мере сложенная кристаллическими сланцами, составляет интервал разреза, который удается опознать в разных районах Казахстана. По данным Л. И. Филатовой (1970), сходные толщи имеются в основании древнейших толщ на северо-востоке Центрального Казахстана в Ишке-Ольмесском и Ерементау-Ниязком антиклинориях (шингаревская и ошагандинская — бывшая амфиболитовая — свиты), фрагменты их опознаются в Южном Казахстане в Чу-Илийских горах (каракамыская и жингельдинская свиты А. А. Недовизина, С. Г. Токмачевой) и в юго-западных предгорьях Кендыктаса (сарыбулакская свита Л. Н. Бельковой и В. Н. Огнева). Разрез бектурганской серии Улутау является наиболее мощным, максимально полно освещающим строение древнейших толщ Центрального Казахстана. В комплексе древнейших образований докембрия бектурганская серия является стратиграфически самостоятельной единицей, существует наряду с зерендинской серией кристаллических сланцев, литологически существенно иной, обладающей большим региональным метаморфизмом (гранулитовая? фация). Стратиграфическая самостоятельность этих двух серий подтверждается сохранением облика каждой из них в районе наибольшего территориального сближения их выходов в восточной части Кокчетавского массива и Ишкеольмесского антиклинория.

Средние части разреза докембрия Улутау — аралбайская, карсакпайская серии — Улутауского антиклинория и Карсакпайского синклинория (условный нижний протерозой), также жийдинская, майтубинская серии Майтубинского антиклинория (средний протерозой) образуют мощный разрез (соответственно 11 тыс. м и 12—15 тыс. м). Их аналоги известны в других районах Центрального Казахстана, но представлены чрезвычайно фрагментарно, вне связи между собой и с более древними толщами (кууспекская и имаибурукская свиты Кокчетавского массива, порфириидно-сланцевые толщи Сарысу-Тенизского водораздела, зеленосланцевые джеспилитоносные толщи Восточной Бетпак-Далы и Чингиз-Тарбагатайского антиклинория). Стратиграфическая последовательность для этих толщ может реконструироваться лишь в привязке к опорному для этих комплексов разрезу Улутау.

Боздакская серия, перекрывающая как толщи Майтубинского антиклинория, так и Карсакпайского синклинория, характеризует следующий интервал разреза сводной стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана. Улутау является для этой серии почти единственным местом распространения в Центральном Казахстане (кроме того, она известна лишь в ближайших к Улутау выходах на Сарысу-Тенизском водоразделе в пределах уроч. Копсемит). Значение этой части улутауского разреза еще более увеличивается в связи с тем, что

аналоги боздакской серии, возможно, имеются в Терской зоне Северного Тянь-Шаня в виде сарыбулакской серии (Зайцев, Королев, Филатова, 1966). Сопоставление боздакской и сарыбулакской серий, из которых последняя имеет определенную возрастную привязку по строматолитам, имеет большое значение для разработки общей схемы стратиграфии докембрия Центрального Казахстана.

Опознанная в Улутуа как аналог кокчетавских кварцитов уштобинская свита, наряду с данными о широком распространении кварцитовых толщ на северо-востоке Центрального Казахстана (Р. А. Борукаев, Р. М. Антонюк, Л. И. Филатова), подчеркивает значение этого стратиграфического уровня, дает основание выделять толщи кварцитов в ранге серии (кокчетавская серия).

Разрез верхнедокембрийских толщ Улутуа подобен разрезам других регионов, принадлежащих к единой структурно-фациальной зоне вместе с Чаткало-Нарынской зоной Тянь-Шаня, Большим Каратау, Ишимской Лукой и югом Кокчетавского массива. Это помогает разработке общей стратиграфической схемы позднего докембрия перечисленных регионов. При этом толщи вендского комплекса Улутуа (акбулакская серия) имеют разрез переходного типа между тяньшаньским, исключительно терригенным и ишимско-кокчетавским — вулканогенным разрезами. Поскольку принадлежность перечисленных регионов к единой структурно-фациальной зоне сохраняется и для кембрия, разрез последнего также весьма близки и легко сопоставляются между собой. При этом позднедокембрийские комплексы запада Центрального Казахстана получают верхнее ограничение в виде терригенно-карбонатных толщ и толщ углисто-кремнистых ванадиеносных и фосфоритоносных сланцев, так как в последнее время в Малом Каратау доказана принадлежность низов этих толщ к нижнему кембрию (Келлер, Покровская, 1965; Ергалиев, Покровская, в настоящем сборнике).

И. А. БОГАТЫРЕВА, Ю. А. ЗАЙЦЕВ, С. И. ЗЫКОВ, А. А. КРАСНОБАЕВ,
Н. И. СТУПНИКОВА, М. В. ТРАЯНОВА, Л. И. ФИЛАТОВА, И. З. ФИЛИППОВИЧ

РЕЗУЛЬТАТЫ РАДИОГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УЛУТАУ

В последние годы для докембрийских образований Центрального Казахстана получены радиогеохронологические определения по 70 пробам альфа-свинцовым методом (А. А. Краснобаев) и 15 пробам свинцово-изотопным методом (С. И. Зыков, Н. И. Ступникова, Е. В. Бибикова). В Южном Улутау определялся возраст стратифицированных метаморфических пород альфа-свинцовым методом (18 проб), гранитов, гранито-гнейсов и гнейсов — 21 проба альфа-свинцовым методом и 9 проб свинцово-изотопным (Зайцев, Зыков и др., 1968).

Стратифицированные толщи докембрия в Южном Улутау, по данным Ю. А. Зайцева, Л. И. Филатовой и др.¹, образуют одиннадцать серий. Снизу вверх по разрезу выделены: бектурганская серия кристаллических сланцев (4000 м); аралбайская серия, представляющая собой метаморфизованную базальто-альбитофиристо-дацитовую (кератофиристовую) сланцевую формацию (6800 м); карсакапайская серия — железорудная зеленосланцевая спилитовая формация (4000 м); жийдинская и майтюбинская серии (соответственно 5800 м и 9000 м), принадлежащие липаритовой порфиридной формации; боздакская серия (около 3000 м), в большей нижней части представляющая собой вулканогенную малоссондную, а сверху — сланцево-карбонатную формации; кокчетавская серия, известная в Улутау фрагментарно в объеме 1200 м, принадлежащая платформенной кварцито-песчаниковой формации; коксуйская серия — наземная порфиривая формация (4500 м); белеутинская серия — липарито-андезито-базальтовая формация (3000 м); акбулакская серия — базальная вулканогенно-терригенная формация (1400 м) и улутауская серия, включающая терригенно-кремнистую фосфатоносную формацию внизу (500 м) и спаргмитовую формацию с двумя уровнями тиллитоподобных конгломератов (до 1700 м) выше по разрезу.

Большая часть разреза (по кокчетавскую серию включительно) сложена метаморфизованными породами, испытавшими региональный метаморфизм, частью в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях (бектурганская серия), но главным образом в фации зеленых сланцев (от аралбайской по кокчетавскую серию). Верхние серии, начиная с коксуйской, практически не метаморфизованы.

¹ См. статью Ю. А. Зайцева и Л. И. Филатовой в настоящем сборнике.

Породы бектурганской и отчасти аралбайской серий кроме регионального метаморфизма испытали более позднюю фельдшпатизацию (плагноклазовый порфириообластез), вероятно связанную с формированием плагногранито-гнейсов. Гранитизации, приводящей к замещению регионально-метаморфизованных толщ калишпатовыми гнейсами (до гранито-гнейсов), подвержены жийдинская и майтюбинская серии. Стратифицированные толщи докембрия несут также наложенный контактовый метаморфизм в связи с разновозрастными интрузиями, в том числе палеозойскими.

В докембрии Южного Улутау толщи от бектурганской серии по карсакпайскую серию включительно выделены в нижний протерозой. При этом допускается, что бектурганская серия кристаллических сланцев может быть архейской. Жийдинская и майтюбинская серии отнесены к среднему протерозою, для боздакской серии не исключен позднепротерозойский (рифейский) возраст. Кокчетавская, коксуйская и белеутинская серии считаются принадлежащими верхнему рифею, а самые верхние — акбулакская и улутауская — серии рассматриваются как аналоги вендского комплекса.

Возрастное расчленение проведено, главным образом, по общим историко-геологическим данным. Для самого верха разреза — аналогов вендского комплекса — имеются немногочисленные пока находки органических остатков (онколнты и катаграфии в улутауской серии). Толщи этого интервала разреза сопоставлены с разрезами докембрия других районов, где органические остатки встречаются чаще и представлены строматолитами, возрастная привязка которых в настоящее время более определена (акбулакская серия — аналог малокаройской серии Северного Тянь-Шаня). Возраст этих толщ подтверждается также их залеганием непосредственно ниже кембрия.

В докембрии Улутау имеются два комплекса гнейсов (Филатова, Филиппович, 1969): плагногранито-гнейсы, связанные с бектурганской и отчасти аралбайской сериями, и калишпатовые гранито-гнейсы, гранитизирующие жийдинскую и майтюбинскую серии. И. З. Филиппович выделены также жаункарский комплекс гранитов, прорывающий жийдинскую серию и перекрываемый майтюбинской серией, карсакпайский комплекс сиенитов, рвущий жийдинскую серию и не имеющий установленной верхней границы, актасский комплекс гранитов, прорывающих коксуйскую серию и известных в гальке конгломератов акбулакской серии. Жаункарские граниты и гранито-гнейсы считаются, по геологическим данным, среднепротерозойскими, актасский комплекс — позднерифейским. Из более молодых интрузивных образований в Южном Улутау распространены гранитоиды — аналоги позднеордовикского крыккундукского комплекса.

Как уже упоминалось выше, для стратифицированных толщ, интрузивных и гнейсовых комплексов Южного Улутау имеется ряд возрастных определений альфа-свинцовым и свинцово-изотопным методами (табл. 1, 2).

Прежде чем перейти к оценке имеющихся возрастных данных, уместно сделать несколько замечаний, касающихся характеристики анализировавшихся цирконов в связи с интерпретацией цифр возраста, полученных альфа-свинцовым методом.

Как известно, в основу альфа-свинцового метода определения возраста положено предположение об отсутствии в цирконах перадиогенного свинца, который по кристаллохимическим свойствам не может войти в решетку этого минерала. Однако фактические результаты часто опровергают это. Масс-спектрометрические анализы дают иногда до

Радиогеологический возраст пород из стратифицированных толщ докембрия Южного Улугау (альфа-свинцовый метод, определение А. А. Краснобаева)

№ пробы	Серия	Название породы, место взятия пробы	Отношение циркона к породе, его измененность	α мг/час	Pb·10 ⁻⁶ г/г	Возраст в млн. лет
1202	Улугауская	Бластосаммитовые кварциты из основания жалтауской свиги; ю.-з. горы Колдыбайшоко	Обломочный, неоднородный, окатанный в разной степени; частично изменен	190	107	1 220±100
100	Белеутинская	Порфирид аккииксайской свиги; правый приток р. Белеуты	Идиоморфный, сингенетичный, однородный, не изменен	95	36	860±80
200	» »	Порфирид аккииксайской свиги; правый берег р. Аккииксай	То же	55	19	790±80
200	» »	То же	» »	52	17	750±70
3112	Кокчетавская	Бластосаммитовый серицито-кварцитовый сланец уштобинской свиги; район горы Карасире	Обломочный идеально окатанный, разнородный по окраске и удлинению, частично слабо изменен	125	71	1 240±100
7	Боздакская	Порфирид белкудукской свиги; район зим. Сеит	Однородный, идиоморфный, новообразованный (?), не изменен	116	28	570±60
8	» »	Порфирид белкудукской свиги; район зим. Сеит	Однородный, идиоморфный, новообразованный (?), не изменен	157	40	605±60
9332	Майтубинская	Бластосаммитовый серицито-кварцевый сланец из основания тумурзинской свиги; южнее горы Кант-Тюбе	Идиоморфный, новообразованный, единичные зерна окатанного, не изменен	100	29	670±70
3109	» »	Порфирид жаункарской свиги; с.-в. горы Колдыбайшоки	Сингенетичный, идиоморфный, изменен	93	41	950±80
9181	» »	Бластосаммитовый кварцит из основания жаункарской свиги; с.-в. горы Колдыбайшоки	Разнородный, обломочный, окатанный, полуокатанный, частично изменен	135	85	1 360±120

3080	Майтубинская	Гнейсо-роговик по порфириду жаункарской свиты из контакта позднеордовикских массивов; верховья р. Дюсембай, правобережье	Однородный, идиоморфный, деформированный, новообразованный, не изменен	240	49	480±50
300	Жийдинская	Порфирид кособинской свиты; р. Жийде	Идиоморфный, однородный, сингенетичный, изменен	125	63	1 215±100
9473	» »	Бластосаммитовый кварцевый сланец кособинской свиты; р. Жийде	Обломочный, идеально окатанный, с примесью (5%) идиоморфных новообразованных, частично изменен	138	84	1 330±100
9476	» »	Бластосаммитовый серицито-кварцитовый сланец кособинской свиты; р. Жийде	Обломочный, окатанный, сильно изменен	158	73	1 030±80
9	Карсакпайская	Порфирид биттской свиты; правый берег р. Дюсембай	Однородный, новообразованный (?), частично изменен	92	26	625±60
6544a	Аралбайская	Бластосаммитовый серицито-альбито-кварцевый сланец в верхней пачке унгуришатской свиты, метаморфизованный туффит, р. Дюсембай	Разнородный по форме за счет растворения, частью идиоморфный, частично изменен	187	62	760±80
5208/1	» »	Гнейсовидный порфирид верхней пачки кужарминской свиты; р. Керегетас-сай	Однородный, идиоморфный, сингенетичный, иногда округлый, растворенный, частично изменен	113	46	910±90
5208/2	» »	Гнейсовидный слюдяно-альбитовый сланец верхней пачки кужарминской свиты, метаморфизованный туффит; р. Керегетас-сай	Разнородный, идиоморфный и субидиоморфный, частично изменен	110	60	1 220±150
6536	» »	Гнейсовидный слюдяно-альбитовый сланец верхней пачки кужарминской свиты — метаморфизованный туффит; р. Торетам-сай	Разнородный, идиоморфный (сингенетичный и частью новообразованный), обломочный, частично изменен	143	50	800±80

Возраст цирконов и монацитов из гранитоидов и гранито-гнейсов Южного Улутау (альфа-свинцовый метод, определения А. А. Краснобаева)

№ обр.	Комп-лекс	Минерал, массив, название породы	Измененность циркона	α мг/час	Pb·100 ⁻⁶ г/г	Возраст в млн. лет
3074	жаункарский	Циркон. Сарысайский массив, крупнозернистый разгнейсованный гранит	Частично изменен	145	70	1 100±100
2308		То же	» »	175	91	1 160±90
1366а		» »	Не изменен	198	104	1 130±100
1061		» »	Частично изменен	250	68	620±50
112ш		Монацит. Жаункарский массив, крупнозернистый разгнейсованный гранит	» »	1720	1200	1 350±120
232ш		То же	» »	1870	1100	1 150±100
287		Циркон. Жаункарский массив	Сильно изменен	340	85	575±50
3036/33	гнейсов	Циркон. Яконмолинский массив, микроклино-альбитовый гранито-гнейс	Сингенетичный процессу гранитизации, изменен	268	117	990±100
3036/11		То же	Сингенетичный процессу гранитизации, сильно изменен	310	110	860±80

2275	гранито-	Циркон. Южно-Сарьсайский массив, ортоклазо-альбитовый гранито-гнейс	Сингенетичный процессу гранитизации, не изменен	60	25	930±90
3122		Циркон. Насымбайский массив, микроклиноальбитовый гранито-гнейс	То же	168	80	1 060±100
288ш		Монацит. Койтауский массив, микроклиноальбитовый гранито-гнейс	» »	1430	675	940±100
249ш		Циркон. Карсакапайский массив, щелочной сиенит	Слабые механические нарушения	58	16	265±60
И-а	актасский	Циркон. Актасский массив, гастингситовый граносиенит	Не изменен	90	23	580±60
3060/10		То же	»	86	22	600±60
3061/1		» »	»	61	15	570±60
1203		Циркон. Зоны флюоритизации южнее свх. «Пионер», флюоритизированный гранито-гнейс	Сильно изменен	490	138	640±60
3076/34		Циркон. Зона микроклинизации, микроклинизированный гранито-гнейс	Новообразованный	360	60	390±40
Д-02		Циркон. Курайлинский массив, биотито-роговообманковый гранодиорит	Не изменен	140	26	450±40

95% свинца нерадиогенного происхождения. Такое расхождение теоретических и практических данных может быть вызвано только присутствием посторонних примесей (полевого шпата, пирита и др.) в исследуемых пробах. Следовательно, достоверность возрастных определений во многом зависит от качества анализируемого материала. Добиться полной очистки проб, используемых при урано-свинцово-ториевом методе невозможно, поскольку требуется не менее 3—5 г вещества. Для альфа-свинцового метода достаточно 100 мг циркона, а такое количество может быть легко выделено в достаточно чистом виде. При соблюдении всех предосторожностей данные альфа-свинцового метода находятся в хорошем согласии с данными других методов (рис. 1), даже для относительно молодых образований (Armstrong, 1966).

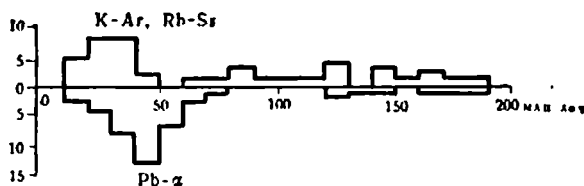


Рис. 1. Сравнение возрастных данных, полученных разными методами для гранитоидов Невады, Юта и Калифорнии (Armstrong, 1966). Цена деления вертикального масштаба — 5 определений

Вторая особенность возрастных определений альфа-свинцовым методом заключается в интерпретации получаемых данных. Хотя циркон и является одним из наиболее устойчивых минералов, он не может не реагировать на изменение физико-химических условий существования. Дробление, перекристаллизация или растворение приводят к изменению цирконов, вызывают замещение одной генерации другой, более устойчивой в новых условиях. Оценить степень нарушения равновесия $U+Th-Pb$ невозможно, но сам факт этого нарушения, происходящего с изменением минералогических особенностей циркона, установить не сложно. По сути дела, это определяет подход к интерпретации данных альфа-свинцового метода так же, как и к данным калий-аргонового метода. Разница лишь в том, что в последнем случае почти все изменения идут с потерей аргона («омолаживание» возраста), а для цирконов — вероятно не только потеря свинца, что наиболее часто происходит, а также потеря урана или тория, но и привнос любого из этих элементов.

Обратимся к некоторым примерам, полученным при изучении цирконов Южного Улутау.

Если грани кристаллов имеют четкие границы, гладкие или осложнены фигурами роста, то можно говорить об отсутствии процессов растворения цирконов, то есть о «закрытой» системе $Pb-U+Th$ (эквивалентно $Pb-U+Th$). При наличии фигур растворения (рис. 2, 1—3) возникает вероятность получения искаженного значения абсолютного возраста. Далее, наблюдения должны обязательно сопровождаться изучением внутренней структуры кристаллов. Это дает возможность установить присутствие кристаллов с вторичными изменениями, которые захватывают в первую очередь любые нарушения однородности в кристалле: околотрецинные части, зональные участки, места скопления включений. Изменения могут начинаться как с периферии, так и с центра кристаллов. На микрофотографиях (рис. 2, 4—11) приведены некоторые примеры частично измененных кристаллов. Поскольку рассматриваемые изменения пред-

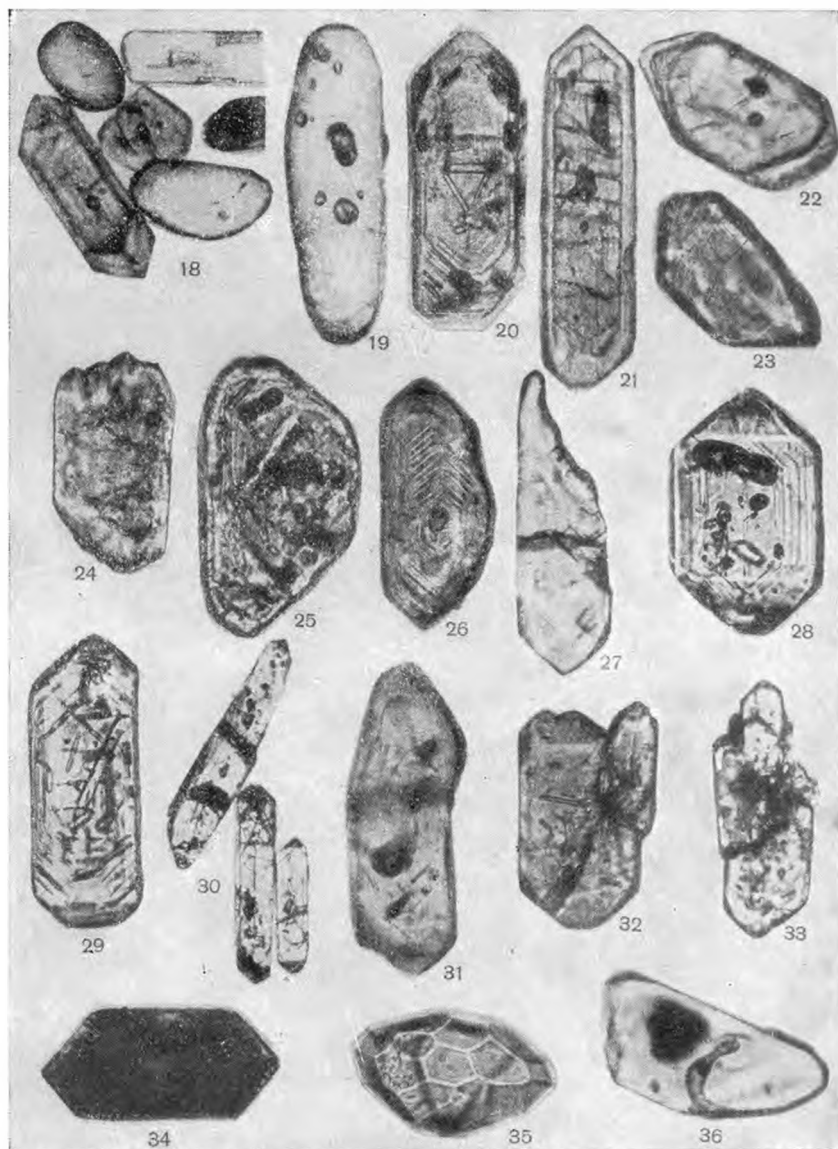


Рис. 3. Морфологические особенности цирконов (по А. А. Краснобаеву) из пород аралбайской (проба 6536), карсакапайской (проба 9), майтютюбинской (проба 3080), боздакской (проба 7), белеутинской (пробы 100, 200) серий, жаункарского комплекса гранитоидов (пробы 2308, 1366а) и гранито-гнейсов (пробы 3036/33, 2275, 1203). Порядковые номера соответствуют пробам: 18, 19, 20 — 6536; 21, 22, 23, 24 — 3080; 25 — 7; 26, 27 — 9; 28, 29 — 2308; 30 — 1366а; 31 — 3036/33; 32, 33 — 2275; 34 — 1203; 35 — 100; 36 — 200. Увеличение 300—400 раз, для № 18, 30 — в 70 раз. Объяснение см. в тексте

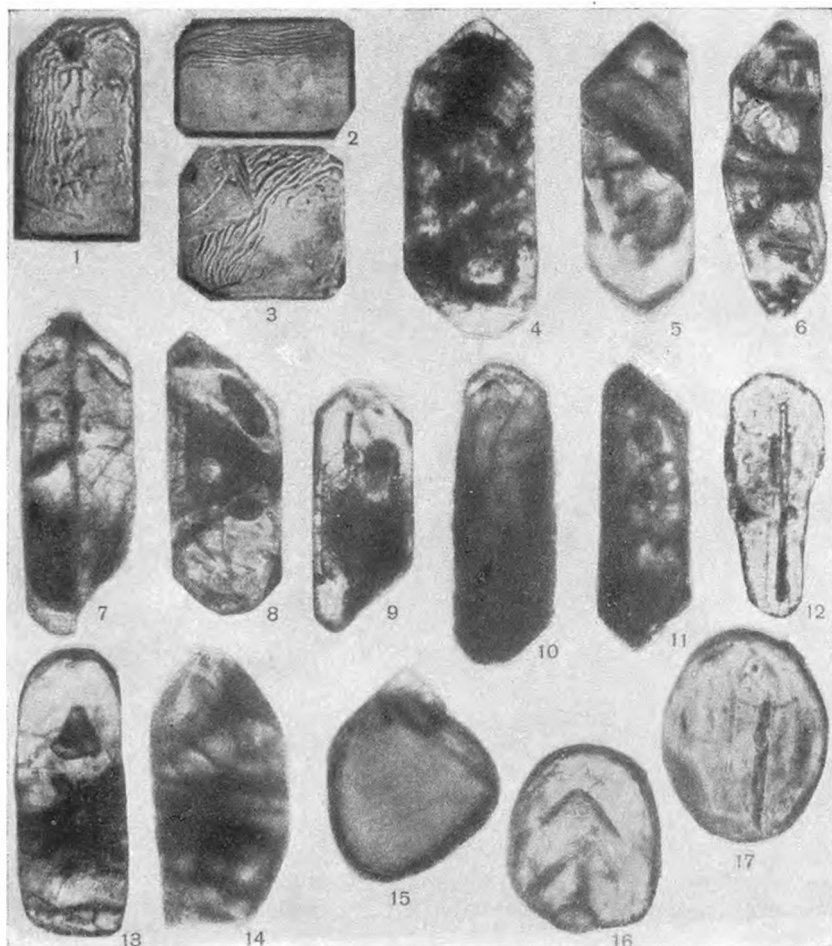


Рис. 2. Морфологические особенности цирконов (по А. А. Краснобаеву) из пород аралбайской (пробы 6544а, 5258/4, 5208/1), жийдинской (пробы 300, 9473, 9476), майтубинской (проба 3109) серий и жаункарского комплекса гранитоидов (проба 287). Порядковые номера соответствуют пробам: 1, 3 — 6544а; 2 — 5258/4; 4, 5, 6 — 300; 7, 8, 9 — 3109; 10, 11 — 287; 12 — 5208/1; 13, 14, 15 — 9476; 16, 17 — 9473. Увеличение 300—400 раз. Объяснение в тексте

ставляют по существу появление новой генерации циркона, частично «использующей» для этого ранее существовавшие кристаллы, постольку и возраст такой «суммарной» пробы будет усредненным (промежуточным между возрастaми обеих генераций циркона). Иногда удается разделить такие генерации циркона в одной пробе и получить два значения возраста, соответствующие времени кристаллизации циркона и времени его перекристаллизации. Так, например, первая генерация циркона из гнейсов Мурзинского комплекса Урала имеет возраст 1 млрд. лет, а вторая — 300 млн. лет. В гранито-гнейсах Готтхарского массива подобные генерации циркона имеют возраст соответственно 305 и 210 млн. лет (Grüpenfelder, 1963). Поскольку при работах на материалах Улутая таких сортировок циркона не производилось, возрастные значения для проб с измененным цирконом следует считать верхним возрастным пределом.

Данные по определению радиологического возраста приводятся в последовательности от древних геологических образований докембрия к более молодым.

Метаморфические породы из толщ, залегающих ниже кварцитов кокчетавской серии, охарактеризованы 14 определениями альфа-свинцовым методом. Большинство определений дали цифры в 850 — 1250 млн. лет.

Цирконы, исследованные из пород метаморфических толщ, имеют определенный облик и особенности строения (см. табл. 1,2). В порфироидах они относительно однородны, идиоморфны. В метаморфических породах первично терригенной природы цирконы представлены обломочными зернами, обычно присутствующими в нескольких разновидностях даже в одной пробе. В некоторых из них вместе с обломочными цирконами отмечены идиоморфные кристаллы цирконов, близкие присутствующим в порфироидах. Все перечисленные цирконы характеризуются изменениями, проявленными в разной степени. В цирконах устанавливаются участки разрушения и помутнения (псевдодрa), трещинки, структуры растворения. Кроме того, в некоторых пробах присутствует чистый неизмененный идиоморфный циркон, несомненно значительно более поздний.

Какой-либо упорядоченности цифр возраста по стратиграфическому разрезу не устанавливается, даже если сравнивать результаты определений из близких по генезису пород (например, порфиroidов).

Для цирконов порфиroidов (пробы 3109, 300, 5208/1), принадлежащим различным сериям, получены возрастные значения в 910 — 1215 млн. лет. Однако ни одно из этих значений не может считаться временем образования циркона, поскольку во всех пробах кристаллы изменены (см. рис. 2, 4 — 9, 12). Особенно это характерно для пробы 5208/1, где помимо измененных цирконов встречаются округлые зерна с типичными формами растворения. На основании этих данных можно полагать, что полученные возрастные значения соответствуют времени преобразования циркона, то есть отражают этап регионального метоморфизма.

Обломочные цирконы, хотя в отдельных пробах и дают самые большие цифры (1330 ± 100 млн. лет в жийдинской серии, 1360 ± 120 млн. лет в майтубинской серии), но большей частью они имеют значения, близкие к цифрам цирконов порфиroidов, а иногда меньше последних. В этом отношении показательны две пробы циркона: № 300 (см. рис. 2, 4 — 6) из порфиroidов кособинской свиты и № 9476 (см. рис. 2, 13 — 15) из бластопсаммитовых серицито-кварцитовых сланцев той же свиты, но залегающих ниже по разрезу. Для цирконов из последней пробы получено меньшее значение возраста. Цирконы пробы № 9476 с меньшим

значением возраста, хотя и более древние по геологическим данным, изменены в большей степени (или даже испытали новый рост) по сравнению с цирконом пробы № 300. Менее измененный циркон пробы 9475 (см. рис. 2,16 — 17), взятый из blastosammитовых сланцев, по стратиграфическому положению близких сланцам пробы 9476, имеет цифру возраста большую, чем у порфириидов.

Меньшие цифры также получены при определении возраста метаморфических пород, в которых отмечено появление новообразованного чистого циркона (проба 6536, возраста 800 млн. лет; пробы № 9332, 3080, возраст — от 480 до 670 млн. лет).

В пробе 6536 (рис. 3, 18 — 20) циркон поздней генерации присутствует совместно с типичным округлым окатанным цирконом осадочных пород. Новообразованный циркон идиоморфный, зональный. Цирконы пробы 3080 (см. рис. 3,21 — 24) характеризуются явными признаками перекристаллизации. У одних кристаллов трещиноватые (с включениями) ядра образуют прозрачной чистой оболочкой (21—22) другие содержат цепочки включений, фиксирующих залеченную трещинку (23) или же выделяются наличием нескольких головок с одного конца кристалла (24), что связано обычно с повторным ростом по обломочным зернам.

На породы, из которых взяты пробы 9332 и 3080, геологически устанавливается влияние гранитоидов — аналогов крыккудукского комплекса. Проба № 3080 взята вблизи контакта с Майтюбинским диоритовым массивом. Участок, где отобрана проба 9332, находится в удалении от видимого контакта массива, но по геофизическим данным выявлено присутствие гранитоидов на глубине. Таким образом, часть относительно «молодых» цифр обусловлена влиянием палеозойских гранитоидов. Среди метаморфических пород в экзоконтактных зонах интрузивных массивов происходит новообразование, а также изменение ранее существовавшего циркона.

Цирконы проб 7 и 8 из порфириидов белкудукской свиты боздакской серии и проба 9 из порфириидов битской свиты карсакпайской серии получили значительно меньшие цифры, по сравнению с предполагающимся геологическим возрастом (нижний — средний рифей). Внешне цирконы выделяются укороченностью призмы. Для них характерно присутствие кристаллов с обилием темных включений (см. рис. 3 — 25) и четкая зональность (26), особенно для пробы 9. В ней же встречаются частично растворенные кристаллы (27). Обращает на себя внимание близкая геологическая позиция пород всех этих проб — приуроченность к зоне сочленения Карсакпайского синклинория и Майтюбинского антиклинория, характеризующейся проявлением наложенной интенсивной линейной складчатости и широким развитием разрывных нарушений. Метаморфические породы боздакской и карсакпайской серий, как и в других местах, здесь обладают метаморфизмом фации зеленых сланцев. В то же время их циркон резко отличается своей относительной свежестью, практическим отсутствием изменений от цирконов пород других толщ той же степени регионального метаморфизма. Можно предполагать, что этот циркон с возрастом, близким к 600 млн. лет, сингенетичен тектоническим паложеным деформациям и сопровождавшим их минеральным преобразованием при динамометаморфизме. Следует заметить, что такого рода изменения пород в зоне сочленения Карсакпайского синклинория и Майтюбинского антиклинория проявляются южнее, где захватывают частично и значительно более молодую белеутинскую серию, имеющую возраст по сингенетичным цирконам в 750 — 860 млн. лет. Следовательно, в зоне сочленения Майтюбинского антиклинория и

Карсакпайского синклинория новообразование (или полное преобразование) циркона происходило одновременно с преобразованием пород при тектонических деформациях. Для карсакпайской и боздакской серий оно, очевидно, было значительно оторвано во времени от эпохи регионального метаморфизма, имело явно наложенный характер.

Главная масса цифр, группирующихся на рубеже 1000—1100 млн. лет, по-видимому, отражает более древний геологический процесс, имевший место также в гранитах жаункарского комплекса и гранито-гнейсах.

Древнейшие интрузивные и гранитизированные образования докембрия Южного Улутау имеют «возрастную» характеристику, близкую к рассмотренным метаморфическим породам.

Заклученный в метаморфизованных толщах докембрия жаункарский комплекс гранитов имеет возраст, определенный альфа-свинцовым методом по циркону (см. табл. 2) в 1100—1160 млн. лет, по монациту — 1160, 1350 млн. лет. Гранито-гнейсы Улутау тем же методом дали значения возраста в 860 ± 80 — 1060 ± 100 млн. лет. Близкие цифры известны для гнейсов Кокчетавского массива (Розен, Краснобаев, 1966; Орлов и др., 1968). По единичному определению свинцово-изотопным методом С. И. Зыков и Н. И. Ступникова намечают возможный более древний возраст гранито-гнейсов Улутау — в 1700—1800 млн. лет (Зайцев и др., 1968).

Циркон гранитов жаункарского комплекса, по данным А. А. Краснобаева и И. З. Филиппович, идиоморфен, явно магматогенной природы, но впоследствии значительно изменен (см. рис. 2,3). Циркон гранито-гнейсов в анализированных пробах представлен разновидностью, несомненно возникшей в ходе гранитизации. Признаков реликтового циркона пород субстрата в этих пробах не обнаружено. Тип циркона выдержан во всех пробах, несмотря на то что часть гранито-гнейсов произошла за счет профирондов, а часть — за счет слюдяно-полевошпатовых сланцев. Показательно также, что циркон гранито-гнейсов, субстратом которых служили порфиронды, отличается от циркона порфирондов заметно большими размерами зерен и значительно большим содержанием в породе.

Цирконы гранитов и гранито-гнейсов, как и цирконы из метаморфических пород стратифицированных толщ, несут на себе признаки изменения (участки помутнения — псевдодрова и др.). Также намечается явная связь полученных значений цифр и степени изменения циркона.

В гранитах прозрачные идиоморфные или слабо измененные цирконы (пробы 2308, 1366а, 3074) имеют абсолютный возраст более 1 млрд. лет (см. рис. 3,28—30). При перекристаллизации цирконов, в результате которой произошла замена их на новую разновидность (пробы И-287, 1061; см. рис. 2—10, 11), цифра возраста уменьшается почти вдвое. Аналогичные изменения происходят в гранито-гнейсах. Прозрачные, лишенные вторичного замещения цирконы, характеризуются возрастом в 900—1000 млн. лет. Однако для них необходимо отметить некоторые изменения. Часть цирконов несет признаки деформаций (см. рис. 3—31). Наличие сростков (рис. 3—32, 33) цирконов указывает на несомненное образование их на месте в процессе гранитизации, то есть исключает возможность заимствования из пород первично осадочного субстрата. Проба 3036/41, давшая цифру возраста около 800 млн. лет, содержит кристаллы со следами дробления и слабых вторичных изменений. Максимальное количество измененных цирконов устанавливается в пробе 1203 (см. рис. 3—34), что сказалось и на уменьшении цифры возраста гранито-гнейсов до 640 млн. лет.

Близость полученных по цирконам цифр, характера изменений цирконов как для пород метаморфических стратифицированных толщ, так для гранитов и гранито-гнейсов, по-видимому, свидетельствует о единстве геологического процесса, оказавшего влияние на все эти древние образования. По-видимому, это был один из поздних этапов метаморфизма, наложившийся на породы докварцитового (дококчетавского) комплекса, изменивший цирконы, исказивший в них урано-свинцовое соотношение и «омолодивший» возраст рассмотренных геологических образований. Их истинный возраст, вероятно, отражает указанная выше единичная цифра для гранито-гнейсов в 1700 — 1800 млн. лет.

Для гранито-гнейсов и гранитондов жаункарского комплекса получены также цифры, значительно меньших значений (пробы 1061, 287). Их интерпретация дается несколько позже.

Кварцито-песчаниковая формация (уштобинская свита кокчетавской серии), самая верхняя из метаморфизованных толщ Улутау, содержит обломочные цирконы с возрастом по альфа-свинцовому методу в 1240 ± 100 млн. лет. Близкие значения возраста для этих же цирконов получены Е. А. Кузнецовым оптическим методом дисперсии двупреломления. Обломочные цирконы в кварцитах уштобинской свиты Улутау, по данным Н. А. Богатыревой, представлены тремя хорошо окатанными разновидностями, из которых одна преобладает (60%), а две другие составляют по 20%, причем одна из числа последних имеет идеальную окатанность. Полученная цифра возраста является усредненной по трем цирконам. Возможно, отклонения в возрасте каждой разновидности цирконов невелики, поскольку цифры, полученные оптическим методом Е. А. Кузнецовым для разных зерен (пять определений), близки между собой. Однако детального сравнения цирконов, изучавшихся этим методом, пока не проведено. Цирконы кварцитов несколько изменены, содержат слабо выраженные псевдодря. По материалам О. М. Розена для обломочных цирконов собственно кокчетавской свиты Кокчетавского массива А. А. Краснобаев получил цифры 850 ± 70 , 910 ± 80 , 1100 ± 95 , 1170 ± 100 млн. лет. Для аналогов этих кварцитов на северо-востоке Центрального Казахстана Р. М. Антонюк и А. А. Краснобаев дают цифры 820 ± 80 , 860 ± 70 . Е. В. Бибиковой и А. И. Тугариновым свинцово-изотопным методом по обломочным цирконам из кокчетавской серии Кокчетавского массива и Ерементау были получены цифры в 1300 ± 1350 млн. лет (Тугаринов и др., 1970). Оценить значение этих цифр трудно из-за отсутствия конкретной характеристики цирконов, степени их сохранности и пр.

Согласно принятым данным по сопоставлению геологических разрезов докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня², кокчетавская серия отвечает основанию верхнего рифея, то есть моложе рубежа в 1000 — 1100 млн. лет. Имеющиеся цифры рассматриваются как нижний возрастной предел образования кокчетавской серии, так как все они получены по обломочным цирконам. При этом за нижний возрастной предел принимаются наиболее часто встречающиеся цифры в 1000—1100 млн. лет, хотя имеются, как отмечалось выше, и меньшие значения возраста обломочных цирконов (в 800 — 900 млн. лет). При подобном подходе цифры в 1000—1100 млн. лет рассматриваются как связанные с последними метаморфическими преобразованиями докварцитового комплекса.

² См. сводку Ю. А. Зайцева, В. Г. Королева, Л. И. Филатовой, Е. Д. Шлыгина в настоящем сборнике.

Однако, поскольку сама кокчетавская серия обладает значительным метаморфизмом (отвечает фации зеленых сланцев), нельзя исключить возможность и иного объяснения. Согласно этому объяснению цифры возрастов цирконов кокчетавской серии могут отражать время наложенного метаморфизма, а рубеж в 1000—1100 млн. лет является в таком случае верхним возрастным пределом ее накопления. В настоящий момент согласно принятым геологическим сопоставлениям представляется наиболее вероятным первый вариант интерпретации.

Карсакпайский массив щелочных сиенитов (по четырем определениям свинцово-изотопным методом, расчет по методу Аренса-Везерла) имеет возраст в 990 ± 70 млн. лет (Зайцев, Зыков и др., 1968). Одно определение альфа-свинцовым методом дало заниженное значение — 625 ± 60 млн. лет. В анализированном цирконе (проба № 249ш) проявлены слабые механические изменения. Карсакпайский сиенитовый массив по косвенным геологическим признакам внедрился в одну из поздних геологических эпох — эпоху относительной стабилизации, которая могла иметь место не ранее, чем конец времени накопления боздакской серии или время формирования кокчетавской серии, позже образования гранито-гнейсового комплекса. Его возраст должен быть принят в 990 ± 70 млн. лет.

Вулканогенная, практически неметаморфизованная, белеутинская серия верхов докембрия (верхний рифей) Улутау охарактеризована тремя цифрами в 750 ± 70 , 790 ± 80 и 860 ± 80 млн. лет, полученными по порфирам аккинсайской свиты. Циркон этих пород идиоморфный, явно возникший при кристаллизации лавы (см. рис. 3.35—36). В кристаллах имеются полости произвольной формы, которые возникли, очевидно, в момент кристаллизации циркона и заключающего его кислого эффузива; четкость границ подобных включений, имеющих выход на поверхность кристалла, указывает на отсутствие вторичных изменений в цирконах. Определенный возраст, очевидно, близок истинному — времени излияния вулканитов.

Прорывающий в Улутау вулканогенные толщи верхнего рифея актасский комплекс щелочных гранитов, по данным свинцово-изотопного метода (две пробы), имеет возраст (Зайцев, Зыков и др., 1968) в 610 ± 50 млн. лет (пересчет по Аренсу-Везерилу). Для этих же гранитов альфа-свинцовым методом получены цифры в 580—620 (± 60) млн. лет (см. табл. 2). А. А. Краснобаев отмечает чистоту и прозрачность кристаллов циркона из актасских гранитов. Внедрение массивов гранитоидов актасского комплекса по геологическим данным приходится на рубеж между верхним рифеем и вендским комплексом.

Как указывалось выше, для комплекса гранито-гнейсов, а также гранитоидов жаункарского комплекса был получен ряд «молодых» цифр (пробы 1061, 1203, 3076/34, 287) альфа-свинцовым, а также свинцово-изотопным методом (пробы 1203, 1205). Часть этих цифр определенно связывается с наложенными зонами микроклин-альбитовых метасоматитов и интенсивного рассланцевания. Подобные зоны следуют вдоль крупных разломов (Зайцев, Зыков и др., 1968). Для пород некоторых других проб (1061, 287 — табл. 2) прямая связь с зонами метасоматоза не установлена. Известно лишь, что эти пробы взяты вблизи зон рассланцевания гранитоидов. Для них характерен сильно измененный циркон, имеющий к тому же высокую радиоактивность. В зонах микроклинизации и альбитизации циркон также обычно обладает высокой радиоактивностью, но отличается от циркона указанных проб дуплирамидальным обликом, интенсивными бурыми окрасками, мутностью. Этот циркон несомненно новообразован, не имеет связи с ранее существ-

вовавшими кристаллами. Зоны микроклиннизации, альбитизации и интенсивного расщелачивания связываются в возрастном отношении, а возможно и генетически, с актасским комплексом субщелочных гранитов.

Полученные материалы позволяют провести сравнение данных определения возраста разными методами, подойти к оценке возраста геологических образований докембрия Улутау.

1. Устанавливается хорошая сходимость результатов определений альфа-свинцового и свинцово-изотопного методов для наиболее молодого — позднепротерозойского актасского комплекса и наложенных зон метасоматической альбитизации и микроклиннизации. По-видимому, отсутствие метаморфических явлений обуславливает сохранность цирконов, и результаты определений альфа-свинцовым методом для неметаморфизованных пород могут приниматься за истинный возраст. Истинный возраст также отражают цифры от 750 до 860 млн. лет, полученные для пород белеутинской серии, практически лишенных метаморфизма. Косвенно достоверность этих цифр подтверждается тем, что стратиграфически близкие и также неметаморфизованные породы коксуйской серии рвутся актасскими гранитами и попадают в гальку вендских конгломератов акбулакской серии. Возраст белеутинской и коксуйской серий — время их накопления — принят позднерифейским.

Для гранитоидов Карсакапайского щелочного массива цифры возраста по альфа-свинцовому методу меньше на $\frac{1}{3}$ по сравнению с данными свинцово-изотопного метода, причина чего пока не ясна.

2. Возраст регионально-метаморфизованных толщ докембрия принимается в соответствии с историко-геологическими построениями. Бектурганская, аралбайская и карсакапайская серии отнесены к нижнему протерозою, хотя бектурганская серия кристаллических сланцев может быть архейской. Жийдинская и майтубинская серии скорее всего принадлежат среднему протерозою, боздакская и кокчетавская серии рассматриваются как позднепротерозойские, причем кокчетавская серия отнесена по радиогеохронологическим данным к верхнему рифею. Цифры возраста, полученные альфа-свинцовым методом, явно уменьшены по сравнению с истинным возрастом толщ. Они по-существу отражают один из поздних, а может быть последний, этап регионального метаморфизма.

Занижение цифр, полученных для пород метаморфических толщ, гранитов и гранито-гнейсов альфа-свинцовым методом, косвенно выявляется по близости их цифре возраста Карсакапайского массива, установленного урано-свинцово-ториевым методом, поскольку геологически несомненен значительно более молодой возраст последнего по сравнению с метаморфическими толщами и включенными в них жаункарскими гранитами и комплексом гранито-гнейсов.

«Омоложение» возраста по определениям альфа-свинцовым методом для метаморфических пород стратифицированных толщ подтверждается также и тем, что метаморфические толщи Улутау имеют близкие значения радиогеологического возраста с практически неметаморфизованными и заведомо геологически более молодыми толщами северо-востока Центрального Казахстана (пробы Р. А. Антонюка из ерементавской серии).

Возраст метаморфических толщ должен пока приниматься по общегеологическим данным. Дальнейшее развитие альфа-свинцового метода с параллельным определением возраста реперных проб свинцово-изо-

топным методом поможет установлению как возраста первичных пород докембрия Улутау, так и времени проявления более позднего метаморфизма.

3. На метаморфические образования и гранито-гнейсы устанавливается влияние позднеордовикских интрузивных массивов (аналоги крыккудукского комплекса), выявленное альфа-свинцовым методом по цифрам (см. табл. 2) от 430 до 480—600 млн. лет. Характерно, что в противоположность калий-аргоновым определениям подобное «омоложение» или искажение возраста происходит в значительно более узких зонах. Они вытягиваются вдоль контактов интрузий, имеют ширину до 2—5 км или находятся непосредственно над скрытыми на глубине интрузиями, обнаруживаются обычно геологически по ореолам локального наложенного контактового метаморфизма. На примере докембрия Кокчетавского массива О. М. Розеном (Розен и др., 1966) было показано, что практически все калий-аргоновые цифры регионально-метаморфизованных пород дают ордовикский возраст.

Н. Ю. БАРДИНА, И. И. ВИШНЕВСКАЯ, И. Ф. ТРУСОВА

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРНОГО УЛУТАУ

В течение последних лет (1964 — 1969 гг.) авторами значительно уточнена стратиграфическая схема Северного Улутау. При этом стало ясно, что в Северном Улутау следует отказаться от выделения свит, заимствованных из стратиграфической схемы Южного Улутау, дав этим свитам свои местные наименования.

Разрез докембрийских образований Северного Улутау разделен нами на пять серий, в основании каждой из которых установлен перерыв в осадконакоплении и несогласие. В нижней серии выделяются две свиты: талайрыкская и савинская, разделенные несогласием, выявляемым при картировании. Так как при сопоставлении на большие расстояния отдельных разрезов докембрийских толщ хорошо увязываются только крупные стратиграфические подразделения — серии, а сравнение отдельных свит не всегда возможно, ниже дана характеристика стратиграфической последовательности по сериям. Исключение сделано только для тех свит, по которым мы располагаем новыми данными.

Разрез серии РСтА (табл. 1) начинается гранатовыми амфиболитами и амфиболитами мелкоочковой текстуры, заключающими пачку мраморов. Далее по разрезу среди амфиболитов появляются горизонты мусковито-альбитовых сланцев. Верхние части разреза серии РСтА сложены мусковито-альбитовыми, альбитовыми и графито-альбитовыми сланцами. Мощность серии около 3000 м.

Пользуясь методом фациального анализа, удалось установить исходный состав кристаллических сланцев серии РСтА. Первичные отложения, подвергшиеся региональному метаморфизму, представляли собой мергелистые и карбонатные осадки, сменяющиеся вверх по разрезу глинистыми породами. На осадочное происхождение исходных пород серии РСтА указывает ритмичное чередование прослоев амфиболитов с крупными и мелкими порфиробластами граната или заместившего его альбита. Плоскости, по которым расположены порфиробласты, совпадают с поверхностями напластования пород разного первичного состава.

Выше залегают породы серии РСтВ, в которой выделяются арташинская и дюсюнская свиты, разделенные перерывом и несогласием. Несогласие устанавливается при картировании территории между реками Башке и Дюсюн. Серия РСтВ, отделена от нижележащей серии РСтА перерывом в осадконакоплении и резким несогласием, которое можно наблюдать в разрезе по р. Артааша. Породы арташинской свиты ложатся на различные горизонты талайрыкской свиты серии РСтА.

Серия РСтВ сложена амфиболитами, альбитовыми сланцами первично туфогенного происхождения, порфироидами, мусковито-альбито-кварцевыми сланцами с гранатом и их графитсодержащими разностями. В верхах серии преобладают различные альбитовые сланцы. Мощность серии — 2000—2500 м.

Кристаллические сланцы серии РСтВ испытали региональной метаморфизм эпидот-альбит-амфиболитовой фации. Исходными породами были вулканогенные образования пестрого состава — от основных пород до кислых, причем последние были представлены преимущественно вулканогенно-обломочными разностями. В верхней части разреза серии РСтВ появляются отдельные горизонты первично осадочных пород.

Наиболее полный разрез серии РСтС получен при изучении северного погружения Улутауского антиклинория, где при помощи картировочных скважин удалось проследить разрез и на периклинали, и на крыльях названной структуры. Серия РСтС состоит из карасулейменской, байкожинской и керегешинской свит. Карасулейменская свита слагает ядро и крылья Акжарской антиклинали. В данную свиту полностью вошла выделявшаяся нами раньше дюсембайская свита, наименование которой было взято из стратиграфической схемы Южного Улутау. В карасулейменской свите выделяются пять пачек, из которых две нижние в результате наложений фельдшпатизации почти целиком превращены в гнейсы различной структуры и текстуры. Выше несогласно залегает пачка тонкополосчатых порфиридов с подчиненными горизонтами и пачками порфиритоидов или зеленых сланцев, сменяющаяся вверх по разрезу пачкой порфиритоидов и порфиридов с реликтовой обломочной структурой и единичными горизонтами зеленых сланцев. Верхи разреза сложены мусковито-кварцевыми и хлорито-кварцевыми сланцами с редкими горизонтами порфиритоидов и железистых кварцитов.

Выше на породах карасулейменской свиты несогласно залегают образования байкожинской свиты. Дистеновые кварциты, дистено-кварцевые и мусковито-кварцевые сланцы, слагающие в пределах Северного Улутау горы Кок-Тау, ранее были выделены нами в самостоятельную стратиграфическую единицу — байкожинскую свиту. Последняя по степени метаморфизма и сильной дислоцированности слагающих ее пород была отнесена к серии РСтВ. Л. И. Филатова (1967) относила толщу кварцитов к верхам дюсембайской свиты. Новые данные, полученные при разведочных работах на Коктауском месторождении дистена геологами Тургайской экспедиции Северо-Казахстанского геологического управления, позволили установить постепенные переходы между серицито- и железисто-кварцевыми сланцами, относившимися нами ранее к жаксы-каиндинской свите серии РСтС, и мусковито-кварцевыми и дистено-кварцевыми сланцами байкожинской свиты. Перечисленные геологические данные, а также петрологические исследования позволили И. Ф. Трусовой (1969) обосновать вторичное происхождение дистеновых кварцитов, образовавшихся в процессе кислотного выщелачивания исходных серицито- и железисто-кварцевых сланцев.

Керегешинская свита серии РСтС полностью замещает в разрезе пшанскую, выделенную в 1958 г. (Трусова, Филатова, 1962) на Южном Улутау. Керегешинская свита широко развита на западном склоне Арганагинского поднятия. Свита трансгрессивно залегает на породах карасулейменской свиты и перекрыта жуманской свитой серии РСтD. В керегешинской свите выделены две подсвиты. Нижняя сложена углито-кварцевыми и углистыми сланцами с горизонтами серицито-, хлорито- и мусковито-кварцевых сланцев. Мощность ее измеряется 500 — 600 м. Верхняя подсвита образована серицито- и хлорито-кварцевыми слан-

Стратиграфическая схема докембрия Северного Улутау

Возраст	Серия	Синта	Характеристика разреза	Мощность в м
Поздний протерозой — рифей	РСmE	Жусалинская	Рассланцевые липаритовые порфиры, альбитофиры и туфы; серицито- и углисто-кварцитовые и кварцитовые сланцы	600—800
		Коскульская	Порфириоиды, порфиритоиды, полосчатые сланцы, рассланцованные диабазы и зеленые сланцы	1500—2000
		Унгулинская	Порфириоиды, мраморизованные известняки с прослоями серицито- и углисто-кварцитовых сланцев	400—500
Средний протерозой	РСmD	Жаксынская	Диабазовые порфириты, порфиритоиды, зеленые сланцы с маломощными прослоями мраморов, гематито- и серицито-хлорито-кварцитовых сланцев; в верхней части разреза — пачка порфириоидов с горизонтами зеленых сланцев	450—500
		Иламанская	Кварциты, серицито-кварцитовые и серицитовые сланцы с прослоями железистых кварцитов и карбонатных сланцев	350—400
		Жаксыкаиндинская	Диабазовые порфириты, порфиритоиды, зеленые сланцы с прослоями железистых кварцитов и серицито-кварцитовых сланцев	450—500
		Жуманская	Хлорито-серицитовые, серицито- и хлорито-кварцитовые сланцы с линзами мраморов и прослоями железистых и безрудных кварцитов	300—350
		Керегешинская	Верхняя подсвита: серицито- и хлорито-кварцитовые сланцы с горизонтами, обогащенными углистым веществом; подчиненные горизонты хлорито-карбонатных и карбонатных сланцев и мраморов	400—500
			Нижняя подсвита: углистые и углисто-кварцитовые сланцы с горизонтами серицито- и хлорито-кварцитовых сланцев	500—600

Ранний протезорой	РСmC	Байкожинская	Серцитно-кварцитовые сланцы, железистые кварциты, филлиты, превращенные местами в мусковито- и дистено-кварцитовые сланцы	400—450
		Карасулей-менская	Пятая подсвета: мусковито- и хлорито-кварцитовые сланцы с редкими маломощными горизонтами железистых кварцитов и порфиритоидов	250—300
			Четвертая подсвета: порфиритоиды, порфирионды с реликтовой обломочной структурой, единичные горизонты зеленых сланцев	800—1000
			Третья подсвета: тонкополосчатые порфирионды, подчиненные горизонты и пачки порфиритоидов и зеленых сланцев	300—500
			Вторая подсвета: гнейсы различной зернистости с реликтовой обломочной структурой, подчиненные горизонты порфириондов, порфиритоидов и зеленых сланцев	900—1000
		Первая подсвета: порфиритоиды и зеленые сланцы, местами превращенные в гнейсы очковой текстуры	250—500	
Поздний архей	РСmB	Дюсюнская	Мусковито-альбитовые сланцы, альбитовые микрогнейсы с бластопорфировой структурой и альбититы; в основании—пачка графитосодержащих альбитовых сланцев	600—800
		Арташинская	Амфиболиты, альбитовые сланцы первично туфогенного происхождения, порфирионды, мусковито-альбито-кварцитовые сланцы с гранатом, иногда графитосодержащие	1500—1600
Ранний архей	РСmA	Савинская	Мусковито-альбитовые и альбитовые сланцы, альбитовые микрогнейсы; в низах свиты—горизонты графито-альбитовых сланцев	600—800
		Талайрыкская	Верхняя подсвета: мусковито-альбитовые, графито-мусковито-альбитовые, альбито-хлоритовые сланцы, подчиненные горизонты амфиболитов	800—1000
			Нижняя подсвета: амфиболиты, гранатовые амфиболиты, амфиболитовые сланцы и их диафоритически измененные разновидности; в средней части разреза—пачка мраморов	600—800

Сопоставление размеров докембрия Северного и Южного Улугау

Аргантаинское поднятие	Карсакпайское поднятие (по данным Ю. А. Зайцева, Л. И. Филатовой и др., 1965)
Серия РСтЕ: порфиронды, порфиритоиды, серицито- и углисто-кварцитовые сланцы; мраморы, окварцованные мраморы, 2500—3000 м	Коксуйская серия: кислые вулканогенные породы, базальтовые порфириды, туфы, туффиты — краснокаменная порфирировая формация, 3500 м
Серия РСтD: порфиритоиды, зеленые сланцы, диабазовые порфириты, гематито- и серицито-кварцитовые сланцы, железистые кварциты, серицитовые и хлорито-серицитовые сланцы, 1500—2000 м	Карсакпайская серия: метаморфизованные основные вулканиты, сланцы серицито-кварцевого состава, подчиненные железистые кварциты, мраморы, 3000 м Боздакская серия: первично терригенные толщи, конгломераты, вулканиты кислого и основного состава, мраморы, 8000 м
Серия РСтС: метаморфизованные вулканогенные породы базальтового, андезитового, дацитового и трахилипаритового состава, терригенные и терригенно-вулканогенные образования, подчиненные железистые кварциты, 4000—4500 м	Майтубинская серия: метаморфизованные вулканиты преимущественно кислого состава, первично терригенные и терригенно-вулканогенные образования, подчиненные железистые кварциты, 5000 м
Серия РСтВ: мусковито- и графито-альбитовые сланцы, амфиболиты, альбитовые сланцы с бластопорфировыми и бластокластическими структурами, 2000—2500 м	Балажездинская серия: мусковито- и хлорито-мусковито-альбитовые сланцы, амфиболиты, амфиболизированные порфиритоиды, кварциты, 5000 м
Серия РСтА: мусковито-альбитовые и графито-альбитовые сланцы, амфиболиты, мраморы, около 3000 м	Бектурганская серия: слюдяные и гранато-слюдяные кристаллические сланцы, амфиболиты, часто превращенные в плагиоклазовые гнейсы, 4000 м

цами, хлорито-серицито-альбитовыми сланцами с подчиненными горизонтами порфиритоидов и углисто-кварцитовых сланцев, а в нижней части — хлорито-карбонатных и карбонатных сланцев и мраморов. Мощность подсвиты — 400 — 500 м. Работы 1967 г. позволили установить, что толща, в которой преобладают углистые и углисто-кварцитовые сланцы, ложится на карасулейменскую свиту и надстраивается пачками с подчиненным значением углистых разновидностей сланцев. Следовательно, ранее разрез этой свиты был нами перевернут (Вишневская, Трусова, Филатова, 1967). Мощность всей серии РСтС составляет 4000 — 4500 м.

Породы серии РСтD развиты на западном крыле Улугауского антиклинория и обнажены также на небольших участках на его восточном крыле среди вулканогенных пород более молодой серии РСтЕ. Серия РСтD объединяет четыре железорудные свиты (снизу вверх): жуманскую, жаксыкаиндинскую, иламанскую и жаксынскую, разделенные несогласиями. Выделенные свиты принадлежат к сложному комплексу вулканогенных и осадочных горных пород, причем на первых этапах развития вулканизма преобладали базальты (жаксыкаиндинская свита), которые затем сменились пестрым набором эффузивов и туфов разного состава (жаксынская свита). Все свиты содержат пачки железистых пород, роль которых вверх по разрезу закономерно уменьшается. В каждой свите железорудные пачки резко обособлены и тяготеют к нижним и средним частям разреза. Мощность серии — 1500 — 2000 м.

Верхняя серия РСтЕ состоит из унгулинской, коскульской и жузалинской свит. В состав унгулинской свиты входят порфириоиды, мраморизованные известняки, мраморы, окварцованные мраморы и подчиненные им серицито- и углисто-кварцитовые сланцы. Коскульская свита представлена порфириоидами, порфиритондами, рассланцованными диабазами и зелеными сланцами. К жузалинской свите относятся рассланцованные липаритовые порфиры, альбитофиры и их туфы, серицито-, углисто-кварцитовые и кварцитовые сланцы. Мощность серии РСтЕ — 3000 — 3500 м.

При уточнении разреза докембрийских образований Северного Улугау еще раз подтвердилось большое значение петрологических исследований для решения стратиграфических задач. Породы докембрия сильно изменены последующими наложенными процессами. Поэтому сопоставление отдельных разрезов одной и той же свиты докембрия невозможно без специальных петрологических методов исследования, например позволяющих находить постепенные переходы между горными породами, диафторированными в различной степени. Так, гранатовые амфиболиты нижней серии докембрия в результате диафтореза иногда превращены в эпидото-альбито-актинолитовые и альбито-хлоритовые сланцы, сходные внешне со слабо метаморфизованными породами верхних серий, что было отмечено при описании вмещающих пород Акжальского серпентинитового массива (Вишневская, Трусова, 1965). Наложенные процессы могут иметь и прогрессивный характер. Так, порфиритоиды карасулейменской свиты в контактовом ореоле палеозойских гранитов превращены в амфиболиты, похожие на амфиболиты нижних серий.

Изучение гнейсов Акжарского и Соуктаьского массивов, а также палеозойских гранитоидов Северного Улугау показало, что при образовании гнейсов большую роль играли процессы, связанные со становлением палеозойских гранитоидов. Воздействие комплекса гранодиоритов вызвало во вмещающих докембрийских породах ороговикование. Последовавшее затем наложение щелочного метасоматоза, выраженное в интенсивном калишпатовом порфиробластезе, устанавливается как во вмещающих породах и роговиках, так и в гибридных породах эндокон-

тактовой фации гранодиоритов. Это обстоятельство позволяет связывать щелочной метасоматоз с комплексом биотитовых гранитов палеозойского возраста. Кислотная стадия щелочного метасоматоза выразилась в образовании апогранитов, грейзенизации, а также в широком развитии мусковито-кварцитовых сланцев, появление которых обычно связано с зонами повышенной проницаемости.

Выделение древних гнейсов в массивах Северного Улутау осложняется из-за широко проявленной здесь наложенной гранитизации, связанной с палеозойскими гранитоидами и, по-видимому, замаскировавшей более ранние процессы. В то же время данные по изучению конгломератов в разрезе докембрийских образований Южного Улутау, приведенные в статье Ю. А. Зайцева, А. А. Краснобаева, И. З. Филиппович и др. (1968), определенно указывают на существование докембрийских гнейсов.

Докембрийский возраст наиболее древних образований Северного Улутау признается большинством исследователей. Он подтвержден и многочисленными радиогеохронологическими определениями по породам Южного Улутау. Образования серии RcmA отнесены нами к раннему, а серии RcmB — к позднему архею. Возраст серий RcmC и RcmD — ранний и средний протерозой. Серия RcmE имеет предположительно позднепротерозойский, рифейский, возраст.

Выделенные нами в пределах Северного Улутау пять серий докембрийских образований в общем хорошо сопоставляются с разрезом Южного Улутау, что видно из прилагаемой таблицы (табл. 2). Разрез докембрийских толщ Южного Улутау приводится по данным Ю. А. Зайцева, Л. И. Филатовой и др. (1965). Однако новая стратиграфическая схема, предложенная этими авторами и доложенная на стратиграфическом совещании в г. Караганде в сентябре 1969 г., резко отличается от приведенной выше в части последовательности выделяемых серий. По своему существу эта новая схема неприемлема для Северного Улутау.

СТРАТИГРАФИЯ И РАДИОГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА

Кокчетавский массив представляет собой крупный выступ докембрия среди каледонид Центрального Казахстана. С запада, востока и юга он обрамлен каледонскими синклиориями, а на севере полого погружается под мезозойские и кайнозойские отложения Западно-Сибирской плиты. По широте доступная для непосредственного исследования его часть достигает 300 км, а по долготе — более 200 км. Наиболее ранняя стратиграфическая схема докембрия Кокчетавского массива была разработана Е. Д. Шлыгиным (Шлыгин, 1960, Абдулкабирова, 1949); позднее И. Ф. Трусовой была предложена более детальная схема (Трусова, 1956, 1967). Обе эти схемы после широкого обсуждения нашли отражение в решении совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана в 1958 г. (Резолюция..., 1958), когда Н. А. Штрейс (1960) предложил положить в основу расчленения и сопоставления разрезов докембрия Центрального Казахстана представления о сериях пород, отражающих определенные геологические этапы геосинклинального развития. В докембрии Кокчетавского массива было принято выделять зерендинскую (по Е. Д. Шлыгину) серию архейского возраста, а к протерозою относить боровскую серию в объеме кууспекской, ефимовской и кокчетавской свит (по Е. Д. Шлыгину), а также более молодую акдымскую серию, опорный разрез которой был описан Р. А. Борукаевым (1955), в более восточных районах Казахстана. Акдымская серия приблизительно соответствовала верхней части разреза докембрия в стратиграфической схеме И. Ф. Трусовой. Самой молодой толщей было принято считать комплекс пород, близкий к николюско-бурлужской свите Е. Д. Шлыгина (1960) или уртынджальской серии А. А. Богданова (1954), но имновать его ерементавской серией по аналогии с северо-восточными районами Казахстана, где на близких по составу отложениях залегают породы нижнего кембрия (Борукаев, 1955, 1960). Основным методом сопоставления удаленных разрезов при изучении стратиграфии докембрия Кокчетавского массива являлось установление петрографического тождества. Предполагалось, что в пределах всего массива распространены одни и те же стратиграфические комплексы.

В настоящее время в докембрии Кокчетавского массива по литологическому признаку, метаморфизму, формам складчатости и радиохронологическим данным достаточно определенно устанавливается

главная граница, разделяющая толщи раннего (дорифейские образования) и позднего (рифей) докембрия.

Толщи раннего докембрия (зерендинская серия), распространенные в центральных частях массива¹, подразделяются на четыре свиты: берлыкскую, жолдыбайскую, даулетскую и уялинскую, — различающиеся по ассоциациям метаморфических пород (Розен, 1968).

Берлыкская свита. Силлиманито-гранито-биотито-кварцевые сланцы, иногда содержащие кордиерит и дистен, обнаруживают признаки ритмичной слоистости. Среди сланцев находятся многочисленные прослои эклогитов², состоящих из пироп-альмандинового граната, омфациита, кварца и рутила. В верхней части разреза, наряду с эклогитами, присутствуют доломитовые мраморы (с диопсидом и оливином), а также плагиоклазово-диопсидовые породы. Мощность прослоев упомянутых пород составляет обычно первые десятки метров, редко до сотни метров.

В нижней части разреза свиты встречена линза конгломератового сланца. Цемент представляет собой гранато-силлиманито-биотито-кварцевый сланец. В виде включений, интерпретируемых как галька, встречены корундо-гранато-дистеновая порода (вероятно, метаморфизованный боксит), пегматоидный плагиогранит, измененный кварцевый диорит (?), а также кварц. Кроме того, в виде валунов присутствуют породы, близкие к слюдяным сланцам, залегающим ниже по разрезу. Подошва берлыкской свиты неизвестна.

Жолдыбайская свита сложена дистено-гранато-мусковито-кварцевыми сланцами с многочисленными прослоями эклогитов. Встречаются линзообразные тела кварцевых гранатитов, состоящих из граната (близкого к гранату эклогитов), кварца и рутила.

Свита ассоциируется с более молодыми толщами зерендинской серии и слагает крылья антиклинальных складок, сложенных берлыкской свитой. При изучении контактов берлыкской и жолдыбайской свит в обнажениях обычно создается впечатление их согласного залегания. Однако юго-западнее пос. Кулет как по аэрофотоснимкам, так и при прослеживании пластов по простиранию на местности устанавливается небольшое азимутальное несогласие, и слои берлыкской свиты под острым углом срезаются основанием жолдыбайской свиты. На этом участке из разреза выпадает верхняя карбонатная пачка берлыкской свиты. В зоне контакта развиты гнейсы, связанные с наложенной более поздней гранитизацией. Поэтому обломочных структур, а также других признаков базальных образований в основании жолдыбайской свиты не установлено. Возможно, что последняя залегают несогласно.

Даулетская свита. Сложена главным образом андалузито-гранато-биотито-кварцевыми сланцами, иногда содержащими дистен или плагиоклаз. В виде прослоев и пачек, имеющих мощность от первых сантиметров до 100 — 200 м, встречаются кальцитовые мраморы и плагиоклазово-диопсидовые породы. Все разновидности пород содержат в виде примеси графит и сульфиды железа, главным образом пирротин.

¹ При чтении настоящей сводки автор рекомендует использовать опубликованную ранее схематическую геологическую карту Кокчетавского массива (Бабишев и др., 1968).

² Вопрос о происхождении эклогитов рассматривается по-разному. Предполагается, что это — метаморфизованные пластовые интрузии габброидов (Абдулкабиров, 1949), метаморфизованные мергелистые осадки (Трусова, 1956), блоки вещества верхней мантии Земли (Ефимов, 1964). Как и в других районах земного шара, эти породы возникли, вероятно, за счет пород различного типа — как при метаморфизме габбро (Перчук и др., 1969), так, вероятно, в большей своей массе при метаморфизме глинистых мергелей с примесью шамозита или сидерита (Розен, 1968, 1969).

Часто отмечается ритмичное чередование сланцев и карбонатных пород при мощностях ритмов в 0,5 — 1,5 м.

В участках, где имеют место непосредственные соотношения с жолдыбайской и берлыкской свитами удается установить, что даулетская свита залегает в ином структурном плане. Поэтому вероятно ее несогласное залегание на подстилающих породах.

Уялинская свита. Преобладают дистено-гранато-двуслюдяно-кварцевые сланцы, среди которых залегают дистено-гранатовые кварциты, иногда с признаками обломочной структуры и мощностью в 5 — 20 м (до 100 м), и амфиболиты. Мощность последних от 20 — 30 до 300 м. Уялинская свита залегает несогласно на различных горизонтах всех подстилающих свит.

Петрографические особенности гнейсов и связанных с ними мигматитов, а также амфиболитов, в основных чертах не зависят от положения указанных пород в той или иной свите зерендинской серии. Гнейсы возникают в результате гранитизации и мигматизации слюдяных сланцев всех свит, а амфиболиты являются результатом одновременного преобразования эклогитов (Трусова, 1956, 1967).

В составе зерендинской серии обычно упоминают такие метаморфические породы, как гиперстенные гранулиты (Розен, 1966) и гранатовые оливиниты, первоначально называвшиеся пироповыми серпентинитами (Ефимов, Данилов, 1963).

Зерендинская серия в целом, по-видимому, первоначально была сложена песчано-глинистыми, конгломератовыми, карбонатно-глинистыми и карбонатными породами. Ранний этап метаморфизма протекал в условиях гранулитовой фации, а позднее имели место глубинный диафторез и гранитизация в условиях амфиболитовой фации (Трусова, 1956). С эпохой гранитизации, очевидно, связано возникновение крупных структур типа гранито-гнейсовых куполов и сложной мелкой складчатости в пределах их крыльев³.

Применение радиохронологических методов для установления возраста этих древнейших образований осложнено чрезвычайно широким распространением катедонских и герцинских гранитондов. Они занимают более половины площади той части Кокчетавского массива, где распространена зерендинская серия. Естественно, что становление таких огромных масс гранитоидов, как, например, Зерендинский массив, оказало существенное влияние на метаморфические породы и составляющие их минералы. Следствием этого является существенное расхождение радиохронологических данных для разновозрастных минералов и противоречие некоторых таких данных геологическим фактам.

Аргоновый метод. В настоящее время известно несколько десятков определений по слюдам, результаты которых укладываются в интервал 283 — 719 млн. лет (Семенова, 1963). Подавляющая часть этих значений противоречит геологическим данным. Анализ частот встречаемости одинаковых значений для слюд докембрия и для слюд палеозойских гранитондов на сопоставимом материале показывает тесную связь значений возраста для тех и других (Розен, и др., 1966). Это обстоятельство позволяет сделать вывод о весьма существенной и различной для разных участков потере радиогенного аргона докембрийскими слюдами в период становления палеозойских гранитондов.

³ Утверждение О. М. Розена о существовании гранито-гнейсовых куполов в пределах Кокчетавского массива в высшей мере спорно. До настоящего времени в докембрии Казахстана, и в том числе в Кокчетавском районе, не установлено ни одного гранито-гнейсового купола или структуры, хотя бы отдаленно его напоминавшей (прим. ред.).

Таблица 1

Возраст цирконов из пород докембрия Кокчетавского массива (урано-свинцово-ториевый метод, определения Е. В. Бибиковой, А. Л. Полякова, Л. Г. Мельниковой)

№ п/п	Порода, место взятия	Основная свита	Хим. состав в %			Изотопный состав свинца				Возраст в млн. лет по отношениям			
			Pb	U	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁶ /Th
1	Гнейс, урочище Катар-Тас	Зерендинская	0,017	0,066	—	0,268	74,35	9,70	15,68	1220	1230	1220	—
2	Гнейс, пос. Кулет	то же	0,020	0,084	0,024	0,38	68,53	10,75	20,33	1200	1040	1080	1250
3	Гнейс, урочище Катар-Тас	»	0,030	0,16	0,084	0,25	65,05	8,35	26,36	1070	810	880	1370
4	Порфирид, восточнее горы Галчевой	Кууспекская	0,010	0,047	0,020	0,178	77,55	8,19	14,08	1040	1100	1070	870
5	Кварцит, гора Илекты	Кокчетавская	0,011	0,021	0,015	0,656	54,69	13,58	31,06	1240	1540	1410	1250
6	Кварцито-песчаник, пос. Алексеевка	то же	0,015	0,035	0,060	0,593	53,48	13,14	32,78	1510	1280	1370	612

Примечание. В расчете использованы следующие константы: период полураспада актиноурана — $7,13 \cdot 10^9$ лет, урана — $4,51 \cdot 10^9$ лет, тория — $1,42 \cdot 10^{10}$ лет и изотопное отношение $\frac{U^{238}}{U^{235}} = 137,7$.

Стронциевый метод. Для слюд, выделенных из слюдяных сланцев, Э. К. Герлингом получены цифры в 600, 1000, 1000, 1300 млн. лет причем для тех же минералов данные аргонового метода соответственно равны: 534, 565, 534, 586 млн. лет (Ефимов, Данилов, 1963).

Применение грубого свинцового метода дает цифры возраста для свинцов эклогита, равные 700 ± 600 и 600 ± 500 , а для оливинита — 3650 ± 200 млн. лет (Соботович, Гращенко, 1965). Этих первых определений возраста свинцов из пород зерендинской серии недостаточно для построения изохрон, без которых вычисление возраста по отношениям изотопов условно. Поэтому пока нельзя принять упомянутые цифры как характеризующие время тех или иных геологических процессов. И. А. Ефимов (1963) по изохроне для свинцов из эклогитов получил цифру в 1,3 млрд. лет.

Таблица 2

Возраст цирконов из пород докембрия Кокчетавского массива (альфа-свинцовый метод, определения А. А. Краснобаева)

№ п/п	№ проб	Наименование свиты	Породы, место взятия	α мг/час	Pb-10 ⁻⁹ мг	Возраст в млн. лет
1	0316	Даутская	Порфиرويد, р. Кара-Шат	179	300	1300 ± 130
2	0346	Иманбурлукская	Порфиرويد, р. Иман-Бурлук	144	265	1190 ± 150
3	0324	Кууспекская	Порфиرويد, район г. Кокчетав	109	260	940 ± 80
4	0321	то же	Порфиرويد, район г. Кокчетав	77	225	775 ± 70
5	H/60—42*	Кокчетавская	Кварцит, юго-восточное подножье горы Илекты	196	135	1485 ± 150
6	H/60—85*	то же	Кварцит, гора Илекты	155	96	1345 ± 120
7	0336/1**	»	Кварцит, южнее горы Илекты	132	70	1170 ± 100
8	0336/3**	»	Кварцит, южнее горы Илекты	164	75	1020 ± 100
9	0655	»	Кварцито-песчаник, восточнее пос. Алексеевка	120	235	1100 ± 95
10	D/59—668*	то же	Кварцит, пос. Еленовка	325	135	935 ± 75
11	0336/2**	»	Кварцит, южнее горы Илекты	248	100	910 ± 90
12	D/60—68*	»	Кварцит, пос. Желтау	205	77	850 ± 70

Примечание. * Данные из работы А. А. Краснобаева (1963).

** Три определения из одной пробы (0336/1 — красноватый циркон, 0336/2 — розоватый циркон, 0336/3 — неразделенная фракция).

Альфа-свинцовый и урано-свинцово-ториевый изотопный методы. В настоящее время получены данные, хорошо сходящиеся между собой и совпадающие с результатами интерпретации геологических наблюдений (табл. 1, 2). Они позволяют определить возраст гнейсов по цирконам в 1,0 и $1,2 \pm 0,1$ млрд. лет. Результаты изучения обломочных цирконов из вышележащих толщ позднего докембрия Кокчетавского массива позволяют предполагать, что среди зерендинской серии существуют гнейсы с возрастом в 1,3—1,4—1,5 млрд. лет (см. ниже). Цифры, полученные по цирконам из гнейсов, характеризуют возраст наложенной гранитизации, охватившей кристаллические сланцы зерендинской серии.

Толщи позднего докембрия (табл. 3), относимые к рифею, распространены большей частью по окраинам массива. Они также слагают системы складок и отдельные синклинали в центральной части массива, располагаясь непосредственно на его древнем гранитизированном основании. Рифейские отложения разделяются на три серии: ефимов-

Стратиграфическая схема верхнего докембрия Кокчетавского массива (по О. М. Розену, 1966)

Возраст и границы в млрд. лет	Серия	Западная зона	Центральная зона	Восточная зона
0,56	Николюско-бурлукская		Чалышская свита, 300 м, 0,53—0,54—(1)	Карашатская толща, 200
терминальный рифей			Чалкарская свита, 2500 м	Шатская толща, 1000 м
0,7	Боровская	Кокчетавская свита, 90 м	Кокчетавская свита, 150—1900 м, 0,8—1,0 1,35—(2)	
Верхний рифей			Шарыкская свита, 900 м	
			Кууспекская свита, 1300 м, 0,85—(3)	
1,0	Ефимовская	Иман-бурлукская свита, 2500 м, 1,19—(3)		Даутская свита, 2000 м, 1,3—(1)
Средний рифей		Бакайская свита, 150 м		
1,4		Неженская свита 300 м		
		Ашанинская свита, 190 м		
		Рузаевская свита, 2400 м 1,4—(1)		
1,6				
Дорифей			Зерендинская серия, 1,0; 1,35—(1)	

Примечание. Цифры возраста даны в млрд лет: (1) — прорывающих интрузий и рудных жил, характеризующие верхние возрастные пределы; (2) — обломочных ширконов (нижний возрастной предел); (3) — акцессорных цирконов из вулканических пород (время излияния лав).

скую, охватывающую нижний и средний рифей, боровскую (верхний рифей) и николюско-бурлукскую, относящуюся к четвертому, завершающему, или терминальному (Келлер, Семихатов, 1967), подразделению рифей. Эффузивные и осадочные отложения метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и альбит-эпидот-амфиболитовой фаций. но в отдельных участках, возможно, в связи с влиянием гранитондов в них возникают ассоциации минералов, близкие к амфиболитовой фации, что иногда затрудняет стратиграфическое расчленение и сопоставление разрезов этих комплексов (Розен, 1960).

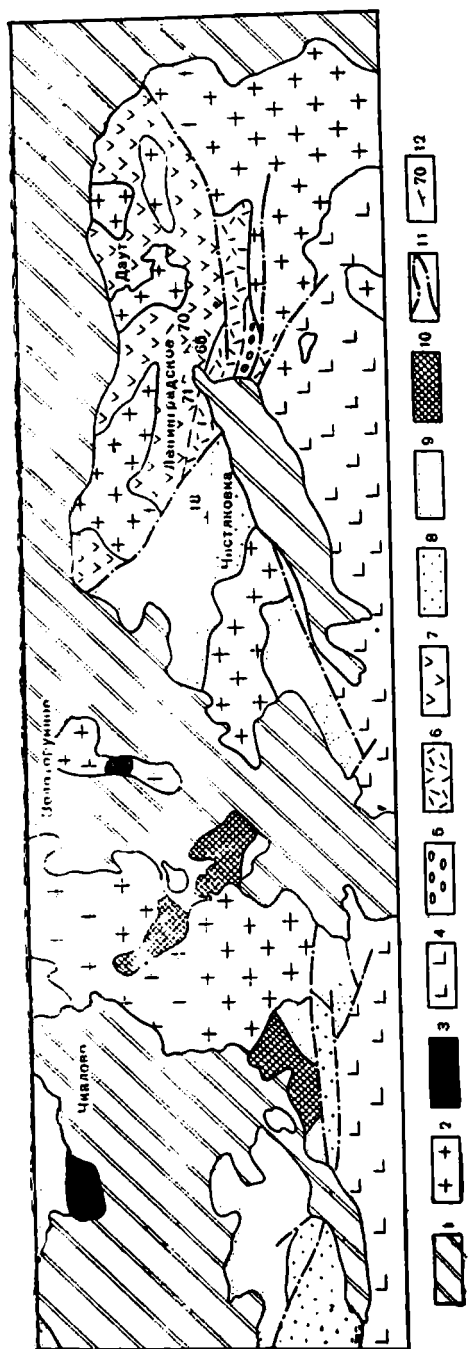


Рис. 1. Схематизированная геологическая карта восточной части Кочетавского массива по широте р. Шат. Составил О. М. Розен (1966 г.) по данным М. А. Абдулкабировой, М. А. Жукова, Р. А. Коляткина, Е. Д. Шлыгина, В. В. Науменко, Л. В. Булыго, Ю. В. Рошина: 1 — кайнозойские отложения; 2 — гранитоиды; 3 — основные и ультраосновные интрузии; 4 — палеозойские отложения; 5, 6 — николюско-бурлукская серия; 5 — карашатская толща; 6 — шатская толща; 7 — даутская свита; 8 — кочетавская свита; 9 — шарыкская и кууспекская свиты; 10 — зерендинская серия; 11 — разрывные нарушения; 12 — элементы залегания

Ефимовская серия в западной части массива в обнажениях по р. Ишим представлена разнообразными метаморфизованными вулканогенными породами, а также глинистыми, карбонатными и железистыми отложениями. Она разделена на рузаевскую, ашангинскую, неженскую, бакайскую и иман-бурлукскую свиты, мощностью около 5000 м. На востоке массива (р. Шат) к этой серии отнесена даутская свита (рис. 1), сложенная вулканогенными породами мощностью не менее 2000 м. Радиохронологические данные по цирконам из кислых лав для верхов ефимовской серии определяют возраст их образования в 1,2—1,3 млрд. лет

(табл. 2). Рудные жилы, пересекающие нижнюю часть ефимовской серии, имеют возраст 1,4 млрд. лет (Ганеев, Зыков, 1961). Эти данные определяют ранне — среднерифейский возраст серии. Ефимовская серия

слагает системы узких линейных складок устойчивых северо-восточных простираний.

Боровская серия распространена в центральной части Кокчетавского массива и представлена кууспекской свитой, сложенной главным образом, порфирами мощностью до 1300 м, выше которых залегают филлитовидные и углистые сланцы, а также доломиты шарыкской свиты (мощность 900 м). Венчает разрез кокчетавская свита, сложенная кварцитами, образовавшимися при метаморфизме кварцевых песчаников (мощность до 2000 м). Возраст порфиридов кууспекской

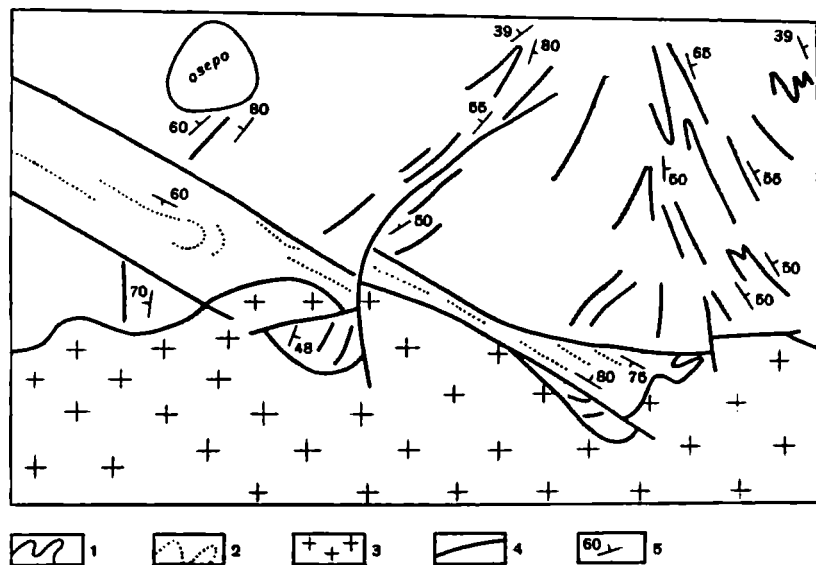


Рис. 2. Строение восточной части Заборовской синклинали: 1 — раннедокембрийский фундамент, линии отражают простирания пластов; 2 — позднерифейские отложения и простирания отдельных пластов; 3 — гранитоиды; 4 — разрывные нарушения; 5 — элементы залегания

свиты по сингенетическим цирконам составляет 0,85—1,0 млрд. лет (табл. 1, 2). В кокчетавской свите обломки цирконов имеют возраст, соответствующий возрасту подстилающих пород 1,5; 1,3—1,4; 1,0; 0,85 млрд. лет, что определяет нижнюю возрастную границу кокчетавской свиты. Эти данные указывают на позднерифейский возраст боровской серии. Боровская серия резко несогласно залегает на древнем гранитизированном основании (рис. 2), образуя широкие зоны наложенных складок и отдельные наложенные синклинали разнообразных простираний.

Никольско-бурлукская серия сложена лавами основного и кислого состава, конгломератами, песчаниками, кремнистыми сланцами и яшмами, относимыми к чалкарской и чалышской свитам в центральной части Кокчетавского массива, к шатской и карашатской толщам — на востоке. Мощность этих толщ достигает 2500 м. Возраст их определяется непосредственным налеганием на кокчетавскую свиту верхнего рифея. Они пересечены основными и ультраосновными интрузиями, образовавшимися 530—540 млн. лет назад (Михайлов, 1965). С этими отложениями связана резкая перестройка структурного плана. Все эти данные позволяют относить никольско-бурлукскую серию к четвертому, завершающему подразделению рифея. Никольско-бурлукская

серия в пределах Кокчетавского массива слагает отдельные локальные впадины, а ее аналоги залегают по периферии массива, образуя базальные слои разреза каледонских синклиналиев.

* *
*

В стратиграфической последовательности докембрийских отложений массива отражены основные этапы его развития: 1) в раннем докембрии формирование древнейших песчано-глинистых и карбонатных отложений, метаморфизованных в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций, позднее гранитизированных (зерендинская серия, древнее ядро массива); 2) в раннем и среднем рифее накопление основных вулканитов, глинистых, карбонатных и железистых отложений геосинклинального типа в прогибах на западе и востоке массива (ефимовская серия), 3) в позднем рифее в пределах древнего ядра массива происходит образование наложенных впадин, выполненных в нижней части кислыми лавами, глинистыми и карбонатными отложениями, а в верхней части — песчаными отложениями (боровская серия). Этот период развития может быть сопоставлен с орогенным этапом в понимании А. А. Богданова (1965); 4) в конце рифея по периферии массива и в пределах отдельных впадин на массиве накапливались основные и кислые лавы, конгломераты, кремнистые и другие отложения (никольско-бурлукская серия и ее аналоги). По периферии массива эти толщи связаны с долгоживущими разломами глубокого заложения, отделившими массив от каледонских синклиналиев и определившими его современную конфигурацию (Бабичев и др., 1968).

Пытаясь сопоставить разрезы докембрия Кокчетавского массива и других районов Казахстана, а также сопредельных территорий, необходимо обратить внимание на близость кокчетавского разреза к описанному в Киргизии и, как полагают, являющемуся в своей верхней части опорным для эвгеосинклинального рифея (Королев, 1969; Киселев, Королев, 1964).

Совпадение разрезов древнейших отложений — зерендинской и киргизской серий — практически полное (табл. 4) как по типам пород, степени их метаморфизма, характеру проявлений гранитизации, так и по их предполагаемому происхождению (Медведева, 1960, Байбулатов, 1964). Главные складчатые формы — брахиантиклинали Макбальского купола (Киселев, Королев, 1964) также подобны тем, которые известны в пределах Кокчетавского массива. Таким образом, корреляция отложений древнего фундамента представляется в данном случае вполне вероятной.

Как и на Кокчетавском массиве, в указанном районе Киргизии на древнем гранитизированном основании с большим перерывом залегают эвгеосинклинальные отложения нижнего и среднего рифея (караджилгинская, ортогауская, кенкольская и сарыбулакская серии), достигающие мощностей в 10 000 м. Непосредственно выше с перерывом и несогласием залегают джельдысуйская свита (мощностью 150—300 м) метаморфизованных кварцевых песчаников, которую Ю. А. Зайцев, В. Г. Королев, Л. И. Филатова (1966) по литологическим признакам параллелизовали с кокчетавской свитой. Следует обратить внимание на то, что кокчетавская свита, располагаясь на толщах нижнего — среднего рифея (ефимовская серия), сокращается в мощности до 50—100 м и залегают резко несогласно. В пределах же древнего ядра Кокчетавского массива она слагает верхнюю часть стратиграфического разреза проги-

бов, выполненных боровской серией, достигает мощности в 2000 м и залегают согласно с подстилающими овитами названной серии. Отложения завершающего, или терминального, рифея в Киргизии содержат терригенные, эффузивные и кремнистые породы и тяготеют к палеозою, так же как и в Кокчетавском массиве (никольско-бурлукская серия). Сравнение особенностей строения и развития Кокчетавского массива в Казахстане и Макбальского купола в Киргизии позволяет не только сопоставить некоторые стратиграфические уровни, но и выявить общую для обеих структур направленность в их геологическом развитии, что создает предпосылки для дальнейших исследований по корреляции стратиграфических разрезов докембрия Казахстана и Киргизии.

Таблица 4

Сопоставление разрезов раннего докембрия Киргизии (Макбальский купол) и Северного Казахстана

Макбальский купол, киргизская серия (Королев, Киселев, 1964)		Кокчетавский массив, зерендинская серия (Розен, 1967)	
Свиты, мощность в м	Состав	Состав	Свиты, мощность в м
Каиндинская, 1500—2500	Слюдяные сланцы с прослоями мраморов	Слюдяные сланцы, чередующиеся с кварцитами, гнейсы, прослой амфиболитов	Уялинская, 2800
Ачикташская, 1000—2500	Мраморы	Пиритсодержащие сланцы с графитом, прослой мраморов	Даулетская, 1400
	Переслаивание пиритсодержащих графитовых сланцев и карбонатных пород	Мраморы с графитом и пиритом	
	Мраморы	Тонкое переслаивание пиритсодержащих графитовых слюдяных сланцев и карбонатных пород	
Нельдинская, 750—1500	Слюдяные сланцы, линзы мраморов, эклогитов и амфиболитов	Слюдяные сланцы и гнейсы, чередующиеся с эклогитами и амфиболитами	Жолдыбайская, 2000
Макбальская, 1000—1500	Кварциты, слюдяные сланцы, прослой мраморов, эклогитов и амфиболитов	Слюдяные сланцы и гнейсы, чередующиеся с эклогитами и амфиболитами. Пласты и линзы мраморов, плагиоклазово-диопсидовых пород	Берлыкская, более 3000

СТРАТИГРАФИЯ ДОПАЛЕОЗОЙСКИХ И НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АТАСУ-МОИНТИНСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА

Допалеозойские и нижнепалеозойские толщи Атасу-Моинтинского водораздела образуют в каледонской структуре Центрального Казахстана крупный антиклинальный выступ, по обрамлению которого развит мощный комплекс кремнисто-вулканогенных и терригенных отложений ордовикского и силурийского возраста. В краевой части выступа в горах Жельдытау, Таскоралы, Кабантау, Кушоко, Айдахарлы, Улькен-Акмая, Актау, Алабас, Сарыматак, Аксоран древние толщи интенсивно дислоцированы и метаморфизованы, и стратиграфическая последовательность их до сих пор является предметом дискуссий. Более надежно устанавливается стратиграфическая последовательность древних толщ во внутренней части Атасу-Моинтинского выступа (район гор Кызылжар, Сарыкульджа, Байэпше, Капал, Керегетас, Айкарлы, Костюбе, Кенелы, Шунды), отличающейся сравнительно спокойной складчатостью и меньшей степенью метаморфизма досилурийских пород.

В этой части Атасу-Моинтинского выступа в разрезе досилурийских отложений можно выделить три серии (снизу вверх): киикскую, котыртас-айкарлинскую, узеньскую.

Киикская серия представлена двумя толщами: нижней — сланцевой и верхней — кварцито-песчаниковой. Сланцевая толща обнажается в мелкосопочнике между грядами Байэпше и Узеньжал, вдоль южного подножья гряды Айкарлы и в основании многих других возвышенностей, сложенных кварцито-песчаниками. В ее строении участвуют углисто-серицитовые, глинисто-серицитовые, хлорит-серицитовые, хлорит-серицитокремнистые и серицито-кремнистые сланцы, содержащие прослои кварцевых песчаников и известняков. В толще найдены строматолиты и онколиты плохой сохранности. Мощность более 1500 м.

Вышележащая кварцито-песчаниковая толща обнажается на вершинах и склонах возвышенностей в горах Кызылжар, Сарыкульджа, Узунтау, Байэпше, Капал, Актау, в западной части гряды Айкарлы, в восточной части гор Кенелы. С подстилающей сланцевой толщей она связана постепенными переходами. Двигаясь снизу вверх по разрезу, обычно удается наблюдать, как в сланцевой толще постепенно увеличивается число прослоев песчаников и возрастает их мощность при одновременном уменьшении мощности сланцевых прослоев. В наиболее полных разрезах (горы Узунтау, Кызылжар, Капал) кварцито-песчаниковую

толщу можно разделить на три пачки: 1) нижнюю, сложенную серыми мелко- и среднезернистыми слонстыми кварцитовидными песчаниками (мощность свыше 500 м); 2) среднюю, в которой выделяются две или три пачки белых среднезернистых кварцитов, разделенных светло-серыми «ямчатыми» кварцитовидными песчаниками, содержащими плоскую гальку сланцевых алевролитов (мощность 100—200 м); 3) верхнюю, образованную буровато-серыми кварцитовидными песчаниками (мощность не менее 200 м). Общая мощность толщи достигает 800—900 м. Вследствие глубокого размыва, предшествовавшего отложению следующей котыртас-айкарлинской серии, мощность кварцито-песчаниковой толщи сокращается на отдельных участках до 100—300 м. Местами, как например, в центральной части гряды Айкарлы, кварцито-песчаниковая толща полностью выпадает из разреза.

В краевой части Атасу-Моинтинского выступа кинкской серии, по-видимому, соответствует кварцито-сланцевый комплекс, в котором выделяются сланцевая (сулуманакская) свита и кварцитовая (таскоралинская). Такое сопоставление основывается на сходстве сланцевой толщи кинкской серии с сулуманакской свитой (по составу первичных пород, характеру их чередования, общему строению разреза) и на столь же близком сходстве кварцито-песчаниковой и кварцитовой толщ. Детальные структурные исследования свидетельствуют о том, что кварцитовая (таскоралинская) свита залегает стратиграфически выше сланцевой (сулуманакской) и связана с ней непрерывным разрезом. В отличие от сланцевой и кварцито-песчаниковой толщ внутренней части Атасу-Моинтинского выступа сулуманакская и таскоралинская свита более метаморфизованы: в них преобладают хлорито-кварцевые, хлорито-мусковито-кварцевые, кварцево-мусковитовые, биотито-кварцевые, биотито-мусковито-кварцевые сланцы, филлиты, сланцеватые кварциты. В сланцах сулуманакской свиты содержатся акритархи, указывающие на позднесилезийский—раннекембрийский возраст вмещающих отложений.

Если сопоставление сланцевых и кварцитовых (кварцитовой и кварцито-песчаниковой) толщ внутренней и краевых частей Атасу-Моинтинского выступа окажется правильным, то целесообразно будет называть нижнюю сланцевую толщу на всей площади Атасу-Моинтинского водораздела сулуманакской свитой, а перекрывающую ее кварцитовую толщу—таскоралинской свитой, объединяя их в кинкскую серию.

Резко выраженная поверхность несогласия отделяет терригенную кинкскую серию от вышележащей вулканогенно-молассовой котыртас-айкарлинской серии. Местами разрез котыртас-айкарлинской серии представлен вулканогенными образованиями, на других участках наряду с вулканогенными образованиями выделяются мощные толщи кварцевых и аркозовых песчаников. В котыртас-айкарлинской серии выделяются: алтынсынганская, кенелинская, байэпшинская свиты.

Алтынсынганская свита сложена в основном милонитизированными и катаклазированными липаритовыми порфирами коричневой и желтовато-серой окраски с вкрапленниками кварца, калневого полевого шпата, реже плагиоклаза. Изредка в алтынсынганской свите отмечаются метаморфизованные кристаллокластические и литокристаллокластические туфы липаритового состава и прослои метаморфических сланцев.

Во внутренней части Атасу-Моинтинского выступа породами алтынсынганской свиты сложены горы Котыртас, урочище Алтынсынган, мелкосопочник в среднем течении р. Узень. Во внешней зоне к той же свите условно отнесены липаритовые порфиры, обнажающиеся на пра-

вобережье р. Чажогай, в районе гряды Айдахарлы, в верховьях р. Талдыманак. Как установлено работами последних лет, значительная часть липаритовых порфиров алтынсынганской свиты находится в интрузивном залегании, что доказывается секущими контактами между порфирами и породами киикской серии, присутствием сланцевых и кварцитовых ксенолитов в липаритовых порфирах. Нередко отмечается значительная раскристаллизация основной массы липаритовых порфиров и появление полнокристаллических пород — гранит-порфиров.

Эффузивные порфиры алтынсынганской свиты несогласно залегают на кварцито-песчаниках или непосредственно на сланцах киикской серии. Так, например, в горах Котырмас липаритовые порфиры лежат на сланцевой толще, отделяясь от нее прерывистым горизонтом конгломератов. Гальки и валуны конгломератов сложены кварцитами и кварцито-песчаниками, образовавшимися за счет размыва толщи кварцито-песчаников (Авдеев, 1965). Стратиграфический контакт между порфирами алтынсынганской свиты и кварцито-песчаниками верхов киикской серии прослежен на западном склоне гряды Байэпше, в горах Котырмас, а во внешней зоне Атасу-Моинтинского выступа — в горах Алабас и Сарыматак. Мощность алтынсынганской свиты достигает 1500—2000 м.

Область развития байэпшинской свиты ограничена урочищем Алтынсынган, северо-западным подножием гряды Байэпше, районом верховьев р. Моинты. Свита трансгрессивно залегает на липаритовых порфирах алтынсынганской свиты и подразделяется на три пачки (снизу вверх):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Неяснослоистые в основном крупнозернистые аркозовые песчаники, содержащие прослои кварцевых песчаников и конгломератов с галькой кварцитов и яшмовидных пород | 250—300 м |
| 2. Алевриты и филлиты с прослоями мелко- и среднезернистых кварцевых и аркозовых песчаников | 50—75 м |
| 3. Грубозернистые, нередко косослоистые аркозовые песчаники и аркозовые гравелиты | 400—500 м |

Общая мощность байэпшинской свиты в урочище Алтынсынган достигает 800—900 м, в горах Котырмас мощность свиты сокращается до 150—200 м.

В юго-восточной части Атасу-Моинтинского выступа в окрестностях пос. Киик котырмас-айкарлинская серия представлена кенелинской свитой. Иногда в основании кенелинской свиты прослеживаются липаритовые порфиры алтынсынганской свиты, имеющие здесь небольшую (до 200 м) мощность, но в большинстве мест устанавливается несогласное наложение кенелинской свиты на кварцито-песчанковую либо на сланцевую толщу киикской серии. Опорным разрезом кенелинской свиты является разрез гор Кенелы, где установлена такая последовательность пород (снизу вверх):

- | | |
|--|------------|
| 1. Переслаивание туфов липаритовых порфиров, туффитов, туфопесчаников и полимиктовых песчаников | 25—30 м |
| 2. Крупногалечные и валунные конгломераты с окатанной кварцовой галькой и небольшим количеством цемента | 8—20 м |
| 3. Туфы кислого состава | 20—25 м |
| 4. Кварцитовидные песчаники и гравелиты | 120 м |
| 5. Средне- и крупногалечные кварцитовые конгломераты, переслаивающиеся с разнозернистыми кварцитовидными песчаниками | 150 м |
| 6. Мелко- и среднезернистые, местами косослоистые кварциты | более 80 м |

Мощность свиты в приведенном разрезе около 400 м. В горах Айжарлы кенелинская свита имеет сходное строение и мощность в 235 м.

Сокращенные разрезы свиты мощностью в несколько десятков метров известны в восточных отрогах гор Капал, у восточной окраины гор Шунды, на сопке Аксуран.

Таким образом, в направлении с северо-запада на юго-восток в разрезе котыр-тас-айкарлинской серии уменьшается количество вулканогенных пород кислого состава и резко возрастает мощность конгломератов. Алтынсынганской и перекрывающей ее байэпшинской свитам центральной части Атасу-Моинтинского выступа на юго-востоке соответствует кенелинская свита.

Узенская серия трансгрессивно залегает на котыр-тас-айкарлинской серии. На всей площади Атасу-Моинтинского водораздела разрез узенской серии начинается капальской свитой, в строении которой участвуют кварцевые известковистые песчаники, розовато-серые доломитовые известняки, туффиты и алевропелиты с валунами и обломками кварцитов, известняков, яшм («тиллитоподобные» породы), кварцитовидные песчаники, гравелиты. В краевой и центральной частях Атасу-Моинтинского выступа капальская свита представлена кварцевыми известковистыми песчаниками, гравелитами, розовато-серыми доломитовыми известняками, залегающими на липаритовых порфирах алтынсынганской свиты. В юго-восточной части Атасу-Моинтинского водораздела (в окрестностях пос. Кник) капальская свита залегает на кенелинской. В этом районе базальный горизонт капальской свиты представлен кварцевым известковистым песчаником (20 м), выше следуют розовато-серые доломитовые известняки (70 м), кварцитовидные песчаники (2—5 м), «тиллитоподобные» породы (20 м), известковистые кварцевые песчаники, известковистые гравелиты, розовато-серые доломитовые известняки (80 м). Местами доломитовые известняки полностью выпадают из разреза, и «тиллитоподобные» породы отделяются от кварцитов кенелинской свиты маломощным (2—3 м) горизонтом кварцевых известковистых песчаников. Мощность капальской свиты меняется от 5—10 до 200—250 м.

На большей части Атасу-Моинтинского выступа (за исключением района пос. Кник) капальская свита перекрывается басагинской свитой, сложенной оолитовыми, брекчиевидными, тонкослонистыми и массивными известняками, суммарной мощностью 800—2500 м. «Басагинские», или, как их часто называют, «гокоевские», известняки тесно связаны с доломитовыми известняками капальской свиты и залегают на них согласно. В них содержатся онколиты венда — нижнего кембрия *Osagia caudata* Kogoljuk, *O. gigantea* Kogoljuk и др. (определение Б. Ш. Клиггер) и столбчатые пока не изученные строматолиты. Верхняя возрастная граница басагинской свиты определяется налеганием известняков кызылжарской свиты, содержащих остатки фауны нижнего ордовика (Альперович, 1965).

В юго-восточной части Атасу-Моинтинского выступа в районе гор Шунды, стратиграфически выше капальской свиты без видимого несогласия залегает аксуранская свита, сложенная глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, известняками и содержащая многочисленные остатки среднекембрийских трилобитов: *Goniagnostus nathorsti* (Brög.), *Ptychagnostus* aff. *aculeatus* Ang., *Diplagnostus* sp., *Oidalagnostus* sp., *Doriagnostus incertus* (Brög.), *Lejopyge* sp. (определения Л. Н. Краськова). Мощность аксуранской свиты 100—200 м. Выше нее трансгрессивно залегает известняковая шундинская свита, в низах которой (среди известковистых песчаников) найдены остатки трилобитов и брахиопод среднего ордовика: *Phychopyge* (?) *vodorezovi* Veber (определение

Е. А. Балашовой), *Sowerbyella* sp., *Rafinesguina* sp. и ближе неопределимые формы из семейств *Camerellidae* и *Orthidae* (определение И. Ф. Никитина).

Соотношение аксуранской и басагинской свит не установлено, однако существование постепенных переходов между капальской и басагинской свитами и, напротив, резкое литологическое различие аксуранской и капальской свит позволяют предполагать, что аксуранская свита занимает более высокое стратиграфическое положение по сравнению с басагинской свитой или же замещается по простиранию известняками верхов басагинской свиты. В связи с этим возраст басагинской свиты условно определен как кембрийский с возможными возрастными пределами — от позднего протерозоя (венда) до нижнего ордовика. По-видимому, формирование басагинской свиты происходило одновременно с накоплением карбонатных осадков шабактинской свиты хр. Малый Каратау, бешташской свиты Таласского Алатау, сандалашской свиты верховьев р. Чаткал, шорторской серии хр. Джетымтау. Типичные для капальской свиты «тиллитоподобные» породы могут быть сопоставлены с тиллитоподобными конгломератами байконурской свиты Улутау, Большого и Малого Каратау (Анкинович, 1960) и «субкембрийскими тиллитами» хребтов Джетымтау, Чаткальского, Сандалашского, Куруктаг (Королев, 1962; 1963), что позволяет условно отнести капальскую свиту к самым верхам докембрия. Тем самым возраст узеньской серии определяется как конец позднего протерозоя (венд) — ордовик.

Залегающие стратиграфически ниже котыр-ас-айкарлинская и кийская серии являются, по-видимому, верхнепротерозойскими. Кварцито-песчаниковая толща, входящая в состав кийской свиты, может быть параллелизована с верхнепротерозойскими кварцитовыми толщами — кокчетавской свитой Северного Казахстана (Шлыгин, 1960), егинбулакской свитой Бетпакадалы (Маркова, 1961), уштобинской свитой Улутау (Зайцев и др., 1966). Аналогами алтынсынганской свиты являются коксуйская серия Улутау (Зайцев и др., 1966), свита Большого Нарына в хребте Джетымтау (Бакиров и др., 1961; Королев, 1962), эффузивная свита Боролдайтау (Тацинина, 1951), также относящиеся к верхнему протерозою. Граниты узеньжальского комплекса, прорывающие породы кийской серии и, по-видимому, синхронные с вулканогенными образованиями алтынсынганской свиты имеют, по данным анализа цирконов свинцово-изотопным методом в лаборатории ВСЕГЕИ, возраст в 1410 млн. лет (аналитик Г. А. Мурина).

Е. В. АЛЬПЕРОВИЧ

ДРЕВНИЕ КАРБОНАТНЫЕ ТОЛЩИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

В пределах Северо-Западного Прибалхашья широко распространены карбонатные и терригено-карбонатные толщи досилурийского возраста. Возраст этих отложений ранее вызывал споры и не может считаться окончательно доказанным и теперь. Долгое время господствовали две точки зрения. Сторонники одной из них вслед за Г. П. Знамеровской и А. Г. Гокоевым считали, что мощные карбонатные разрезы относятся к силурийской системе, так как вблизи совхоза Кызылтау в верхних частях разреза этих толщ найдены остатки позднесилурийских кораллов. Эту точку зрения поддерживала большая группа исследователей (Боровиков, Борсук, 1961). Иную позицию в этом вопросе занимал Д. И. Яковлев, который еще в 1940 г. предположил ордовикский возраст «немых» карбонатных толщ. В 1952 г. А. Г. Гокоев в горах Шунды в тонкослонистых известняках собрал остатки ордовикской фауны, что заставило многих исследователей (М. А. Борисьяк, Н. А. Пупышева, В. В. Донских и др.) считать все древние карбонатные отложения ордовикскими (Альперович, 1965). В 1960 г. Е. В. Альперовичем и А. С. Лагасем в среднем течении р. Чажагай в толще тонкослонистых фосфатоносных известняков, залегающей в едином разрезе с мощными оолитовыми и строматолитовыми известняками, были собраны остатки нижнеордовикских трилобитов, что окончательно закрепило позиции сторонников ордовикского возраста карбонатных толщ. Однако уже тогда Е. В. Альперович и А. С. Лагай (1965) высказали предположение, что часть карбонатных отложений может быть кембрийской.

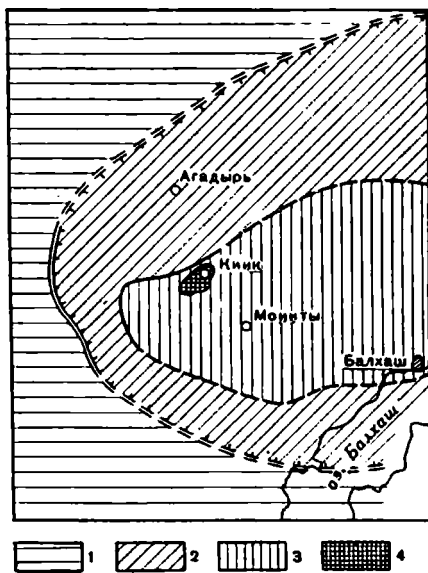
Первые находки остатков кембрийских ископаемых в пределах Атасу-Монтинского водораздела относятся к 1955 г. Они были сделаны В. В. Донских и Н. А. Пупышевым непосредственно западнее сопки Аксуран. Однако эти исследователи, а также подавляющее большинство работавших здесь геологов помещали терригено-карбонатные отложения, содержавшие среднекембрийскую фауну, в основание всего стратиграфического разреза данного региона, параллелизуя их с широкоразвитой толщей сланцев и филлитов (Пупышев, Донских, Михневич, 1959; Боровиков, Борсук, 1961). Лишь в 1965 г. В. Д. Вознесенскому, Г. Н. Филатову, А. В. Авдееву и автору удалось показать, что толща, заключающая органические остатки среднего кембрия, залегает стратиграфически выше метаморфического комплекса, с которым ее сопоставляли ранее.

В настоящее время можно более определенно судить о возрасте древних карбонатных отложений, а также наметить структурно-формационные зоны региона для эпохи их накопления. В пределах Северо-Западного Прибалхашья можно выделить Булаттау-Тектурмасскую эвгеосинклираль и Прибалхашскую миогеосинклираль (рисунок). Булаттау-Тектурмасская эвгеосинклираль дугой окаймляет Прибалхашскую миогеосинклираль. В разрезах эвгеосинклинали широко развиты яшмоиды и основные эффузивы, слагающие горы Тектурмас, возвышенности в Атасуйском районе, горы Булаттау и протягивающиеся далее на юго-восток. Древние карбонатные толщи обнажаются в пределах Прибалхашской миогеосинклинали и, вероятно, являются в какой-то мере синхронными офиолитам Булаттау-Тектурмасской эвгеосинклинали¹.

Внутри Прибалхашской миогеосинклинали четко устанавливаются три структурно-фациальные зоны; каждая из них характеризуется специфическими особенностями разреза и взаимоотношениями между отдельными геологическими телами (таблица). Значительная часть миогеосинклинальных толщ перекрыта более молодыми геологическими образованиями, что затрудняет восстановление первичных очертаний структурно-фациальных зон. Однако некоторые косвенные признаки позволяют реконструировать их контуры. Границы сохранившихся участков структурно-фациальных зон параллельны внешней контуре миогеосинклинали, что дает основание предположить концентрическое кольцевое расположение зон. Рассматриваемые структурно-фациальные зоны (внешняя, внутренняя и центральная) выделяются лишь для эпохи накопления карбонатных отложений и толщ их непосредственно подстилающих. Наиболее древние образования — сулуманакская и таскоралинская свиты верхнего протерозоя развиты во всех зонах и в настоящей работе не рассматриваются.

Внешняя зона располагается в непосредственном соприкосновении с эвгеосинклиалью (см. рисунок). Ширина зоны измеряется 40—70 км. Для нее характерен следующий стратиграфический разрез (см. таблицу).

Алтынсынганская свита, залегающая на размытой поверхности таскоралинской свиты, сложена рассланцованными липаритовыми порфирами и туфами. Местами отмечаются конгломераты с туфогенным или сланцевым цементом. Мощность — от 1000 до 5000 м.



Структурно-формационные зоны западной части Прибалхашской миогеосинклинали: 1 — Булаттау-Тектурмасская эвгеосинклираль; Прибалхашская миогеосинклираль: 2 — внешняя зона; 3 — внутренняя зона; 4 — центральная зона

¹ Одновозрастность яшмово-диабазовых толщ Тектурмасского антиклинория и карбонатных толщ Атасу-Монитниского водораздела недоказана (прим. ред.).

Схема сопоставления карбонатных толщ Прибалхашской мегасинклинали

Система	Отдел	Внешняя зона	Внутренняя зона	Центральная зона
Ордовикская	верхний	Когедейская свита: полимиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты, аргиллиты, липарито-дацитовые туфы, более 400 м	Когедейская свита: полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, линзы серых известняков, до 700 м	Когедейская свита: аргиллиты, алевролиты, полимиктовые песчаники, редко гравелиты и конгломераты, более 200 м
	средний	Чажагайская свита: кремнистые сланцы, линзы и прослойки известняков, редко кристаллокластические туфы. Фауна: <i>Nileus tengriensis</i> Weber, <i>Lingula</i> sp., <i>Orbiculoidea</i> sp., <i>Orthida</i> , <i>Plectambonitida</i> и др., 70—500 м	Чажагайская свита: кремнистые сланцы, линзы известняков, 100—450 м	Шундинская свита: известняки, иногда кремнистые и глинистые. Трилобиты: <i>Ptychopyge</i> (?) <i>wodoresovi</i> Weber, <i>Leiodostegium</i> aff. <i>mansui</i> Reed., <i>Endymionia kazachstanica</i> Bal., <i>Basilicus</i> aff. <i>tyrannus</i> Salter, <i>Illaenus</i> sp., около 500 м
Кембрийская	нижний	Верхняя подсвита: известняки, доломитовые известняки, кремнистые породы, прослойки строматолитовых известняков, Кызылжарская свита: фосфатоносные известняки, известковистые песчаники и алевролиты. Трилобиты: <i>Eulonia</i> sp., <i>Geragnostus</i> sp., <i>Dikelocephalina</i> sp., 0—350 м 0—1400 м	Верхняя подсвита: известняки, доломиты, прослойки строматолитовых известняков и др., Кызылжарская свита: серые слоистые известняки, 0—300 м 300—1400 м	Аксуранская свита: полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, известково-глинистые сланцы, известняки, редко мелкогалечные конгломераты. <i>Goniagnostus nathorsti</i> Brog., <i>G. spiniger</i> West., <i>Phalacroma marginata</i> Brog., <i>Ptychagnostus aculeatus</i> Angel., <i>Hypagnostus</i> ex gr., <i>truncatus</i> Brog., <i>H. sulcifer</i> Wall., <i>Leijopyge</i> ex gr. <i>laevigata</i> Dalin. и др. В верхней части разреза <i>Acrotreta</i> ex gr. <i>attenuatus</i> Mesk., <i>A. sp.</i> , <i>Lingulella</i> sp., 110—190 м
	верхний			
	средний	Нижняя подсвита: оолитовые (онколитовые) известняки, доломитовые известняки. Онколиты: <i>Osagia gigantea</i> Koroljuk, <i>O. caudata</i> Koroljuk, <i>Nubecularites punctatus</i> Z. Zhur., <i>N. parvus</i> Z. Zhur., <i>Hieroglyphites mirabilis</i> Reith, и др., 250—1000 м	Нижняя подсвита: оолитовые (онколитовые) известняки, доломитовые известняки: <i>Osagia gigantea</i> Koroljuk и др., 300—800 м	

Сис-тема	Отдел	Внешняя зона	Внутренняя зона	Центральная зона
Верхний протерозой		Капальская свита: кварцевые песчаники и пелитоморфные известняки, редко туффиты, 10—340 м	Капальская свита: известняки, 10—220 м	Капальская свита: кварцевые песчаники с известковистым цементом, известняки, туффиты, «тиллиговидные породы», до 150 м
		Байэпшинская свита: конгломераты, гравелиты и песчаники, алевролиты и кремнистые породы, 10—700 м	Узунтауская свита: песчаники, гравелиты, конгломераты, кварциты,	Байэпшинская свита: кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, кварциты, 70—350 м
		Алтынсынганская свита: липаритовые порфиры и туфы, конгломераты, 1000—5000 м	150—700 м	Алтынсынганская свита: липаритовые порфиры и туфы, конгломераты с туфогенным и песчаным цементом, 50—175 м
		Таскоралинская свита: кварциты, песчаники и конгломераты, 550—900 м		
		Сулуманакская свита: серицит-кварцевые и другие сланцы, филлиты, кварциты, углистые известняки, 2000—3000 м		

Байэпшинская свита, залегающая несогласно на алтынсынганской, образована кварцевыми и аркозовыми гравелитами и песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже конгломератами и кремнистыми породами. Аркозовые песчаники и гравелиты состоят из продуктов разрушения алтынсынганских порфироидов. Мощность свиты 10—700 м.

Капальская свита залегает на байэпшинской свите согласно и состоит из светло-серых, серых и палевых кварцевых песчаников с известковистым цементом и пелитоморфных известняков, редко встречаются туффиты. Мощность 10—340 м.

Басагинская свита лежит согласно на капальской свите и может быть разделена на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена серыми, светло-серыми и темно-серыми массивными и оолитовыми (онколитовыми) известняками, доломитовыми известняками. Среди онколитов *B. Ш. Клингер* установлены *Osagia caudata Kogoljuk*, *O. gigantea Kogoljuk*, *O. granulata Klinger.*, *O. senta Z. Zhur.*, *O. kingbreensis Zabr.*, *Volvatella gigantea Klinger.* *V. lancea Klinger*; отмечаются катаграфии *Nubecularites punctatus Z. Zhur.*, *N. catagraphus Reittl.*, *N. parvus Reittl.*, *Hieroglyphites mirabilis Reittl.*, *H. rotundus Z. Zhur.* Мощность подсвиты от 1000 до 2500 м. Верхняя подсвита образована серыми и светло-серыми слоистыми и массивными известняками, доломитовыми известняками, черными и темно-серыми кремнистыми породами. Имеются многочисленные прослойки строматолитовых известняков, иногда занимающих весь разрез. Мощность — до 1400 м.

Кызылжарская свита имеет локальное распространение и встречена лишь в среднем и нижнем течении Чажагай. Она залегает на басагинской свите с небольшим размывом. В ее состав входят серые слоистые фосфатоносные известняки, известковистые песчаники и алевролиты. Встречены остатки трилобитов: *Euloma sp.*, *Geragnostus sp.*, *Dikeloccephalina sp.*, *Brackebuschia sp.* Мощность свиты — 350 м.

Чажагайская свита лежит согласно на кызылжарской свите, а в случае отсутствия последней в разрезе — на басагинской без следов какого-либо размыва. В разрезе свиты отмечаются серые и темно-серые кремнистые сланцы с повышенным содержанием фосфора, линзы и прослойки известняков, редкие прослойки кристаллокластических туфов липаритового состава. Отмечаются остатки: *Nileus tengriensis Weber*, брахиоподы из семейств *Orthidae*, *Plectambonitidae*, *Atrypidae*, а также неясные отпечатки граптолитов. Мощность — 70—500 м.

Когедейская свита залегает согласно на чажагайской свите и представлена серовато-зелеными полимиктовыми песчаниками, гравелитами, мелкогалечными конгломератами, алевролитами и аргиллитами, редко туфами липарито-дацитового состава. Мощность — более 400 м.

Как видно из стратиграфического разреза, во внешней зоне отмечаются многочисленные размывы и несогласия. Мощность карбонатных отложений здесь достигает максимальных значений. Для внешней зоны характерно широкое распространение мощной толщи кислых вулканитов, которые образуют Алабас-Шубарадырский вулканический пояс.

Внутренняя зона занимает почти все остальное пространство Прибалхашской многоэпиклинали и характеризуется более простым стратиграфическим разрезом. Здесь выше таскоралинской свиты установлены следующие свиты.

Узунтауская свита сложена кварцевыми и аркозовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и кварцитами. Мощность свиты колеблется от 150 до 700 м. Капальская свита залегает согласно на узунтауской и образована серыми пелитоморфными известняками, имеющими мощность 10—220 м. Басагинская свита согласно лежит на капальской, состоит из двух подсвит, литологический состав которых совершенно аналогичен составу таковых во внешней зоне. Однако мощности подсвит несколько меняются и составляют 300—800 м для нижней подсвиты и 300—1400 м для верхней. Кызылжарская свита развита локально в районе ст. Сары-Кум. Она согласно лежит на басагинской свите и представлена серыми слоистыми известняками с обильными органическими остатками. Мощность свиты достигает 300 м.

Чажагайская свита залегает согласно либо на кызылжарской, либо на басагинской свитах и сложена серыми и темно-серыми кремнистыми сланцами и известняками. Отмечается большое количество углистого матернала. Мощность 100—450 м. Когедейская свита согласно перекрывает чажагайскую, в ее разрезе присутствуют серовато-зеленые полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, линзы серых известняков. Мощность свиты — 700 м.

Анализ приведенной стратиграфической схемы показывает, что внутренняя структурно-фаціальная зона развивалась в относительно спокойных тектонических условиях. В ее разрезе отсутствуют вулканы, почти нет несогласий и размывов. Общая мощность карбонатных отложений по сравнению с внешней зоной уменьшается.

Центральная зона представляет собой небольшой, почти изометричный, участок, диаметр которого не превышает 30—40 км. В ее пределах выше таскоралинской свиты установлен следующий разрез.

Алтынсыганская свита представлена слабо расщепленными лларитовыми порфирами и туфами, а также конгломератами с туфогенным и песчаным цементом. Мощность ее — 50—175 м. Байэпшинская свита, лежащая на размытой поверхности алтынсыганской, образована кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, алеволитами и кварцитами. Мощность — 70—350 м. Капальская свита залегает согласно на байэпшинской и сложена серыми, светло-бурыми и палевыми кварцевыми песчаниками с известковистым цементом, известняками того же цвета, туффитами и серыми, бурыми и розовато-серыми «тиллитовыми породами». Мощность свиты — до 150 м.

Аксуранская свита согласно лежит на капальской и имеет довольно четкое трехчленное строение. Ее нижняя пачка сложена серыми, светло-серыми и буровато-серыми кварцевыми песчаниками и алеволитами, средняя пачка — черными, темно-серыми, реже зеленовато-бурыми известково-глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами и известняками. В верхней пачке наблюдаются зеленовато-бурые и зеленовато-серые полимиктовые песчаники, реже гравелиты и конгломераты. В средней пачке собраны остатки: *Goniagnostus* ex gr. *nathorsti* Brog., *G. spiniger* West., *Doryagnostus* ex gr. *incertus* Brog., *Phalacroma marginata* Brog., *Ptychagnostus aculeatus* Angel., *Hypagnostus* ex gr. *truncatus* Brog., *H. sulcifer* Wall., *Diplagnostus* ex gr. *planicoda bilobatus* Kob., *Cotalagnostus* ex gr. *confusus* West., *Pagettia* ex gr. *ferox* Lerm., *Perohopsis* ex gr. *fallax ferox* Tull., *Leijopyge* ex gr. *laevigata* Daln. и др. В верхней пачке найдены *Acrotrela* ex gr. *attenuatus* Mesk., *A. sp.*, *Lingulella sp.* Мощность свиты колеблется от 110 до 190 м.

Шундинская свита залегает на аксуранской, возможно, с размывом. В основании ее располагается маломощная пачка кварцевых песчаников с известковистым цементом, розовых и голубовато-серых мергелей, содержащая многочисленные остатки *Ptychopyge* (?) *wodoresovi* Weber. Выше залегают серые, светло-серые известняки, иногда кремнистые и глинистые, содержащие остатки *Leiostegium* aff. *mansui* Reed., *Endymionia kazachstanica* Bal., *Basilicus* aff. *tyrannus* Salter, *Iliaenus* sp., *Remopleurides* sp., *Dionide* sp. и др. Мощность свиты в целом составляет около 500 м.

Когедейская свита согласно лежит на шундинской свите и образована грязно-серыми с зеленоватым оттенком аргиллитами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Мощность ее более 200 м.

Несмотря на присутствие в разрезе центральной зоны вулканистов и относительно частых размывов, геологические условия здесь были довольно стабильными, на что указывает незначительная мощность каждой из выделяемых свит по сравнению с их аналогами во внешней и внутренней зонах. Интенсивность прогибания земной коры здесь была значительно меньше.

Возраст многих стратиграфических подразделений, рассмотренных выше, обоснован органическими остатками (см. таблицу). Однако для аксуранской свиты дан более широкий возрастной интервал нежели тот, какой можно предположить по имеющимся остаткам фауны. Обширный список среднекембрийских трилобитов приводится лишь для средней части аксуранской свиты. Тщательный анализ списка и сравнение с зонами среднего кембрия Сибирской платформы позволяют считать, что в приводимый список попадают формы различных зон, начиная с верхов среднего кембрия вплоть до его самых низов. Следовательно, для нижней пачки можно предположить нижнекембрийский возраст, а для верхней, содержащей беззамковые брахиоподы — верхнекембрийский, и, может быть, нижнеордовикский. Последнее подтверждается тем, что на аксуранской свите без следов существенного размыва залегают базальные слои шундинской свиты с *Ptychopyge wodoresovi* Weber.

Широко развитая во внешней и внутренней зонах басагинская свита располагается явно под нижнеордовикской кызылжарской свитой и перекрывает развитую во всех зонах и прекрасно опознающуюся капальскую свиту. Такое стратиграфическое положение басагинской свиты позволяет считать, что наиболее вероятным является ее кембрийский — раннеордовикский возраст. Для окончательного решения вопроса о возрасте басагинской свиты необходимы дополнительные наблюдения. Нельзя исключать возможности ее более древнего возраста (вплоть до верхнего протерозоя), так как она очень тесно связана с капальской свитой, а на границе кызылжарской и басагинской свит установлен размыв, глубину которого мы сейчас оценить еще не можем. Возможно, что басагинская свита должна помещаться в стратиграфическом разрезе региона не на один уровень с аксуранской свитой, а ниже ее.

Анализируя рассмотренную стратиграфическую схему и пространственное расположение структурно-фациальных зон, можно предположить, что Прибалхашская миогеосинклиналь в позднепротерозойскую — раннепалеозойскую эпоху представляла собой относительно поднятие внутри крупного геосинклинального прогиба.

А. А. АБДУЛИН, Г. И. ВОДОРЕЗОВ, М. А. ҚАСЫМОВ, К. А. ЛЬВОВ

СТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ДРЕВНИХ ТОЛЩ МУГОДЖАР

Мугоджары — область, расположенная к югу от широтного течения р. Урал. В северной части Мугоджар (особенно на западе) видна непосредственная орографическая связь Южного Урала и Мугоджар; правда, последние на юге утрачивают свою гористость, характерную для их северных частей. В западных зонах, в особенности в полосе, пересекаемой широтной долиной р. Урал, отчетливо видна и непосредственная связь конкретных тектонических структур этих складчатых регионов.

В формационном отношении суперкрустальные образования Южного Урала и Мугоджар во всех сочетающихся структурных зонах также обнаруживают связь в пределах всего известного стратиграфического разреза Мугоджар, хотя и отмечаются некоторые определенные отличия. Эти отличия выражаются в том, что в древних (а также и в силурийских) толщах Мугоджар по сравнению с Южным Уралом заметно, а иногда и существенно (например, в среднем ордовике), увеличивается роль вулканогенных пород. Таким образом, через Мугоджары, занимающие промежуточное положение между Южным Уралом и Юго-Западным Тянь-Шанем, представляется возможным коррелировать стратиграфические разрезы этих складчатых областей.

Авторы имели возможность на основе геолого-картографических материалов К. А. Пяткова и И. Н. Пяновской и при их личном содействии ознакомиться в полевых условиях с опорными разрезами палеозоя и вероятного допалеозоя каменистых гряд южных подзон Западного Тянь-Шаня в пустыне Кызылкумы, убедиться в возможности корреляции структурно-фациальных зон Урала и Тянь-Шаня, путем сравнительного анализа наметить наиболее вероятные варианты структурной и историко-геологической их связи.

Как известно, на Южном Урале с запада на восток выделяются следующие структурные зоны и подзоны: 1) западный краевой прогиб варисцийского Урала; 2) Башкирский антиклинорий с западной подзоной передовых линейных складок в среднем и верхнем палеозое; 3) Зилаирский синклиний с западной Бельско-Икской и восточной Сакмарской (на севере антиклинальной Шайтантауской) подзонами; 4) Уралтауский антиклинорий; 5) Магнитогорский синклиний; 6) Восточно-Уральский антиклинорий; 7) Восточно-Уральский синклиний (имеется несколько частных наименований); 8) Зауральский антиклинорий и 9) Тургайский и Кустанайский прогибы.

Южнее, в Мугоджарах, открытая складчатая область сужается, на западе вследствие смещения к востоку варисцийского краевого прогиба Урала и периклиналильного замыкания некоторых крупных структур (например, Башкирского антиклинория), перекрытых слабо дислоцированным верхним палеозоем. На востоке палеозойские структуры Южного Урала (Тургайский и Кустанайский прогибы, Зауральский антиклинорий и др.) перекрыты мощным почти недислоцированным мезозоем и кайнозоем. Складчатые сооружения Мугоджар приобретают несколько иной структурный план, выделяются иные тектонические зоны.

По нашим представлениям (Абдулин, 1969; Абдулин, Касымов, Львов, 1969), в Мугоджарах с запада на восток выделяются: 1) Сакмарская подзона, отвечающая восточной зоне Зилаирского синклинория и структурно тесно связанная с более восточной зоной; 2) Орь-Илекская антиклинорная зона, представляющая собой южное продолжение антиклинория Уралтау; 3) Западно-Мугоджарская зеленокаменная синклинорная зона, отвечающая Тагильско-Магнитогорскому синклинорию Урала; 4) Мугоджарская зона, соответствующая южному продолжению антиклинория Урало-Тобольской зоны; 5) Восточно-Мугоджарская, или Прииргизская, синклинорная зона, лишь частично обнаженная и, по-видимому, соответствующая Тогузак-Аятской зоне Южного Урала. Южное продолжение восточных уральских структурных зон — Зауральского антиклинория, Тургайского и Кустанайского прогибов — перекрыто в Мугоджарах мощным чехлом почти недислоцированных пород мезозоя и кайнозоя. Краткие геологические очерки с описанием стратиграфических разрезов перечисленных структурных зон Мугоджар нами давались ранее (Абдулин, Касымов, Львов, 1969). Здесь же мы кратко остановимся на рассмотрении разрезов и обсуждении вопросов возраста древних доордовикских образований, широко развитых в основном в двух структурных зонах Мугоджар: Орь-Илекской и Мугоджарской — и распространенных в узкой полосе в западной части Сакмарской подзоны. Ниже приводится краткое описание древних отложений по зонам в последовательности с запада на восток.

Сакмарская подзона

Примерно в средней части этой подзоны проходит четковидная цепочка узких грядок, расположенных к северу и к югу от широтного лога в верховья р. Алимбет; одна из таких хорошо выраженных в рельефе гряд с выходами коренных пород пересекает верховья лога Акбулаксай в 6 км к северо-востоку от пос. Шевченковский. Здесь, несколько западнее пачки верхнекембрийских песчаников с *Billingsella akbulakensis* A. P. из низов кидрясовской свиты, имеются разрозненные небольшие выходы наиболее древней толщи. Соотношения этих толщ несогласные. По склону долины на протяжении около 600 м вкост простираются находятся осыпи и небольшие коренные выходы темных кремнистых пород, филлитизированных алевролитов, аподиабазовых пород (до зеленых сланцев) с прослоями полосчатых окремненных известняков. Эти породы имеют северо-западное простираение, отличающееся от простираения песчаников верхнего кембрия. В известняках и некоторых прослоях кремнистых пород (возможно возникших по карбонатным) на ровных поверхностях слоев рельефно выступают цилиндрические (от 5 до 10 мм в диаметре) образования с сетчато-

радиальным внутренним строением, похожие на археоциаты. По литологическому составу и строению толща весьма сходна со свитой нижнего кембрия, известной в этой же зоне севернее долины р. Урал.

Орь-Илекская зона

Эта зона представляет собой непосредственное продолжение Уралтауской, или Центрально-Уральской, зоны, имеет с ней близкое геологическое строение и сходный стратиграфический разрез древних доордовикских, а также и более молодых отложений. Сводный стратиграфический разрез древних отложений для северной части Орь-Илекской зоны был правильно понят и описан Н. П. Херасковым и Е. Е. Милановским (1953), а затем уточнен нами (Абдулин, Касымов, 1967; Абдулин, 1969). Появившееся сомнение о положении «графитистой» толщи правобережья р. Шошки, находящейся в основании сводного разреза этой зоны, оказалось не основательными. Нами выяснено, что на правобережье р. Шошки эта толща приурочена к ядру наиболее крупной антиклинальной складки рассматриваемой структурной зоны. Наклон слоев к западу — в западном и к востоку — в восточном крыльях этой складки.

Шошкинская свита. Выходы этой свиты, занимающей наиболее низкое стратиграфическое положение в сводном разрезе рассматриваемой структурной зоны, известны в верховьях правых притоков р. Шошка-Чаушка, на правобережье этой реки, в частности, северо-восточнее пос. Эбиты, а на юге зоны — по левобережью р. Кара-Бутак и ее левым притокам. На простирании упомянутой полосы выходов этой свиты к югу находится известный разрез по р. Дангазан. Темноцветную часть обнаженной здесь толщи в последнее время некоторые геологи по литологическому сходству стали относить к верхам нижнего ордовика; однако палеонтологических данных для этого нет, а ее структурное положение не дает для этого основания; поэтому отрицание принадлежности этой толщи к основанию общего разреза было преждевременным. Породы описываемой свиты, в ее большей части, имеют преимущественно темные и почти черные цвета (в разрезе восточнее пос. Эбиты), включают прослойки буровато-зеленых сланцев. Свита состоит в основном из углистых (или графитистых) филлитовидных и слюдисто-кремнистых сланцев с подчиненными прослоями темных углистых и красновато-бурых обохренных слюдистых кварцитов (слюдисто-кварцитовых сланцев), зеленых сланцев (празицитов), сланцеватых порфиритондов и аподиабазов пород; в верхах свиты вулканогенные породы часто преобладают. В некоторых разрезах мощность свиты исчисляется в 350—450 м. По составу и положению в разрезе шошкинская свита сходна с кайраклинской свитой Уралтауской зоны Южного Урала (Криницкий, Криницкая, 1958; Львов, 1965). Мы условно и параллелизуем с нею описанную свиту.

Эбетинская свита широко развита в Орь-Илекской зоне в осевой и краевых частях Эбетинско-Кимперсайского антиклинория. По нашим представлениям, она соответствует двум свитам Н. П. Хераскова и Е. Е. Милановского (1953): эбетинской и бегетинской, — а по литологическому составу отвечает двум подсвитам юагазинской свиты Уралтауской зоны Южного Урала (Львов, 1965). Указанные подсвиты эбетинской свиты отличаются друг от друга в основном петрографическими особенностями, но близки по минералогическому составу слагающих их пород — в нижней подсвите широко (50—60%) развиты среднеслоистые слюдистые мелкозернистые кварциты почти

при такой же (или несколько меньшей) роли в ее составе сланцеватых слюдисто-кварцевых пород — сланцев; в верхней подсвите преобладают указанные сланцы при явно подчиненном значении мелкозернистых (алевритистых) кварцитов. Нижнеэбетинская подсвита залегает согласно, но местами, возможно, с перерывом, на шошкинской свите. Она состоит из крупных (5—15 м) пачек среднеслоистых и толстоплитчатых светло-серых и зеленовато-голубовато-серых слюдистых в основном мелкозернистых (до алевритистых) кварцитов и кварцитовидных песчаников, часто с заметным содержанием обломочных зерен кислых плагиоклазов. Они чередуются с тонкоплитчатыми, часто микрослоистыми, зеленовато-буровато-серыми альбито-эпидото-хлорито-кварцевыми и слюдисто-кварцевыми сланцами. Мощность подсвиты — около 350—450 м.

Верхнеэбетинская подсвита соответствует бегетинской свите и состоит преимущественно из буровато- и голубовато-серых алевритистых филлитовидных сланцев, аналогичных сланцам нижней подсвиты, но в отличие от них заметно известковистых, чередующихся с зелеными вулканогенными и туфогенными сланцами чаще альбит-амфиболового и эпидот-хлоритового состава. Здесь же иногда обнаруживаются прослои эпидото-карбонатных пород, возникших по известняковым прослоям. Мощность подсвиты — около 550—600 м. По составу и положению в разрезе эбетинская свита, вероятнее всего, является аналогом также двухчленной юмагазинской свиты Уралтауской зоны Южного Урала.

Лушниковская свита. В принятом объеме эта свита соответствует собственно лушниковской и связанной с ней богумбайской свите Н. П. Хераскова и Е. Е. Милановского (1953), практически трудно разграничиваемым, близким по петрографическому составу и отличающимся лишь по текстурным признакам пород. Верхняя из них (богумбайская) состоит из пород с массивным или крупнослоистым сложением, тогда как для нижней характерно сланцеватое сложение. Очевидно, их можно рассматривать, как подсвиты единой свиты при заметной лучшей сохранности первичных текстурных особенностей и минерального состава вулканогенных пород в верхней из них. Низы лушниковской свиты сложены темными углисто-слюдисто-кремнистыми или графитистыми филлитовидными сланцами с прослоями кварцитовидных сланцев и редкими линзообразными прослоями мраморов. В ней преобладают эпидозиты и зеленые сланцы вулканогенной природы — актинолито-хлоритовые, альбито-эпидото-роговообманковые, кварцево-альбито-хлоритовые и др. с прослоями эпидотизированных алевритистых хлорито-слюдисто-плагиоклазово-кварцевых сланцев, вероятно, первично туфогенных.

Верхняя подсвита, известная ранее как богумбайская толща, образована массивными и толстослоистыми вулканогенными породами с реликтовыми структурами эффузивов и туфов. Удастся различать метаморфизованные диабазы (аподиабазы), плагиоклазовые порфириды, альбитофиры, кварцевые альбитофиры, а также их туфы и туфобрекчии. Среди первично вулканических и пирокластических пород изредка встречаются (бассейны рек Карабутак, Ак-су и др.) прослои мраморизованных или эпидотизированных карбонатных пород с реликтами нитчатого-водорослевых и микрофитолитовых образований. Мощность свиты меняется от 700 до 2000 м. Эта свита и особенно ее верхняя подсвита многими исследователями и нами сопоставляются с верхней вулканогенной подсвитой каялипской свиты Южного Урала (зоны Урал-Тау), а последняя обычно параллелизуется с тереклин-

ской свитой ленского яруса нижнего кембрия (Петровский, 1965). Эта же подсвита по составу и положению в разрезе близка верхней вулканогенной части карамалинской свиты верховьев р. Сакмары, содержащей прослой мраморов (или мраморизованных и эпидотизированных известняков) с проблематическими органическими остатками, близкими к водорослево-археоциатовым образованиям нижнего кембрия. Не исключен раннекембрийский возраст лушниковской свиты (Львов, 1965).

Чаушская свита залегает на размытой поверхности лушниковской свиты с базальным конгломератом в основании. Перекрывается она также несогласно лежащей кидрясовской свитой тремадока, содержащей в верховьях р. Чаушки слой базального конгломерата мощностью 2 м. Однако ни с вышележащими, ни с подстилающими отложениями структурного несогласия не отмечено. Верхняя часть первоначально установленного ее объема — слой с *Obolus* и др. (Херасков, Милановский, 1953) — отнесена к основанию вышележащей кидрясовской свиты.

Чаушская свита состоит в основном из терригенных пород — расланцованных конгломератов, гравелитов, песчаников (в том числе аркозовых), кремнисто-глинистых сланцев, местами содержащих покровы основных и кислых эффузивов, а также сопровождающих их туфов. Цвет пород преимущественно зеленовато- и буровато-серый, но в низах свиты обычны также лиловатые и серо-фиолетовые разности кварцитовидных песчаников и филлитовидных сланцев, напоминающие породы шебекинской свиты Восточно-Мугоджарского антиклинория, а также породы толщи в разрезе р. Аксу, залегающей также под кидрясовской свитой. В некоторых известково-глинистых прослоях отмечено присутствие ядер беззамковых брахиопод, точнее пока неопределимых. По близкому залеганию под тремадоком и, в общем, сходному литологическому составу с ним, в особенности с толщами осевой полосы Орь-Илекского антиклинория, чаушская свита отнесена нами предположительно к верхнему кембрию. Мощность ее изменчива и достигает 1000—1300 м. Выше следует разрез ордовика и силура.

Мугоджарская антиклинорная зона

Этой зоне соответствует наиболее крупная антиклинальная структура Мугоджар — Мугоджарский антиклинорий, пронизанный многочисленными, часто крупными гранитными интрузиями главным образом варисцийского возраста. Древние верхнепротерозойские и нижнепалеозойские образования здесь метаморфизованы вплоть до амфиболитовой фации, что еще не так давно давало основание предполагать здесь широкое распространение архейско-нижнепротерозойских образований. Согласно последним данным (Абдулин и др., 1968), древние метаморфические образования Мугоджарского антиклинория относятся к верхнему протерозою и нижнему палеозою и могут быть разделены на четыре петрографических комплекса, а весь известный здесь разрез — на три серии, каждая из которых состоит из нескольких свит и подсвит. Две серии относятся к докембрию, одна — к нижнему палеозою. Верхнему протерозою принадлежат южномугоджарская и талдыкская серии.

Нижняя половина южномугоджарской серии состоит из парагнейсов (шапкинская свита), а верхняя сложена амфиболитами и амфиболовыми гнейсами (тулепсайская свита). В рассматриваемой серии выделяются две свиты.

Шаникенская свита слагает ядро Мугоджарского антиклинория и состоит из гнейсов внизу и амфиболитов вверху, расчленяющихся на толщи, соответствующие подсвита. Нижняя подсвита слагает внутреннюю часть самой южной в пределах антиклинория Карасайской антиклинали и состоит из розоватых, кремневых или желтовато-светлых толстоплитчатых или среднеслоистых лептитоподобных парагнейсов с прослойками биотитовых гнейсов, амфиболитов и ленточно-полосчатых полевошпатовых кварцитов, иногда с обильной вкрапленностью магнетита и реже пирита. Видимая мощность подсвиги — более 650 м; основание ее не известно.

Средняя подсвита, слагающая водораздел рек Каинды и Карасай, залегает согласно на предыдущей подсвите и состоит в основном из биотитовых и амфиболитовых парагнейсов с пачками слюдяных и графитистых кварцитов и амфиболовых гнейсов по всему разрезу. Мощность подсвиги оценивается в 500—600 м.

Верхняя подсвита на юге слагает крылья Карасайской антиклинали и представлена мелкозернистыми полевошпатовыми кварцитами, лептитоподобными аплитовидными и биотитовыми гнейсами, слюдяно-кварцевыми сланцами с подчиненными пачками слюдяных и графитистых мелкозернистых кварцитов и реже амфиболитов. Мощность подсвиги — 400—500 м. Общая мощность шаникенской свиги — около 1700 м.

Тулепсайская свига залегает согласно на шаникенской и слагает крылья наиболее крупных антиклинальных складок. Она состоит из амфиболитов, амфибол-биотитовых и слюдяных гнейсов с подчиненными, но мощными пачками светло-серых лептитоподобных аплитовидных слюдяно-альбито-кварцевых сланцев и слюдяных кварцитов. Как и нижележащая свига, она разделяется на три подсвиги. Нижняя подсвита состоит из амфиболитов, амфибол-биотитовых гнейсов и подчиненных им аплитовидных лептитоподобных гнейсов. Мощность толщи не менее 500 м. Средняя подсвита развита в области водораздела рек Каинды, Женишки и хорошо обнажена по долине р. Тулепсай. Она состоит из чередующихся пачек амфиболитов, розоватых полосчатых (иногда с реликтовой косои слоистостью), аплитовидных и амфиболовых гнейсов, и полевошпатовых кварцитов с прослоями графитистых кварцитов. Мощность подсвиги 350—400 м. Верхняя подсвита слагает крылья антиклинальных складок и частные синклинали. Состоит она из амфиболитов, амфиболовых гнейсов и подчиненных им биотитовых парагнейсов с линзами мраморов, иногда с реликтами строматолитоподобных образований. Мощность подсвиги — 550—600 м. Общая мощность тулепсайской свиги оценивается в 1400—1500 м.

Талдыкская серия представлена пестрым комплексом аплитовидных гнейсов, кристаллических и зеленых вулканогенных сланцев, полевошпатовых и графитистых кварцитов. С нижележащей серией она имеет согласное соотношение, но отделена ясно выраженной границей. В этой серии выделяются три толщи, которые (при уточнении возрастных границ) могут рассматриваться как свиги. Ниже приводится их краткое описание в хронологической последовательности.

Капдыкаринская толща составляет основание описываемой серии и согласно залегает на толще амфиболитов южноугоджарской серии, состоит из плитчатых, часто ленточно-полосчатых аплитовидных или лептитоподобных гнейсов, часто с хорошо выраженной реликтовой слоистостью. Подчиненное положение занимают пачки

биотитовых гнейсов и реже амфиболитов, а сверху толщи — пакки кристаллических сланцев. Мощность ее определяется в 750—800 м.

Борлинская толща состоит из двуслюдяных, биотитовых, мусковитовых, слюдяно-кварцевых, иногда четко полосчатых сланцев, заключающих прослойки мусковитовых и графитистых кварцитов часто с обильной вкрапленностью граната и кианита. Мощность — до 600 м.

Есекяльская толща сложена темными обычно тонкополосчатыми и углистыми (или графитистыми) кварцитами с прослоями актинолитовых, альбито-актинолитовых и кварцево-серпичитовых сланцев. Мощность ее — около 500 м. Эта толща по текстурным особенностям и отчасти по минералогическому составу пород весьма сходна с эбетинской и лушниковской свитами Орь-Илекской зоны, а также с юмгазинской и карамалинской свитами Уралтауской зоны Южного Урала (бассейн р. Сакмара).

Структурное положение комплекса метаморфических пород, объединяемого в нижнепалеозойскую узункайрактинскую серию, на крыльях Мугоджарского антиклинория, значительно меньшая степень метаморфизма, а также наличие редких фаунистических остатков — члеников криноидей, а в верхах серии также головоногих и плохо сохранившихся брахиопод, указывают на раннепалеозойский возраст этой серии. Эта серия надежно коррелируется с нижнепалеозойскими частями разрезов метаморфических толщ Урало-Тобольской и Уралтауской структурных зон Южного Урала. Соотношение рассматриваемой серии с более древними комплексами не установлено или из-за наличия между ними интрузивных тел, разрывных нарушений или перекрытия средним палеозоем.

Серия разделяется на три толщи, по объему и содержанию соответствующие свитам. Вероятна еще одна — четвертая — вулканогенная толща, по-видимому, в какой-то своей части соответствующая третьей — карбонатной свите.

Мамбеткульская свита описывается по опорному разрезу по р. Кайракты, так как в районе ее первоначального выделения в урочище Кара-Мола она ограничена разрывными нарушениями и интрузиями. Предложенное для нее наименование — карамалинская свита было неудачно, так как оно уже было использовано в стратиграфической схеме разреза Уралтауской зоны Урала и, вероятно, для более низкого стратиграфического уровня. Предлагаемое ее наименование происходит от зимовки Мамбеткуль в бассейне р. Талдык. Нижняя часть свиты состоит из буровато-серых и темно-коричневатых гравелитов и мелкогалечных конгломератов, чередующихся с филлитизированными полимиктовыми песчаниками, алевролитами и известковистыми филлитами. Большая часть толщи сложена чередующимися темно-зелеными актинолитовыми, темно-серыми углисто-кремнистыми сланцами и углистыми (графитистыми) мелкозернистыми кварцитами. Мощность толщи — около 700 м. Возможен позднекембрийский возраст мамбеткульской свиты, так как выше нее согласно залегает шебектинская свита нижнего ордовика.

Шебектинская свита залегает структурно согласно, но, возможно, после небольшого стратиграфического перерыва, на описанной мамбеткульской свите. Шебектинская свита в полосе, не затронутой контактовым метаморфизмом и гранитизацией, состоит из зеленовато-бурых, темно-зеленоватых и пепельно-серых, темно-лиловых слабо филлитизированных песчаников и алевролитов, нередко полимиктовых или олигомиктовых, заключающих подчиненные прослои зеленовато-бурых и лилово-серых филлитовидных алевролитистых сланцев. Верхняя

ее пачка, мощностью 150 м, состоит из чередующихся черных кремнистых и буровато-серых филлитизированных алевро-песчаников и алевролитов с подчиненными им прослоями и линзами мраморизованных известняков с остатками криноидей и брахиопод, микрофитолитами в выходах в верховьях р. Балаталдык. Мощность свиты — до 1500 м. В зонах контактов и гидротермального (?) метаморфизма терригенные породы шебектинской свиты через ряд промежуточных, в том числе порфиробластических, разновидностей переходят в глубоко измененные гнейсовидные породы (до гнейсов включительно) так называемого «борсыксайского» комплекса (Абдулин и др., 1968). Разрезы шебектинской свиты, ее состав и метаморфические изменения пород детально рассмотрены недавно (Касымов, 1969).

Интересно отметить, что шебектинская свита по стратиграфическому положению и особенно литологическому составу весьма близка, если не тождественна, рымшанской свите восточного склона Южного Урала, чаушской свите Орь-Илекской зоны Западных Мугоджар, а также ашинской свите Башкирского антиклинория. Возраст описываемой свиты даже до определения органических остатков из ее верхов по согласному залеганию ее ниже карбонатной толщи среднего — верхнего ордовика условно определяется как ранне-среднеордовикский, а для низов, вероятно, позднекембрийский.

Ащичилисайская (балаталдыкская) свита согласно перекрывает шебектинскую. Состоит она внизу из темно-серых мраморизованных известняков с прослоями известково-кремнистых сланцев, вверху — из светло-серых и серых часто ленточно-микрослонистых, также мраморизованных известняков с прослоями сахаровидных, рассыпающихся при ударе мраморов. Мощность свиты — более 300—350 м. По всему разрезу встречаются членики и иногда стебли криноидей, а в отдельных прослоях в низах ее разреза обнаружены остатки науплиоидей, отпечатки мшанок, простейших и микрофитоцитов. Из прежних сборов (Абдулин, Касымов, 1967) остатков головоногих были определены представители рода *Michelinoceras*, распространенного от среднего ордовика до девона. На р. Милысай свита несогласно перекрывается вулканогенной толщей среднего девона, чем определяется верхний возрастной предел этой карбонатной свиты. По корреляции с разрезами восточного склона Урала, а также по характерному облику плохо сохранившихся остатков мшанок возраст свиты условно, до результатов изучения новых палеонтологических находок, принимается в диапазоне среднего — позднего ордовика.

Тойманская свита развита в узкой полосе наложенной грабен-синклинали и близ осевой зоны антиклинория в верховьях р. Балаталдык. Из-за тектонического характера ее ограничений соотношения свиты с другими нижнепалеозойскими толщами неизвестны. Она состоит из темно-зеленых эффузивов среднего и основного состава, их туфов, подчиненных им терригенных пород, близких породам шебектинской свиты, линз мраморизованных известняков, подобных известнякам ащичилисайской свиты. Это сходство, а также переслаивание подобных же эффузивов с песчаниками и алевролитами в верхах шебектинской свиты на восточном крыле Мугоджарского антиклинория по р. Ак-буры дает основание допускать, что данная вулканогенная толща соответствует верхам шебектинской — низам ащичилисайской свит, то есть должна относиться к верхней половине ордовика. По петрографическому составу она близка троицкой свите восточного склона Южного Урала (Урало-Тобольский антиклинорий, бассейн р. Уй).

О возрасте древних метаморфических толщ Мугоджар

Для допалеозойских образований обеих антиклинорных зон Мугоджар надежных биостратиграфических данных пока нет. В самой верхней свите нижнего палеозоя органические остатки уже выявлены, причем даже предварительные их определения (*Orthidae*) указывают на средне-позднеордовикский возраст серии, а из самых верхов метаморфических толщ — на раннесилурийский. Относительно возраста более древних образований имеются лишь косвенные заключения, вытекающие преимущественно из сопоставления их разрезов со сходными и более определенными по возрасту разрезами Урала. Сюда же относятся и радиологические данные о возрасте метаморфогенных минералов, определяющие верхнюю возрастную границу пород, а также данные о возрасте некоторых кластогенных минеральных зерен, указывающие на их нижний возрастной предел. Наиболее важным вопросом в этой проблеме представляется установление границы между протерозоем и палеозоем. Такая граница в разрезе Уралтауской (Орь-Илекской) зоны, соответствующая верхам так называемого венда — низам кембрия, принимается по основанию каялинской свиты Уралтауской зоны Южного Урала и соответствующей ей нижней толще эбетинской свиты Орь-Илекской зоны Мугоджар. Это устанавливается при корреляции верхней вулканогенной толщи каялинской свиты и также вулканогенной лушниковской свиты с тереклинской свитой ленинского яруса Южного Урала. В данном случае учитывается также весьма вероятная синхронность мамбеткульской и есекжальской свит узункайрактинской серии Восточных Мугоджар и кривокульской свиты (серии) Башкирского антиклинория «верхневендского» — нижнекембрийского возраста, определяемого по микрофиолитам. Корреляция разрезов доордовикских метаморфических толщ Орь-Илекской и Восточно-Мугоджарской антиклинорных зон с разрезом Башкирского антиклинория Южного Урала показывает, что самые нижние серии разрезов Мугоджар не могут быть, по всей вероятности, помещены ниже юрматинской серии среднего рифея (Абдулин, Касымов, Львов, 1969). По представлению одного из авторов этой статьи (К. А. Львова), самая нижняя — южноугоджарская серия Мугоджарского антиклинория отвечает каратауской серии верхнего рифея; соответственно шаникенская свита основания разреза Восточных Мугоджар, вероятнее всего, находится на уровне нижней — бирянской подсвиты зильмердакской свиты Южного Урала.

Некоторые вопросы структурно-геологической связи и соотношения урало-мугоджарских и западотяньшаньских (кызылкумских) разрезов были кратко освещены в нашей статье (Абдулин, Касымов, Львов, 1969), в которой был приведен и один из вероятных вариантов сопоставления стратиграфических разрезов нижнего и среднего палеозоя. Не углубляясь здесь в эту проблему, еще раз отметим, что в ближайших к Мугоджарам разрезах западных, кызылкумских, отрогах Тянь-Шаня мы не находим стратиграфических аналогов нижних урало-мугоджарских серий докембрия. Наоборот, в разрезах нижнепалеозойских и среднепалеозойских образований упомянутых складчатых областей можно усмотреть возможность их конкретной корреляции, провести сопоставление их определенных частей. Это прежде всего относится к разрезам хребта Султануздаг, где можно найти толщи, совершенно подобные мугоджарским, сама структура этого хребта характеризуется на севере меридиональными уральскими, а на востоке широтными тяньшаньскими простирациями.

Л. Н. БЕЛЬКОВА, В. Н. ОГНЕВ

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ И КЫЗЫЛКУМОВ

Докембрий Тянь-Шаня и Кызылкумов представлен рядом комплексов пород, которые разделены регионально выдержанными несогласиями и различаются вещественным составом, степенью регионального метаморфизма, характером тектоники и рядом других признаков. Выделяются архейский, нижнепротерозойский, среднепротерозойский, рифейский и вендский комплексы (таблица).

Архейский комплекс выступает в ядрах антиклинорийных поднятий в виде блоков, ограниченных разломами, причем внутренняя структура блоков часто дискордантна по отношению к структуре более молодых толщ. В Северном Тянь-Шане к архею отнесены кристаллические породы Куйлю и Акшийряка, Большого и Малого Кемнна, Боорду, Жильярыка, сарыбулакская свита Кандыктаса; в Каратау-Таласской зоне — каргишская, каракульджинская и бессазская свиты, в Среднем Тянь-Шане — кристаллические породы Малого Нарына, в Южном Тянь-Шане — атбашинская, кассанская свиты, карагегинская и байсунтауская серии, а в Кызылкумах — нижняя урусайская свита, развитая только по южной окраине Султануиздага.

В составе архея присутствуют (в убывающем по количеству порядке) гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кальцифиры, мраморы и эклогиты; повсюду развиты мигматиты, анатектиты и реоморфические гранитоиды. Нередко архейские породы интенсивно диафорированы, например, в Атбашинском хребте. Для всех разрезов архея характерна слоистость разного порядка, обусловленная ритмичным переслаиванием пород разного состава. В ряде случаев удается наблюдать косую слоистость. Видимые мощности разрезов архея могут достигать 6—9 км.

Тектурные признаки архейских пород Тянь-Шаня и Кызылкумов свидетельствуют об их происхождении за счет метаморфизма осадочных флишевых толщ. Ортопороды в архейских толщах Средней Азии отсутствуют. Общим признаком архейских толщ является высокая степень их регионального метаморфизма, отвечающая гранулитовой и амфиболитовой фациям в сочетании с региональным проявлением процессов ультраметаморфизма.

Структурно каждый выступ архея представляет собой фрагмент очень крупной складки типа «гнейсового купола» или сильно сжатой килевидной синклинали. На фоне подобной относительно простой структуры развита плейчатость, мелкие складки течения, будинаж.

Все перечисленные выше особенности архейского комплекса четко отличают его от более молодых образований. Те же особенности архейских толщ выдержаны на всей территории Средней Азии от Султан-уздага до Северного Тянь-Шаня и Памира (Белькова, Огнев, 1961, 1968; Белькова и др., 1968, 1969а, б). Те же признаки свойственны архейским толщам Куруктага Восточного Тянь-Шаня (Макурина, 1960). О чрезвычайной выдержанности геолого-петрологических особенностей архея Анабарского, Алданского щитов и других районов Сибири пишут Ю. А. Кузнецов (1964), Д. С. Коржинский (1940), Н. В. Фролова (1962), Е. М. Лазько (1961), Л. И. Салоп (1964), об архее Приморья — А. М. Смирнов (1967) и др. Те же особенности архея отмечают в Канаде, в Африке, Индии; вероятно, они свойственны архею всех материков. Они же характеризуют и казахстанский архей.

Нижнепротерозойский комплекс выделен в настоящее время в Кызылкумах, в Киргизском хребте и на Куруктаге (в Восточном Тянь-Шане) Макбальская серия Киргизского хребта изучалась многими геологами, и в настоящее время ее принадлежность к нижнему протерозою уже не оспаривается. Недостатком Макбальского разреза является отсутствие его подошвы, не вскрытой современным срезом. Но макбальская серия очень похожа во всех деталях на Каракошун, Турунбулак и сынырскую свиты Куруктага. Свита Каракошун, по данным А. С. Макурина (1960), налегает резко несогласно на архей, а сынырская свита покрывается несогласно средним протерозоем, что подтверждает раннепротерозойский возраст макбальской серии.

Макбальский и куруктагский разрезы представлены кристаллическими сланцами, слюдистыми мраморами и слюдистыми кварцитами, многократно и ритмично переслаивающимися между собой, причем в Куруктаге относительная роль карбонатных пород заметно больше, чем в разрезе макбальской серии. Мощность нижнего протерозоя в этих районах — соответственно 4700 м и более 6000 м.

В Кызылкумах к нижнему протерозою принадлежит улусская свита Северного Нуратау и зиаэтинская свита Зиаэтинских гор. Породы, аналогичные зиаэтинской свите, вскрыты буровыми скважинами под мезозоем в районе Газли (Князев, 1969). Кызылкумские разрезы отличаются от макбальского преобладанием кварцитов, подчиненным значением кристаллических сланцев и амфиболитов, незначительным развитием мраморов. Наибольшую видимую мощность (около 4000 м) имеет улусская свита.

Кристаллические породы нижнего протерозоя образовались за счет метаморфизма осадочных флишoidных толщ. Региональный метаморфизм пород во всех районах одинаков и достигает средней ступени при полном отсутствии проявлений регионального ультраметаморфизма. Нижнепротерозойские отложения распространены более узко, чем архейские, что отражает развитие в раннем протерозое обширных областей поднятия и сноса. К таким областям принадлежали Каратау-Таласская зона, Средний Тянь-Шань, в значительной части, вероятно, Южный Тянь-Шань и Памир.

К породам нижнего протерозоя относятся древнейшие глубинные породы основного и ультраосновного состава, в областях седиментации (в Кызылкумах) имеющие складчатый характер и ту же степень метаморфизма, как и вмещающие нижнепротерозойские породы, а в областях сноса (Каратау) прорывающие архей и несогласно покрытые средним протерозоем.

Тектоника кристаллического комплекса нижнего протерозоя имеет свою специфику. Макбальская серия сложена в довольно крупную и,

по-видимому, сильно вытянутую брахиантиклиналь субмеридионального простирания. В структуре кызылкумского нижнего протерозоя можно видеть серию моноклиналей. Линейность тектоники нижнего протерозоя связана с заложением глубинных разломов, отмеченных поясами базитов и гипербазитов. Эти разломы в течение последующей истории играли роль краевых разломов, контролировавших распределение областей поднятия и сноса на территории Средней Азии. Перекристаллизация осадочных толщ нижнего протерозоя в ходе их регионального метаморфизма происходила в твердом состоянии, без расплавления вещества, без регионального ультраметаморфизма.

Резко несогласно на архее и нижнем протерозое залегает карбонатная толща среднего протерозоя. В Северном Тянь-Шане это — караджилгинская свита, выделенная из кенкольской серии, залегающая на ней трансгрессивно; в Каратау-Таласской зоне это — бакайрская свита; в Среднем Тянь-Шане и в Большом Каратау — свита Алмалы; в Южном Тянь-Шане — предположительно шаурская свита. В Кызылкумах аналоги среднего протерозоя не выделены. В Восточном Тянь-Шане, в Куруктаге среднему протерозою соответствует южносыныртагская свита доломитизированных известняков, несогласно лежащая на нижнем протерозое и согласно перекрытая сыныртагской свитой синия (Макурин, 1960). В большинстве районов Средней Азии, за исключением Северного Тянь-Шаня, несогласие в кровле среднего протерозоя также отсутствует.

Средний протерозой всех перечисленных выше районов представлен мраморизованными известняками и доломитами с подчиненными им прослоями филлитов, кварц-хлоритовых и других сланцев, общей мощностью от 500 до 800 м. По степени регионального метаморфизма все эти породы принадлежат к фации филлитов и зеленых сланцев, резко отделяясь от интенсивно метаморфизованных кристаллических образований архея и нижнего протерозоя и, напротив, ничем в этом отношении не отличаясь от покрывающих их рифейских отложений.

Среди мощнейших толщ докембрия средний протерозой выделяется своей малой мощностью и типичным платформенным характером слагающих его осадков. После эпохи складчатости конца раннего протерозоя широкое распространение платформенного режима характерно не только для Средней Азии. Процессом среднепротерозойской стабилизации были охвачены огромные территории и в более северных широтах. По всей Сибири, на северо-западе Русской платформы также отмечается длительный перерыв, континентальное выравнивание нижнепротерозойских сооружений и накопление маломощных, существенно хемогенных осадков в условиях платформенного режима (Головенко, 1966; Кратц, 1963; Салоп, 1964; Харитонов, 1966 и др.).

Среднепротерозойский комплекс диолоцирован конформно с рифейским; особенности их тектоники будут рассмотрены ниже.

Рифейский комплекс развит в Тянь-Шане весьма широко. В Северном Тянь-Шане он представлен кенкольской серией на западе и сарыбулакской свитой в Терской хребте, в Каратау-Таласской зоне — узунахматской и коджотской сериями, в Среднем Тянь-Шане — свитой Большого Нарына, кайнарской и бакырлинской свитами, в Южном Тянь-Шане — ягнобской свитой, в Кызылкумах — ауминзинской и маджерумской свитами. К этому же комплексу относятся, вероятно, майлисуйская свита Северной Ферганы и канская свита Южной Ферганы, а также некоторые метаморфические толщи Туркестанского хребта. Различаются два типа разрезов рифейского комплекса; осадочно-вулканогенный и осадочный. Осадочно-вулканогенный

тенный тип развит только в зоне Среднего Тянь-Шаня и представлен на востоке свитой Большого Нарына, а на западе — кайнарской и бакырлинской свитами. Свита Большого Нарына сложена кварцевыми порфирами и ортофирами, их туфами, фельзитами, альбитофирами, содержит в верхней части филлиты и карбонатно-кварцевые микросланцы с прослоями эффузивов. Несколько более щелочной и основной состав характерен для кайнарской свиты, особенно в Северо-Западном Каратау, где среди эффузивов преобладают кератофиры и появляются покровы спилитов. В нижней части кайнарской свиты имеется толща терригенного состава, а бакырлинская свита целиком карбонатная. Суммарная мощность осадочно-вулканогенного рифея — более 4000 м.

Все остальные серии и свиты рифея, развитые в других зонах, принадлежат к осадочному типу разреза. Правда, в литературе по Южному Тянь-Шаню и Кызылкумам имеются характеристики ягнобской, маджерумской и ауминзинской свит, как свит вулканогенно-осадочного происхождения. Но эти представления оказались ошибочными. Среди серий и свит рассматриваемого типа маломощные эффузивы нами были встречены только в нижней части кенкольской серии, которая вообще отличается своеобразием состава (наличие карбонатов), в верхней части имеет пачки мономиктовых кварцевых песчаников, обладает сравнительно небольшой мощностью и, видимо, имеет субплатформенный характер. Прочие серии и свиты рифея, принадлежащие осадочному типу разреза, характеризуются флишовой ритмичностью и преимущественно терригенным составом; карбонатные породы присутствуют здесь в виде маломощных прослоев и не во всех районах. Кокджотская, узунахматская, ягнобская, ауминзинская и маджерумская свиты имеют олигомиктовый состав терригенных пород (кварц, кислый плагиоклаз, биотит, мусковит, реже кальцит, калиевый полевой шпат, кварцит), показывающий, что они возникли за счет разрушения кристаллических пород. В обломочном материале этих свит отсутствуют реликты зерен слабо метаморфизованных пород, таких, как глинистые сланцы, алевролиты, пелитоморфные известняки, кремни, характерные для терригенных пород палеозоя. Эти различия вещественного состава рифейских и палеозойских пород усугубляются еще тем, что в терригенных породах палеозоя, как правило, содержатся в большом количестве обломки филлитов, филлитизированных песчаников, зеленых микросланцев, кварцитов и других разновидностей рифейских пород, прямо указывающие на относительную древность рифейских толщ.

Разрезы рифея осадочного типа, как правило, очень мощны — до 6—8 км и более. Региональный метаморфизм пород всех без исключения рифейских серий и свит равномерно распространен по всем разрезам и имеет однородный характер, соответствующий стадии филлитов и зеленых микросланцев. Исключение составляют только контактовые ореолы гранитоидных интрузий, в которых установлена более существенная перекристаллизация рифейских пород с развитием типичных роговиковых структур. Филлитовая и зеленосланцевая ступень регионального метаморфизма рифейских пород существенно отличает их от пород венда и палеозоя, для которых характерна очень слабая степень регионального метаморфизма, соответствующая лишь стадии глинистых сланцев или метагенезу.

В целом рифейский филлитно-зеленосланцевый комплекс отличается однообразием состава, монотонностью окраски пород и громадными мощностями, выдержанными не только на территории Тянь-Шаня и Кызылкумов, но и далеко за их пределами. Эти качества рифея отме-

чены В. М. Синицыным в Восточном Тянь-Шане, Кузнь-Луне и в других областях Центральной Азии, Л. И. Салопом и другими — в Байкальской горной области и являются, видимо, вообще характерной чертой рифея подвижных поясов Азии (Синицын, 1954; Салоп, 1964; Смирнов, 1967 и др.).

Тектоника рифейского комплекса Средней Азии также своеобразна. В зонах больших мощностей основная структурная форма — почти вертикальная моноклиналль, хорошо изученная в Южном Тянь-Шане М. М. Кухтиковым (1968), развита также в Кызылкумах и в Каратау-Таласской зоне. Наряду с этим имеют место более полные и наклонные моноклинали (Ауминзатау) и сильно сжатые крупные линейные складки (Мурунтау, Маджерум, Узунахмат). Эти структуры, обрамленные разломами, вытянутые на десятки и сотни километров; линейность макроструктуры рифея, очевидно, является главным ее качеством. Накопление рифейских отложений происходило в условиях тафрогенеза, в обширных грабенах, и последующее структурное преобразование толщ протекало под явным влиянием жестких рам, сложенных кристаллическими породами нижнего докембрия. К концу рифея приурочены небольшие гранитоидные интрузии типа кумыстинских гранитов Большого Каратау. Валуну этих гранитов в большом количестве присутствуют в тиллитоподобных конгломератах венда.

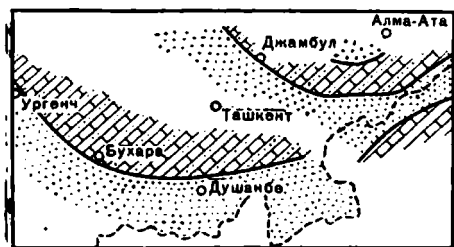
Самый верхний, вендский, комплекс докембрия отличается от более древних комплексов формационным разнообразием и слабым региональным метаморфизмом пород, сближающими его с палеозоем. К вендскому комплексу относятся джеруйская, турасуйская и улахольская свиты хребта Терсей-Алатау, караарчинская и учкошойская свиты запада северной зоны, карагонская и каройская серии Каратау-Таласской зоны, джетымская и улутауская серии Среднего Тянь-Шаня и бесапанская свита Кызылкумов.

В зоне Северного Тянь-Шаня венд представлен силитовой, терригенной и карбонатной ритмично построенными толщами, в сумме составляющими от 4000 до 7000 м и знаменующими собой стадию развития нормального геосинклинального режима. В Каратау-Таласской зоне одновременно сформировались каройская и карагонская флишевые серии за счет поступления материала с юга, из зоны Среднего Тянь-Шаня, где в это время накапливалась ледниково-морская формация с тиллитоподобными конгломератами. Ее общая мощность меняется от 4800 до 1000 м. Материал этой формации, судя по составу обломков, частично приносился с юга материковым льдом, закрывавшим прилегающую часть Южного Тянь-Шаня и Таримский массив. Энергично разрушались ледниковыми языками рифейские породы Среднего Тянь-Шаня (обломки и валуны свит Большого Нарына и кайнарской с тиллитоподобных конгломератах). Насколько далеко простиралось оледенение к югу, неясно, но несомненно, что Кызылкумы были в то время областью седиментации и принимали часть талых вод. Бесапанская свита, достигающая более 2000 м мощности, тонко и ритмично слоиста. В некоторых частях ее разрез составлен двухкомпонентными ритмами и близко напоминает лепточные глины. В составе зерен песчанников и алевролитов этой свиты большой процент составляют породы ауминзинской свиты рифея — кварциты, микрокварциты, метаморфические сланцы и пр.

Вендская история некоторых районов завершалась внедрением небольших интрузий граносиенитов типа караджилгинских и рангских.

Кровлей докембрия служат разновозрастные (кембрий — карбон) толщи палеозоя. Там, где в кровле лежит нижний кембрий (в Среднем

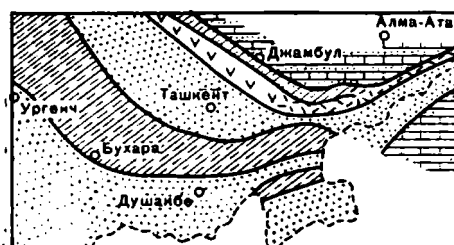
Тянь-Шане и Каратау-Таласской зоне), в докембрийском возрасте подстилающих пород трудно сомневаться. Но в других зонах, например в Южном Тянь-Шане и Кызылкумах, кембрий развит локально, также локален и ордовик, а докембрий обычно перекрыт то силуром, то де-



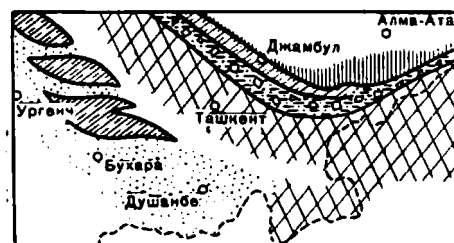
А



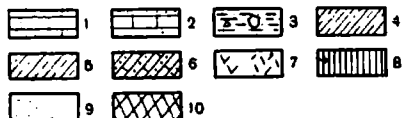
Б



В



Г



км 150 0 150 300 450 600 750 км

Палеотектонические схемы Средней Азии: А — ранний протерозой; Б — средний протерозой; В — рифей; Г — венд. Платформенные формации: 1 — карбонатная; 2 — терригенно-карбонатная; переходные формации; 3 — ледниково-морская; 4 — терригенная флишевая; 6 — терригенно-карбонатная флишеидная; 7 — кератофировая и кварц-альбитофировая; 8 — комплексе эвгеосинклинальных формаций Северного Тянь-Шаня; 9 — области сноса; 10 — материковый лед

воном, то еще более молодыми толщами вплоть до мезозоя. Эти соотношения породили у многих геологов тенденцию «подвешивать» немые метаморфические толщи к фаунистически охарактеризованной кровле, что привело к представлениям о палеозойском и даже мезозойском возрасте метаморфических толщ.

В итоге анализа первичных образований, из которых возникли докембрийские толщи Тянь-Шаня и Кызылкумов, устанавливается

вертикальной формационный ряд, отражающий необратимый характер исторического хода развития земной коры. Ярко обозначились пять главнейших этапов докембрийской истории (рисунок): 1) флишеподобные формации архея создавались в своеобразных условиях режима протомногеосинклинали при крайне медленных вертикальных движениях и отсутствии ясно выраженной зональности; 2) на смену островному ландшафту архея в раннем протерозое пришли обширные поднятия и локальные прогибы с устойчивым режимом типа многогеосинклинали. Одновременно с замыканием этих прогибов заложилась глубинные разломы, вдоль которых формировались пояса гипербазитовых и базитовых интрузий; 3) в среднем протерозое на громадных пространствах (может быть в планетарном масштабе) установился платформенный режим — этап накопления в морских бассейнах существенно хемогенной, маломощной карбонатной формации; 4) в рифее произошло раздробление платформы системой обновленных глубинных разломов и развития тафрогеосинклиналей, разделенных горстами — будущими фанерозойскими срединными массивами; 5) в вендском этапе в Северном Тянь-Шане установился эвгеосинклиальный режим. Южный Тянь-Шань представлял собой платформу со щитом материкового льда, а Средний Тянь-Шань служил краевым прогибом этой платформы, в котором накапливалась ледниково-морская формация. Областью седиментации служили и Центральные Кызылкумы. Смена формаций во времени показана на палеотектонических схемах (см. рисунок).

Ю. А. АЛЕХИН

СТРАТИГРАФИЯ И МЕТАМОРФИЗМ ДРЕВНИХ ТОЛЩ МАКБАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

Макбальское поднятие расположено в западной части Киргизского хребта, на северных склонах которого автором совместно с Х. Д. Лемом в 1962—1966 гг. были проведены детальные геологические съемки. Стратиграфическая схема Макбальского поднятия была создана В. А. Николаевым и развита затем И. Е. и В. Я. Медведевыми, В. Н. Огневым и Л. Н. Бельковой, В. Г. Королевым и В. В. Киселевым; эклогиты района изучались И. А. Ефимовым и Н. Л. Добрецовым.

Докембрийские образования северного склона Макбальского антиклинория, по схеме В. Г. Королева, разделены на три серии, разграниченные крупными несогласиями. Киргизская серия, состоящая из четырех свит: макбальской, нельдинской, ачикташской и кайндинской, — сложена кварцитами, гранато-сланцевыми, слюдяно-кварцитовыми, гранато-глаукофано-сланцевыми и гранато-ставролитосланцевыми сланцами, иногда с графитом и в единичных случаях с силлиманитом. Мощность серии — 7000 м. Кенкольская серия состоит из курганташской и оввской свит, сложенных карбонатными конгломератами, гравелитами, песчанками, хлорит-серпичитовыми сланцами, филлитами и карбонатно-глинистыми сланцами. Мощность серии — около 1500 м. В оввской свите И. Н. Крыловым определены среднерифейские строматолиты. Терскейская серия состоит из джелдысуйской свиты сланцев и кварцевых песчаников, терекской свиты, сложенной конгломератами, спилитами, туфами и яшмами и венчающей разрез серии учкошской свиты, представленной в основном карбонатными осадками. Мощность терскейской серии 2000—2500 м. В учкошской свите найдены верхнерифейские строматолиты.

Радиологический возраст серий устанавливается по определениям калий-аргоновым и альфа-свинцовым методами (таблица). Среди этих определений наиболее важны цифры возраста обломочных цирконов в макбальской свите в 1840 млн. лет, гранатов из эклогитов (1685 млн. лет), встреченных в низах макбальской свиты и обломочных цирконов джелдысуйской свиты — 1270 млн. лет. Другие цифры возраста явно омоложены. Таким образом, с учетом определения строматолитов и радиогеохронологических данных киргизская серия может быть отнесена к нижнему протерозою, кенкольская серия — к среднему, а терскейская серия — к верхнему рифею.

На северном склоне Макбальского поднятия толщи нижнего рифея

Изотопный возраст докембрийских пород Макбальского поднятия

Свита, предполагаемый возраст	Минерал, по которому определялся возраст, вмещающая порода	Возраст в млн. лет	Метод определения	Авторы представленного каменного материала	Авторы определений
Макбальская свита, нижний протерозой	циркон из кварцитов	1 840 ± 170	альфа-свинцовый	В. Г. Королев В. В. Киселев	А. А. Краснобаев
Киргизская свита, нижняя подсвита, нижний протерозой	гранат из кварц-гранатовой породы	1 688 ± 75 1 678 ± 75	калий-аргоновый	И. А. Ефимов	Б. М. Найденов Э. Я. Польшвинный
Нельдинская свита, нижний протерозой	гранат из кварц-граната слюдяных сланцев (с хлоритом)	302 310	калий-аргоновый	Ю. А. Алехин	Б. М. Найденов Э. Я. Польшвинный
Киргизская свита, нижняя подсвита, нижний протерозой	гранат из кварцевого эцлогита	1 263 ± 50 1 168 ± 50	калий-аргоновый	И. А. Ефимов	Б. М. Найденов Э. Я. Польшвинный
Киргизская свита, нижняя подсвита, нижний протерозой	пироксен из эцлогитов	914 ± 90	калий-аргоновый	И. А. Ефимов	Б. М. Найденов Э. Я. Польшвинный
Нельдинская свита, нижний протерозой	гранато-двуслюдяной сланец (по породе)	690	сведений нет	И. Е. Медведева	Л. В. Фирсов
Ачикташская свита, нижний протерозой	биотитовый альбитовый гнейс (по породе)	720	сведений нет	И. Е. Медве.	Л. В. Фирсов
Ачикташская свита, верхняя подсвита, нижний протерозой	мусковитый сланец (по породе)	680	сведений нет	И. Е. Медве.	Л. В. Фирсов
Каиндинская свита, нижний протерозой	циркон из кварцитов	1 270 ± 120	альфа-свинцовый	В. Г. Королев В. В. Киселев	А. А. Краснобаев

отсутствуют, однако на южном склоне в разрезе докембрия выделяется ряд жилгинская серия карбонатно-терригенного состава, которая, по данным В. Г. Королева, может быть условно отнесена к нижнему рифею. Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев относят караджилгинскую серию к среднему протерозою.

Знакительный интерес представляет изучение регионального метаморфизма Терской Макбальского комплекса. По данным И. Е. Медведевой, метаморфические породы здесь претерпели три стадии метаморфизма: прометаморфизм, региональный метаморфизм, высокотемпературный диафторез и локальный низкотемпературный диафторез. По мнению И. Е. Медведева, понимая эклогиты как продукт изменения глинистых осадков в условиях высоких температур и давлений, выделяется эклогитовую фацию регионального метаморфизма. Однако геологические контакты эклогитов, описанных Х. Д. Лемом, а также состав эклогитов, соответствующий, по данным И. А. Ефимова, платобазальтам, позволяют вслед за Н. Л. Добрецовым предположить, что эклогиты Киргизского хребта являются производными глубинной базальтоидной магмы. Рассматривая эклогиты как магматогенные образования, можно легко объяснить отсутствие высокотемпературных парагенетических ассоциаций во вмещающих породах докембрия Макбальского поднятия. По наблюдениям автора, на северных склонах Макбальского поднятия выделяются участки развития пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Амфиболитовая фация. Породы этой фации метаморфизма входят в состав макбальской свиты. Кристаллические сланцы имеют здесь следующие парагенезисы: ставролит+биотит+кварц; ставролит+гранат+биотит+кварц; гранат+мусковит+кварц. В локальных участках встречен парагенезис — гранат+силлиманит+мусковит+кварц. Наиболее характерными ассоциациями в карбонатных породах являются: кальцит+тремолит+диопсид; кальцит+диопсид+кварц; кальцит+диопсид+флогопит. По минеральным ассоциациям в породах амфиболитовой фации можно выделить ставролит-кварцевую и силлиманит-альмандинтовую субфации.

Фация эпидотовых амфиболитов. В этой фации метаморфизована нельдинская свита. Минеральные парагенезисы сланцев: гранат+мусковит+кварц; гранат+хлоритонд+мусковит+кварц; кварц+мусковит; кальцит+мусковит+кварц; парагенезисы карбонатных пород: кварц+тремолит+кальцит; кальцит+доломит+тремолит; кварц+кальцит.

Фация зеленых сланцев. В условиях этой фации метаморфизованы породы каиндинской свиты и вышележащей кенкольской серии. Терской серия претерпела в основном лишь диагенетические изменения. В фации зеленых сланцев выделена биотитовая субфация с парагенезисами: хлорит+биотит+кварц; кварц+альбит+эпидот+биотит и хлоритовая субфация с парагенезисами; хлорит+кварц; кварц+альбит+мусковит+хлорит. В карбонатных породах для этой субфации характерны доломит+кварц; доломит+кальцит. Встречающиеся неравномерные парагенезисы объясняются чрезвычайно широко проявленным диафторезом. Парагенезисы, более высокотемпературные, чем амфиболитовая фация, здесь не известны.

На Карагандинском совещании в докладе Е. Д. Шлыгина была упомянута общая формула: «Чем древнее порода, тем сильнее она метаморфизована». Эта классическая формула (часто неприменяемая

в отдельных регионах) остается в силе для Макбальского поднятия. Концепция Л. Н. Бельковой и В. Н. Огнева (см. статью в настоящем сборнике) предполагает для эпохи раннего протерозоя повсеместные условия давления — температуры, характерные для эпидот-амфиболитовой фации. Приведенные выше материалы не позволяют присоединиться к этой точке зрения, так как, например, нижнепротерозойские образования Макбальского поднятия метаморфизованы в довольно широком интервале от амфиболитовой до зеленосланцевой фации включительно.

В. Г. КОРОЛЕВ

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ И КАРАТАУ (тезисы)

1. Исследования последних четырех лет подтвердили правильность основных положений стратиграфической схемы верхнего протерозоя Тянь-Шаня, предложенной в 1964 г. совещанию в г. Фрунзе, а именно: а) граница кембрий — докембрий проходит в подошве фосфоритоносных и ванадиеносных слоев; б) горизонты тиллитов являются надежным стратиграфическим репером в верхней части верхнего протерозоя — в венде; в) в Тянь-Шане уверенно выделяются стратиграфические аналоги средне-верхнерифейских и вендских отложений опорного разреза верхнего докембрия Урала; г) отчетливо проявляется структурно-фациальная зональность в позднем рифее и венде, устанавливаются три типа разреза соответствующих отложений (эвгеосинклиальный — терскейский, миогеосинклиальный — таласо-каратауский, орогенный — чаткало-нарынский; д) киргизская серия принадлежит дорифею, равно как кеминская, актюзская и их аналоги. Надежные данные о наличии нижнего рифея в Тянь-Шане не получены.

2. Дорифейский возраст актюзской гнейсовой, кеминской первично вулканогенно-осадочной и киргизской терригенно-карбонатной серий метаморфических пород подтверждается абсолютным возрастом раннего этапа метаморфизма последней (калий-аргоновый метод, 1700 млн. лет по гранатам, И. А. Ефимов). Этому не противоречит возраст обломочных цирконов из макбальских кварцитов (1840 ± 170 млн. лет, альфа-свинцовый метод, А. А. Краснобаев). Актюзская серия предположительно относится к архею (по аналогии с толщами юго-западного Памира с возрастом раннего метаморфизма порядка 2500 млн. лет), а кеминская и киргизская соответственно к нижнему и среднему (?) протерозою. Дорифейскими считаются также каракульджинская свита, кассанская серия, свита Малого Нарына, Куйлю, атбашинская, гнейсово-сланцевые толщи юго-западного Гиссара.

3. Условно нижнерифейской рассматривается караджилгинская серия, отделенная от киргизской структурным несогласием и сопоставляемая с нею ичкелетауская серия. Состав — карбонатно-терригенный, мощность — до 3000 м.

4. К среднему рифею относится последовательно залегающие и ограниченные несогласиями ортотауская (более 3000 м) и кенкольская (более 3000 м) серии терригенно-карбонатных пород и сопоставляемая с ними сарыбулакская серия (до 4000—5000 м) того же облика, но с эффузивами основного и кислого состава. Выделяются три уровня по

строматолитам: оротауский, овский (суекский), джилуусуйский с характерными для них байкалиями (И. Н. Крылов).

5. Верхний рифей, отделенный от среднего крупным несогласием, имеет трехчленное строение. Основание составляет джельдысуйская свита кварцитовых песчаников, образующая реперный горизонт (до 300 м). Обломочный циркон в ней — 1 300 млн. лет (альфа-свинцовый метод, А. А. Краснобаев). Встречены остатки саарин (?). Средняя часть — вулканогенные толщи: терекская свита в Терскейско-Киргизской зоне, свита Большого Нарына, кайнарская в Чаткало-Нарынской (до 3000 м). Верхняя часть — карагаинская серия (до 3500 м) в Таласо-Каратауской зоне, учкошойская серия (до 1500 м) в Терскейско-Киргизской зоне, сложенные внизу флишондными терригенными и вверху карбонатными отложениями, содержащими строматолиты и микрофитолиты миньярского типа (И. Н. Крылов).

6. Вендский комплекс ограничен снизу несогласием. Кумыстинские граниты, рвушие верхний рифей и срезающие поверхность Кумьвендского размыва, имеют возраст 720 млн. лет (альфа-свинцовый метод, А. А. Краснобаев). Комплекс состоит из трех серий. Малокаройская серия (до 1200 м), полно развитая в Таласо-Каратауской зоне, сложена пестроцветными терригенными и туфогенно-кремнистыми отложениями. В средней части выделяется чичкаинский горизонт с вендскими строматолитами (И. Н. Крылов). Джетымская серия (до 3000 м), широко распространенная в Чаткало-Нарынской и локально в Таласо-Каратауской зоне, включает два горизонта тиллитов, разделенных толщей ритмично-слоистых мелкообломочных пород. В обломках — верхнерифейские и вендские микрофитолиты. Верхняя серия в Каратау-Таласской зоне не получила названия. Она залегает трансгрессивно на разных горизонтах венда и рифея, имеет в основании кору выветривания, состоит из двух свит: кыршабактинской (до 150—200 м) пестроцветной терригенно-карбонатной, сложенной продуктами разрушения коры выветривания, и беркутинской доломитовой («нижние доломиты», до 30 м). Глаукоцит из кыршабактинской свиты — 570 млн. лет (М. А. Гаррис); в беркутинской — микрофитолиты юдомского комплекса.

7. Фосфориты чулактауской свиты в Таласо-Каратауской зоне и ванадиеносные отложения в Чаткало-Нарынской зоне начинают разрез кембрия, отделены от «нижних доломитов» резким, но согласным контактом. В кровле выделяется учбасский («железо-марганцевый») горизонт с остатками хиолитов и губок, свойственных томмотскому ярусу Сибири (В. В. Миссаржевский). Вышележащий горизонт «бурых доломитов» содержит остатки атабанских хиолитов и обломки трилобитов. Выше располагаются последовательно слои с *Hebediscus*, слои с *Ushbaspis* и слои с *Kutorgina*. Каратауский горизонт с *Kootenia* (и *Redlichia*), относившийся ранее к среднему кембрию, принадлежит нижнему кембрию (Н. В. Покровская) и располагается, по-видимому, на уровне слоев с куторгинами или несколько ниже их.

8. Таким образом, разрезы верхнего протерозоя Тянь-Шаня и Каратау по их полноте, степени изученности, фациальному разнообразию и содержащимся в них органическим остаткам могут служить опорными при расчленении соответствующих образований складчатого сооружения Тянь-Шаня и Центрального Казахстана.

Е. И. ЗУБЦОВ

УЛУТАУ-ТЯНЬШАНЬСКИЙ ТИЛЛИТОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Выходы тиллитоносного комплекса в Тянь-Шане образуют узкую, но весьма протяженную прерывистую полосу, в основном совпадающую с Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоной Среднего Тянь-Шаня. Они также прослеживаются отсюда по простиранию складчатых структур к северу — в горы Улутау и к Ишимской Луке, а также в восточном направлении в хр. Куруктаг.

Аналогичные по своему составу и возрасту отложения были обнаружены также в Каратау-Таласской зоне Северного Тянь-Шаня, тесно примыкающей к Каратаускому и Чаткальскому сегментам Среднего Тянь-Шаня. В целом полоса распространения рассматриваемого комплекса представляет собой гигантскую, обращенную выпуклостью к юго-западу дугу общей протяженностью более 2800 км и шириной 30—100 км. Эта дуга огибает с юга и запада докембрийские структуры Северного Тянь-Шаня, Центрального и Южного Казахстана. На всем ее протяжении состав отложений и строение разреза тиллитоносного комплекса в общих чертах сохраняются постоянными.

Автору совместно с Е. И. Зубцовой удалось изучить разрезы комплекса в районах хребтов Куйлю, Сарыджаз, Джетымтау, в горном обрамлении Нарынской впадины, в Пскемском, Сандалашском и Чаткальском хребтах, в Таласском Алатау и Большом Каратау. Данные о разрезах в хр. Куруктаг и горах Улутау заимствованы из литературных источников.

Стратиграфия. Изучение стратиграфии улутау-тяньшаньского тиллитоносного комплекса связано с работами С. Г. Анкиновича, Л. И. Боровникова, Б. Джолдошева, Ю. В. Жукова, Ю. А. Зайцева, Е. И. Зубцова, Е. И. Зубцовой, В. Г. Королева, А. Л. Киппера, Г. И. Макарычева, А. С. Макурина, Э. Норина, К. Сагындыкова, А. Ф. Степаненко, А. И. Хабелашвили, Т. Н. Херасковой, Ху Шу-жуна, В. В. Шабалина, С. С. Шульца и многих других геологов. Первое указание на присутствие тиллитов в составе рассматриваемого комплекса в хребте Большой Каратау принадлежит Д. В. Наливкину (1923), отметившему их большое сходство с верхнепалеозойскими тиллитами Гондваны. В 1929—1930 гг. Э. Норин в хребте Куруктаг получил данные о залегании тиллитовых горизонтов стратиграфически ниже фаунистически охарактеризованного верхнего кембрия и высказал предположение о позднепротерозойском — синийском — возрасте тиллитов (Nopin, 1937). Это мнение было подтверждено в 1956—1957 гг. наход-

кой в том же районе нижнекембрийских трилобитов в слоях, залегающих на тиллитах со стратиграфическим перерывом (Ху Шу-жун, 1959).

Несмотря на различия в номенклатуре толщ и детальности их стратиграфического расчленения, уже сейчас удастся наметить общее расчленение улутау-тяньшаньского тиллитоносного комплекса. Последний расчленяется на четыре горизонта, хорошо выдержанных по стратиграфии: кичиталдысуйский (или подтиллитовый), джетымский (нижний тиллитовый), джакболотский (межтиллитовый) и байконурский (верхний тиллитовый). Наличие в кровле верхнего тиллита остатков размытой коры выветривания и резкий характер контакта с вышележащими кембрийскими отложениями свидетельствуют о существовании стратиграфического перерыва, отделяющего рассматриваемый комплекс от нижнего кембрия. В других, более полных разрезах толщ верхнего докембрия перерыву может соответствовать пятый — надтиллитовый горизонт тиллитоносного комплекса (таблица).

Схема стратиграфии Улутау-Тяньшаньского

Унифицированная региональная стратиграфическая схема	Ишимская Лука	Улутау	Большой Каратау
Байконурский (верхний тиллитовый) горизонт	Толща тиллитоподобных пород, 150 м	Байконурская свита, 300—400 м	Байконурская свита, 30—120 м
Джакболотский (межтиллитовый) горизонт	Шинсайская свита, 1000 м	Курайлинская свита, 250—750 м	Аксумбинская свита, 200—400 м
			Карагурская свита, 60—355 м
Джетымский (нижний тиллитовый) горизонт	?	Сатанская свита, 1400 м	Свита Джетымтау, 300 м
Кичиталдысуйский (подтиллитовый) горизонт	?	Улутауская (ранская, акбулакская) свита, 1000 м	Ранская свита, 200—300 м

1. Кичиталдысуйский (подтиллитовый) горизонт является базальным членом комплекса и в разных местах залегает резко несогласно на различных осадочных, эффузивных и интрузивных образованиях рифея, а также метаморфических породах нижнего протерозоя или архея. В стратиграфическом разрезе на р. Малой Талдысу (правом притоке р. Сарыджаз) горизонт представлен кичиталдысуй-

ской свитой. Ее нижняя подсвита мощностью 120—150 м сложена ритмично чередующимися пачками светлых грубо- и мелкозернистых аркозовых и полевошпато-кварцевых песчаников, местами обогащенных углистым веществом. Верхняя подсвита мощностью до 60 м начинается пластом доломита (0,5—2 м), который кверху сменяется глинисто-алевритовыми и известково-алевритовыми сланцами. На некотором расстоянии от подошвы в сланцах появляются беспорядочно рассеянные различные по размеру и форме, иногда утюгообразные обломки разнообразных осадочных, магматических и метаморфических пород, в результате чего отложения становятся похожими на тиллит. Встреченные здесь гальки иногда несут ледниковую штриховку (рис. 1).

Присутствие тиллита в составе кичиталдысуйского горизонта в бассейне р. Сарыджаз является только местной особенностью его разреза. В других местах этот горизонт сложен преимущественно

Т а б л и ц а

тиллитноносного комплекса

Чаткало-Сандалашский район	Джетымтау	Куйлю—Сарыджаз	Куруктаг
?	Байконурская свита, 15—100 м	Байконурская свита, 30 м	Свита Хонголчаны, 300 м
?	Джакболотская свита, 500 м	Джакболотская свита, 200—370 м	Свита Шичуань, 135 м
			Свита Лочен, 500 м
			Свита Замоктыбулак 800 м
Шорашуйская свита, 1000 м	Свита Джетымтау, 2000—2500 м	Свита Джетымтау, 120—400 м	Свита Отунбулак, 1600 м
			Свита Чжаобишань, 950 м
Узунбулакская свита, 100 м	Кичиталдысуйская свита, 100 м	Кичиталдысуйская свита, 120—150 м	Свита Байиси

аркозовыми песчаниками и гравелитами. К нему принадлежат ранская свита хребта Большой Каратау, узунбулакская свита Чаткало-Сандалашского района, вероятно, свита Байиси хр. Куруктаг. В горах Улутау возможным аналогом кичиталдысуйского горизонта является акбулакская свита (Зайцев и др., 1966).

2. Дж е т ы м с к и й (нижний тиллитовый) горизонт транс-

грессивно залегает на разных пачках кичиталдысуйского горизонта, а местами и на более древних породах. Он в значительной своей части сложен тиллитами и часто достигает большой мощности (более 2000 м). Эти отложения известны под местными названиями свиты Джетымтау в восточной части советской территории Среднего Тянь-Шаня (Королев, 1962, 1963), шорашуйской свиты в Чаткало-Санда-

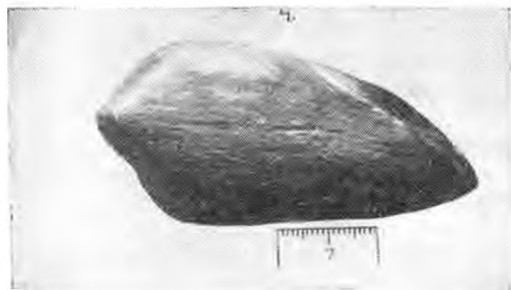


Рис. 1. Галька с ледниковой штриховкой из пиллита кичиталдысуйского горизонта; Малая Талдысу

лашском районе (Степаненко, 1958), сатанской свиты в горах Улутау (Зайцев и др., 1966). В хр. Куруктаг они были выделены Э. Норинном (Norin, 1937) под названием свиты Терезкен, впоследствии разделенной А. С. Макурным (1960) на свиты чжаобиншань и отунбулак, мощностью соответственно в 950 и 1600 м.

В ряде разрезов (в хребтах Куйлю, Сарыджаз, Джетымтау, Нарынтау, Сандашском, Большом Каратау) отмечается преимущественная при-

уроченность тиллитов к нижней и верхней частям разреза этого горизонта, тогда как в средней его части преобладают песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, иногда обогащенные углистым веществом; местами среди них встречаются прослои карбонатных пород.

Некоторые разрезы джетымского горизонта характеризуются местными фациальными особенностями. Так, в хр. Джетымтау в средней части горизонта, по составу преимущественно песчано-алевроли-



Рис. 2. Аркозовый тиллит из свиты Джетымтау; р. Малая Талдысу

товой, заключены хлорито-магнетито-гематитовые породы. В бассейне р. Сарыджаз на р. Малая Талдысу в соседстве с древним кристаллическим горстом Куйлю Е. И. Зубцовым и Е. И. Зубцовой (1966) был описан своеобразный в фациальном отношении разрез нижнего тиллитового горизонта сокращенной (110—120 м) мощности. Горизонт здесь

сложен более грубообломочными, чем обычно, аркозовыми тиллитами (рис. 2) и переслаивающимися с ними ленточно-слоистыми алеврито-лелитовыми пачками типа ледниковых варв (рис. 3). В этих породах

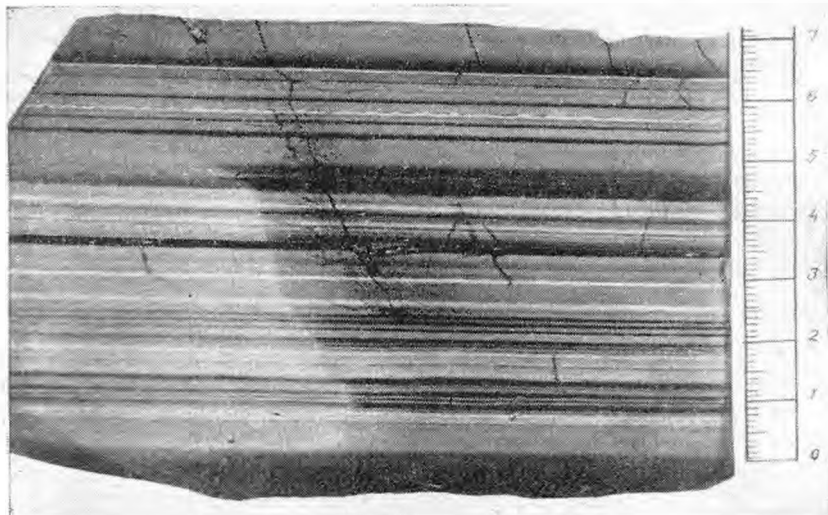


Рис. 3. Пришлифованный образец ленточно-слоистой породы из свиты Джетымтау; р. Малая Талдысу

на поверхностях слоев встречаются образования, напоминающие отпечатки ледяных кристаллов, а на подошве базального пласта тиллита имеются слепки с исстрихованного ледникового ложа (рис. 4).



Рис. 4. Слепок штрихованного ледникового ложа на подошве тиллита свиты Джетымтау; р. Малая Талдысу

С удалением от древнего поднятия Куйлю мощность нижнего тиллитового горизонта быстро возрастает, а матрикс тиллитов становится гораздо более мелкозернистым.

3. Дж а к б о л о т с к и й (межтиллитовый) горизонт залегает

на нижележащем согласно, часто с нечеткой границей. В горах Улутуау эти отложения описаны как курайлинская свита (Боровиков, 1955), в хребте Большой Каратау разделены на две свиты: карагурскую и аксумбинскую (Анкинович, 1961), в хр. Джетымтау и в районе Нарынской впадины известны под названием джакболотской свиты (Жуков, 1960), в бассейне р. Сарыджаз — оттужской свиты (Адышев и др., 1962), в хр. Куруктаг были описаны Э. Норином (Nogin, 1937) в составе свиты Юккенгол, впоследствии разделенной А. С. Макуриным (1960) на три свиты: Замоктыбулак, Лочен и Шичуань. Мощность горизонта меняется в пределах от 200 до 700—1000 м и более, но литологический состав довольно выдержан. В горизонте преобладают тонкослоистые глинистые сланцы, алевролиты и мелкозернистые песчаники, окрашенные в красные, зеленые и серые тона. Верхняя часть горизонта, местами выделяемая в отдельную свиту, всюду содержит характерную пачку тонкослоистых известняков, переслаивающихся со сланцами.

4. Байконурский (верхний тиллитовый) горизонт налегает на джакболотские отложения обычно согласно и с постепенным переходом, но местами отделен от них поверхностью размыва. Этот горизонт в разных районах своего распространения либо не отделяется от подстилающих отложений, либо выделяется как байконурская свита (горы Улутуау и Большой Каратау) и свита Хонголчаны (хр. Куруктаг). Байконурский горизонт сложен преимущественно тиллитами, среди которых лишь в редких случаях встречаются прослои гравелитов, алевролитов, глинистых сланцев и доломитов. Мощность горизонта колеблется от 15—30 до 300—400 м.

Выше согласно, но с резкой литологической границей залегает кремнисто-карбонатная толща кембрия. Под ней, в кровле верхнего тиллита, развита железисто-гидрослюдистая кора выветривания, описанная в разрезах хребтов Куруктаг (Ху Шу-жун, 1959), Кокыйримтау, Джетымтау и Сарыджаз (Адышев и др., 1967). Базальные слои налегающей толщи имеют нижнекембрийский возраст, документированный в хр. Куруктаг находками *Redlichia* sp., *Palaeolenus* sp., *Kooleptia* sp. и *Archaeoscyathidae* (Ху Шу-жун, 1959). Эти данные свидетельствуют о докембрийском возрасте тиллитоносного комплекса и о существовании перерыва в осадконакоплении, предшествовавшего наступлению кембрийской морской трансгрессии.

С улутуау-тяньшаньским комплексом могут быть сопоставлены верхнедокембрийские тиллитоносные отложения Каратау-Таласской структурно-фациальной зоны Северного Тянь-Шаня. Ныне они известны лишь в нескольких выходах в Таласском хребте, в других районах, видимо, срезаны трансгрессивно налегающим кембрием. Лучший разрез этих отложений описан нами на правобережье р. Кумыштаг в центральной части Таласского хребта. Данный разрез, как и все прочие, известные в пределах этого хребта, неполон, но в нем хорошо выражены признаки ледникового происхождения осадков и весьма отчетливо несогласие в основании кембрия. Верхняя часть тиллитоносной толщи представлена здесь пачкой тиллитов мощностью 70—100 м. Кумыштагские тиллиты замечательны частой встречаемостью штрихованных валунов и галек. С резкой границей эти тиллиты подстилаются ритмично-слоистой толщей буроватых и зеленоватых, реже фиолетовых песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов и карбонатно-глинистых сланцев, видимой мощностью 150—200 м. Данная толща напоминает джакболотскую свиту хр. Джетымтау.

В кровле пачки тиллитов развита кора выветривания мощностью

около 5 м, на размытой поверхности которой лежит базальный конгломерат карбонатной бешташской свиты кембрия. По аналогии с разрезом хр. Малый Каратау, изученным полнее, возраст нижних слоев бешташской свиты определяется как нижний кембрий (Келлер и др., 1965). По всей вероятности, тиллитоносные отложения Кумыштага представляют собой аналоги байконурского и верхней части джакболотского горизонтов верхнедокембрийского комплекса Среднего Тянь-Шаня.

Литологические особенности и генезис отложений. Генезис тиллитоносных отложений рассматриваемого комплекса служит предметом дискуссии. Многие исследователи, употребляя термины «тиллитоподобные конгломераты», «конгломераты затопления», «фангломераты», связывают образование описываемых пород с обвалами, осыпями, подводными оползнями и тому подобными явлениями, характеризующими область предгорий или подножий крутых склонов. При этом некоторые авторы допускают участие и ледникового фактора в осадконакоплении, но в большинстве случаев отводят ему сугубо вспомогательную роль. Результаты наших исследований позволяют стать на иную точку зрения и отставать решающую роль ледниковых явлений в образовании комплекса. Тем самым подчеркивается ведущее значение описанных пород для корреляции разрезов верхнего докембрия на всем расстоянии от Ишимской луки до Среднего Тянь-Шаня и Куруктага.

В пользу ледникового происхождения грубообломочных пород комплекса свидетельствуют следующие основные признаки: 1) своеобразная структура и текстура пород — отсутствие слоистости и сортировки обломочного материала, беспорядочно-рассеянное распределение фенокластов; 2) разнообразный петрографический состав последних и экзотический характер определенной их части; 3) специфический характер обработки обломков — угловатость, «граненые» формы валунов и галек, наличие штриховки на некоторых из них; 4) большое внешнее сходство с заведомо ледниковыми отложениями четвертичного возраста, а также с позднепалеозойскими и докембрийскими тиллитами, описываемыми в литературе как бесспорно ледниковые образования; 5) ассоциация с ленточно-слоистыми породами, идентичными озерно-ледниковым варвам; 6) находки таких непосредственных следов ледниковой обстановки, как штрихованное ложе; 7) большое площадное распространение и выдержанность стратиграфического разреза этих отложений.

Судя по тесной ассоциации тиллитов с флишондными песчано-сланцевыми отложениями и другим типично морскими образованиями (железные руды, углистые и карбонатные породы), можно думать, что подавляющая часть тиллитов улутау-тяньшаньского комплекса представляет собой подводные морены и марино-гляциальные отложения. Лишь в редких случаях, как например, в бассейне р. Малая Талдысу, в составе комплекса встречаются наземные морены.

Корреляция и возраст тиллитоносного комплекса. Давно подмечена приуроченность большинства тиллитоносных комплексов позднего докембрия в разных районах Земли к определенному стратиграфическому уровню — несколько ниже подошвы кембрия. Однако попытки корреляции этих отложений часто паталквиваются на затруднения, связанные с различиями разрезов по их полноте, числу и характеру тиллитовых горизонтов и другим особенностям. Одной из главных причин такого разнообразия следует считать совершенно естественные вариации природных условий, которые в разных районах способствовали или препятствовали возникновению и развитию оледенения. Насколько

может быть велика степень таких вариаций, можно судить хотя бы по сопоставлению четвертичного оледенения ряда высокоширотных районов земного шара. Если в одних из них покровное оледенение является непрерывным и продолжительным (Антарктида), то в других — прерывистым и сравнительно кратковременным (Европа), а в третьих оно может вообще отсутствовать вследствие резкой континентальности климата и недостаточной влажности (Восточная Сибирь).

Несмотря на большое разнообразие верхнедокембрийских тиллитопосных отложений различных районов земного шара, среди них выделяется ряд полных и вполне сходных по своему строению региональных комплексов. Такое сходство, наблюдаемое в весьма удаленных регионах, легко объясняется, если учесть планетарный характер главного генетического фактора — климатических изменений. Разрезы указанного типа достаточно детально изучены в Австралии, в Конго, в Скандинавии и в ряде других районов, причем ледниковое происхождение осадков в них доказывается комплексом признаков. Характерно, что в ряде районов между верхним горизонтом тиллитов и нижним кембрием появляется пятый член тиллитоносного комплекса, которому в Тянь-Шане и Улутау, видимо, отвечает перерыв в осадконакоплении и образование кор выветривания.

Время накопления позднедокембрийского тиллитоносного комплекса составляет специфический этап в истории Земли. Его продолжительность может быть определена весьма приблизительно цифрами порядка 70—100—150 млн. лет. По своей длительности, а в особенности по геоисторической значимости, он значительно превосходит обычный геологический период. Выделение этого этапа в истории Земли и соответствующего комплекса отложений в стратиграфической шкале под различными наименованиями (эокембрий, инфракембрий, венд и т. д.) является давно совершившимся фактом, однако до сих пор нет твердо установившегося мнения об объеме этого комплекса и о положении его нижней границы. Так, для венда Русской платформы существуют три варианта проведения нижней границы: в основании пачелмской, волынской или валдайской серий. В свете изложенного следует поддержать первый вариант, который предусматривает включение в венд не только тиллитов, но подтиллитовой пачелмской (или полесской) и надтиллитовой валдайской серий.

Э. С. КИЧМАН

К СТРАТИГРАФИИ КОКДЖОТСКОЙ СЕРИИ ХРЕБТА МАЛЫЙ КАРАТАУ

Зеленоцветные песчано-сланцевые метаморфизованные отложения хр. Малый Каратау еще в 1904 г. были названы В. Н. Вебером кокджотской свитой.

Позднее они изучались В. Н. Вебером, В. В. Галицким, П. И. Машкарой, Г. И. Макарычевым и другими; в 1956—1962 гг. кокджотская свита (серия) исследовалась группой геологов Южно-Казахстанского геологического управления и Казахского и политехнического института под руководством Г. А. Ярмака в процессе крупномасштабной геологической съемки. Согласно общему мнению, кокджотская серия представляет собой мощную (до 2,5—3,5 км), в целом однообразную, но изменчивую в деталях толщу ритмичного чередования терригенных пород. Это однообразие и сложная складчатость серии затрудняет ее стратификацию. Намеченное группой геологов под руководством Г. А. Ярмака расчленение серии на восемь пачек, по мнению самих же авторов, является условным и не может быть распространено на всю область ее выходов.

Изложенные ниже материалы получены в 1967—1969 гг. при картировании кокджотской серии в юго-восточной части хр. Малый Каратау. В этом районе Кокджотский горст имеет наибольшую ширину, а слагающие его породы наименее метаморфизованы. В этих условиях на основе крупномасштабного картирования, тщательного анализа структуры в замковых частях складок и прослеживания маркирующего горизонта известняков удалось расчленить кокджотскую серию на четыре пачки (снизу вверх): филлитовую, песчано-сланцевую, известняковую и песчаниковую.

Филлитовая пачка обнажается в ядрах наиболее эродированных антиклинальных складок на северо-восточном склоне хр. Малый Каратау главным образом в районе руч. Айрсай, Аксакалсай, Чимирбайсай и в верховьях руч. Беркара. Эта пачка сложена светлыми сербристо-серыми, желтоватыми, желтовато-серыми филлитами, среди которых прослеживаются немногочисленные прослои песчаников и бластоалевритовых сланцев. Основание пачки не известно; ее видимая мощность составляет 100 м.

Песчано-сланцевая пачка наиболее широко распространена в районе и слагает большую часть Кокджотского горста. Пачка представлена различной степени метаморфизованными песчаниками, алевритами и сланцами, которые ритмично чередуются и содержат

прослой гравелитов, очень редкие линзочки, известковистые стяжения и единичные горизонты туфов кислого состава. Цвет пород зеленовато-сероватый, серый, буровато-зеленоватый, буровато-серый. Мощность пластов перечисленных терригенных пород обычно не превышает 0,5—2 м, но мощность отдельных пластов песчаников и гравелитов может достигать 5—7 м, а пачек алевросланцев — 25 м.

В чередовании пород выделяются двух- и трехчленные ритмы: песчаник — алевролит, песчаник — алевролит — сланец. В основании ритмов песчаники обычно средне- и крупнозернистые, нередко переходящие в гравелиты. К подошве ритмов часто приурочены оползневые складки, волноприбойные знаки, трещины усыхания и другие мелководные текстуры. Прослой гравелитов приурочены в основном, по-видимому, к средней части пачки и к наиболее высоким ее горизонтам. В обломках гравелитов преобладают кварц, кремнистые породы, илагноклаз, кислые и основные эффузивы, слюдисто-кварцевые сланцы и песчаники.

Метаморфизм пород наиболее интенсивно проявлен вблизи зон Главного Каратауского разлома и Большекаройского надвига, а также некоторых крупных опережающих разрывов. В результате в таких зонах образуются кварц-серицито-хлоритовые и серицито-хлоритовые сланцы, сохраняющие, однако, текстурно-структурные особенности первичных пород. Мощность пачки не более 1000 м.

Известняковая пачка распространена в верховьях правых притоков руч. Саясу и в бассейне руч. Улькен- и Кишкине-Бакаты, где в ряде случаев удавалось наблюдать постепенные переходы от подстилающей пачки. В подошве пачки здесь появляются сперва отдельные горизонты и тонкие прослой (до 5 см) известняков, которые вверх по разрезу сгущаются и к средней части пачки полностью вытесняют сланцы из разреза. В нижней части пачки известняки серые, светло-серые, иногда палевые тонкоплитчатые, в верхней — более темные, толстоплитчатые. Венчается разрез пачки массивными темно-серыми известняками (15—25 м). Общая мощность известняковой пачки 85—125 м.

Песчаниковая пачка залегает на известняковой согласно и распространена в основном в бассейне р. Улькен- и Кишкине-Бакаты. Сложена она зеленовато-серыми, серыми и стально-серыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, которые часто чередуются между собой и в нижней части пачки содержат прослой красновато-серых известняков, а также горизонты гравелитов. В отличие от пород песчано-сланцевой пачки, в песчаниковой ритмичность в чередовании пород выражена не четко. Видимая мощность пачки 350 м. Таким образом, общая видимая мощность кокджотской серии более 1500—1600 м.

Взаимоотношения кокджотской серии с более молодыми толщами ур. Малый Каратау (в том числе и с каройской серией) повсеместно тектонические. Обычно в стратиграфических схемах кокджотскую серию помещают или непосредственно ниже каройской серии (Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, Г. А. Ярмак) и разделяют их несогласием, или отрывая от последней сопоставляют с узонахматской свитой среднего рифея и ичкелетауской серией нижнего рифея Таласского хребта (Зайцев и др., 1966).

В юго-восточной части хр. Малый Каратау, в районе перевала Куюк и северо-западнее последнего еще В. Н. Вебером (1935) было отмечено большое сходство кокджотских отложений с обнажающимися в Каройской долине породами большекаройской свиты в современ-

ном ее понимании. Аналогичное мнение сложилось и у Л. И. Боровикова (устное сообщение), посетившего эти районы.

В северо-западной части Кокджотского горста устанавливается общая более высокая степень метаморфизма кокджотской серии по сравнению с толщами юго-восточной части хребта. Поэтому в северо-западных районах рассматриваемая серия и каройская свита, разделенные надвигом, ясно отличаются друг от друга, несмотря на общее сходство набора пород, характера и типа их переслаивания. Создается впечатление, что большекаройская свита является естественным продолжением кокджотской серии вверх по разрезу. По-видимому, наиболее вероятный возраст кокджотской серии позднерифейский.

В заключение необходимо кратко остановиться на характеристике структуры Кокджотского блока. Считалось (Г. А. Ярмак и др.), что внутренняя структура блока представляет собой крыло крупного антиклинория, в пределах которого общее моноклиальное залегание пород осложнено лишь мелкими складками. Результаты картирования выделенных нами пачек доказывают наличие здесь ряда чередующихся крупных линейных складок со сравнительно пологоволнистым зеркалом складчатости первого порядка, на фоне которой развиваются мелкие складки. Общее погружение структур к юго-востоку. Более мелкая складчатость часто является изоклиальной, опрокинутой преимущественно к северо-востоку. Благодаря этому получается чередование полос — пачек известняков, песчаников, сланцев, что при общем опрокидывании складок принимается за моноклиальное залегание пород. В результате одна и та же пачка неоднократно включается в стратиграфический разрез. Иначе говоря, недостаточное внимание к структуре кокджотской серии приводило к весьма существенным искажениям стратиграфии этих отложений.

Ю. А. ЗАПЦЕВ, В. Г. КОРОЛЕВ, Л. И. ФИЛАТОВА, Е. Д. ШЛЫГИН

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ДОКЕМБРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ТЯНЬ-ШАНЯ (тезисы)

1. Корреляция разрезов опирается на историко-геологические данные (этапность в развитии, формационные особенности разрезов, перемены и несогласия, изменение структурного плана, положение интрузий, стадийность метаморфизма), литологические маркирующие уровни, данные радиогеохронологии, частично органические остатки. Значимость этих методов различна для разных стратиграфических уровней.

2. Сопоставление отдельных стратиграфических схем расчленения докембрия, рассмотренных в частных докладах В. Г. Королева, Ю. А. Зайцева и Л. И. Филатовой, Е. Д. Шлыгина, приведено в таблице. При ее составлении, кроме того, использованы данные В. Д. Вознесенского по Атасу-Моинтинскому водоразделу и О. М. Розена по Кокчетавскому массиву.

3. В качестве реперных рубежей в верхнем протерозое приняты следующие маркирующие уровни: в аналогах вендского комплекса — толщи тиллитоподобных конгломератов, приуроченных к терексайской свите, джетымской и улутауской сериям; в основании верхнего рифея — кварцитовые толщи терригенной породы (кокчетавская серия, таскоралинская свита, джельдысуйская свита).

4. В толщах, относимых к вендскому комплексу, четко обособляются два уровня тиллитоподобных конгломератов. Нижний из них соответствует сатанской свите Улутау, ранской свите Большого Каратау, низам джетымской серии в Чаткало-Нарынской зоне Среднего Тянь-Шаня. Верхний уровень тиллитоподобных конгломератов отвечает байконурской свите Улутау и Большого Каратау, верхней трети джетымской серии. Этому уровню скорее всего соответствуют тиллитоподобные конгломераты Ишимской Луки и Шатского антиклинория (карашатская свита). В пределах Чаткало-Нарынской зоны, Большого Каратау и Улутау также надежно сопоставляются толщи, заключенные между горизонтами тиллитоподобных конгломератов (средние части разрезов улутауской и джетымской серий).

В качестве стратиграфических аналогов рассматриваются малокаройская серия Малого Каратау, акбулакская серия Улутау, братолюбовская серия Ишимской Луки и южного обрамления Кокчетавского массива. Вендский возраст этого комплекса устанавливается в Малом Каратау по строматолитам И. Н. Крыловым; в Улутау акбулакская серия лежит на коксуйской серии и прорывающих ее гранитоидах актасского комплекса с возрастом 650 млн. лет и перекрывается несогласно упомянутой выше улутауской серией. В рассматриваемых толщах закономерно изменяется состав — с юга на север от Малого Каратау к Ишимской Луке происходит увеличение роли вулканоген-

ной составляющей: лав базальтового состава, туфогенных пород, кремнистых туффигов и яшм. Можно предполагать, что в более восточных районах Центрального Казахстана этому уровню отвечают мощные яшмово-диабазовые и терригенно-яшмовые толщи, имеющие вероятно вендский и позднерифейский возраст.

5. В верхнем рифее Казахстана и Тянь-Шаня сопоставляются вулканогенные толщи преимущественно кислого состава — свита Большого Нарына, кайнарская свита в Большом Каратау, коксуйская свита Улутау, никольско-бурлукская свита Кокчетавского массива. Условно с этими толщами сопоставлена алтынсынганская свита Атасу-Моштинского водораздела. Не исключено, что она может иметь и более низкое стратиграфическое положение. К верхнему рифею также принадлежат терекская свита Северного Тянь-Шаня и белеутинская серия Улутау, отличающиеся преобладанием вулканитов основного и среднего состава. Их возраст устанавливается по радиологическим определениям и находится в пределах 720—850 млн. лет.

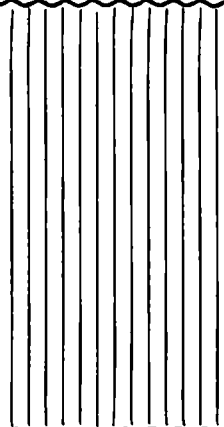
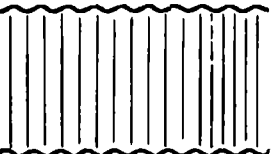
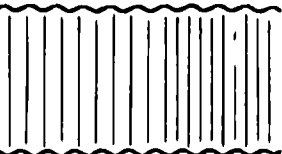
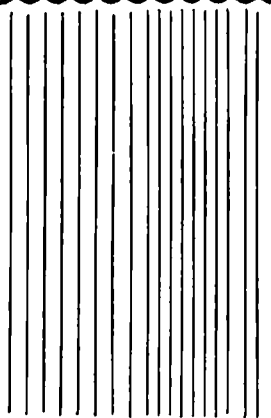

6. Одним из важнейших стратиграфических реперов является кокчетавская серия и ее аналоги в разрезах других районов Центрального Казахстана. Как известно, кокчетавская серия и одновозрастные ей толщи сложены мономинеральными кварцитами — первично кварцевыми песчаниками, заключавшими часто древние, впоследствии метаморфизованные, рутиловые и цирконовые россыпи. Кокчетавской серии в Улутау отвечает уштобинская свита, в пределах Атасу-Моштинского водораздела — таскоралинская свита, в Киргизско-Терской зоне Северного Тянь-Шаня — джельдысуйская свита. Подобные толщи кварцито-песчаников имеются и в других районах Казахстана — в горах Ерементау и Нияз, в Бетпакале. В ряде районов Казахстана и Тянь-Шаня накоплению кварцито-песчаниковых толщ отвечал перерыв, отмечаемый повсеместно между более древними, обычно метаморфизованными толщами и перечисленными выше (пункты 4, 5) толщами верхнего рифея и венда, не испытавшими метаморфизма, характеризующимися лишь палеотипными изменениями и «палеозойским обликом» пород.

7. Нижний рифей (?) и доказанный средний рифей известны лишь в Киргизско-Терской структурно-фациальной зоне Тянь-Шаня. Аналогом сарыбулакской серии в Улутау принята боздакская серия (сходство строения и литологических особенностей).

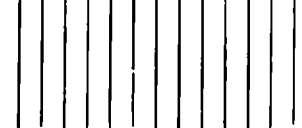
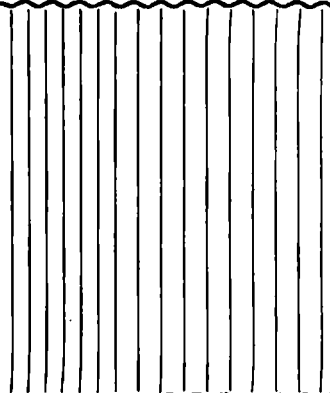
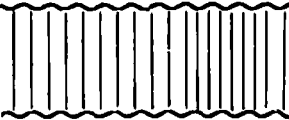
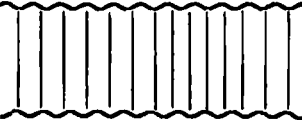
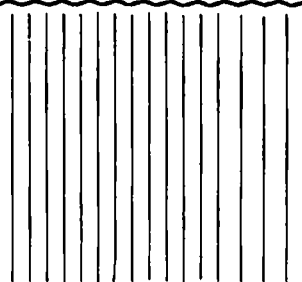
8. Нижний — средний протерозой, имеющий наиболее полный разрез в Улутау (аралбайская, карсакпайская, жийдинская и майтюбинская серии), известен фрагментарно в Кокчетавском массиве (ефимовская, иманбурлукская, кууспекская и шарыкская свиты) и центральной Бетпакале. Аналоги этих частей разреза не установлены и, возможно, они отсутствуют в Тянь-Шане. В Улутау накопление перечисленных серий в историкогеологическом аспекте отражает проявившийся здесь полный геосинклинальный цикл, отвечающий раннему — среднему протерозою.

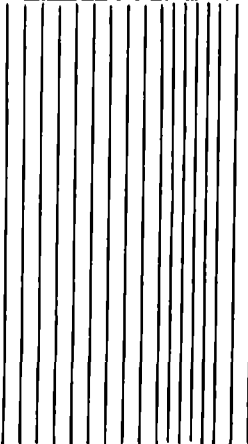
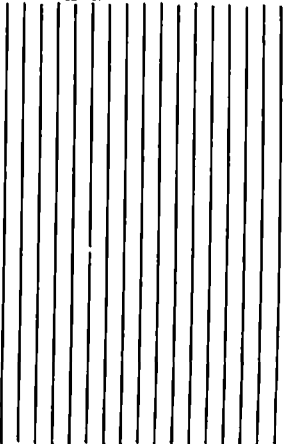
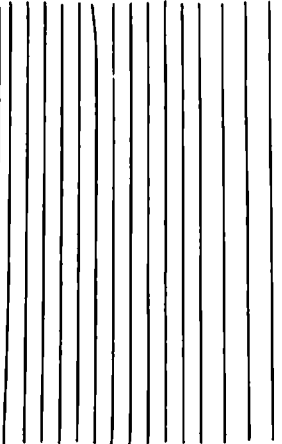
9. Толщи наиболее древних образований докембрия, представленные преимущественно кристаллическими сланцами, имеются в разрезах всех сравниваемых регионов, за исключением Атасу-Моштинского водораздела. Однако сопоставление выделяемых в разных регионах стратиграфических подразделений этих частей разреза докембрия неоднозначно.

Схема сопоставления разрезов докембрия

		Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня		
		Киргизско-Терекской	Каратау-Таласская	Чаткало-Нарынская
Верхний протерозой	Кембрий	Капкатасская серия, 3000 м	Шабактинская, бешташская свиты—низы, 200—450 м, чулактауская свита, до 130 м	Шорторская серия, кулантауская, курумсакская свиты, 160—430 м
	аналоги вендского комплекса		Терекская свита, до 400 м	Джетымская (улутауская) серия, до 3000 м
				
	аналоги верхнего рифея	Учкошойская серия, до 1350 м	Малокаройская серия, до 1200 м	Толщи Чон- и Кичи-Талдысу, 50—300 м
		Терекская свита, до 2700 м		
Джельдысуйская свита, 1500—300 м				
аналоги среднего рифея	Кенкольская, сарыбулакская серии, до 4000 м	Узунахматская свита, до 2500 м	Толщи доломитов, сланцев, конгломератов, основных эффузивов, до 1700 м	
	Оротауская серия, более 3000 м			
нижний рифей	Караджилгинская серия, 3000 м	Ичкелетауская серия, до 2300 м		

Центрального Казахстана и Тянь-Шаня

Улутая (сводный разрез)	Кокчетавский массив с его южным обрамлением	Атасу-Моинтинский водораздел
Коктальская свита, 200—500 м		Узеньская серия (басагинская, аксуранская, копальская, байэпшинская свиты), 1500—2500 м
Улутауская серия, до 1200 м	Карашатская, байконурская свиты, 150—200 м	
Жалтауская свита, 350—520 м	Шинсайская свита, 500 м	
Амбулакская серия, 1350 м	Братолюбовская серия, до 2500 м	
		
Белеутинская серия, 3000 м	Никольско-бурлукская свита, 1100—1200 м	
? — Коксуйская серия, 3500 м		Алтынсынганская и кенелинская свиты, до 2000 м
? — Кокчетавская серия, 1200 м		Кокчетавская свита, до 2500 м
Боздакская серия, до 3000 м		Сулуманакская (айдахарлинская) свита, 3000 м

		Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня		
		Киргизско-Терсейская	Каратау-Таласская	Чаткало-Нарынская
Архей (?) — нижний протерозой (?)	Нижний—средний протерозой			
		<p>Киргизская серия, 6000 м</p> <hr style="border: 1px wavy black;"/> <p>Кеминская серия, 7000 м</p> <hr style="border: 1px wavy black;"/> <p>Актюзская серия, 6000 м</p>	<p>Каракульджинская свита, 3000 м</p>	<p>Касанская серия, свита Малого Нарына, свита Куйлю, до 5000 м</p>

Улугау (сводный разрез)	Кокчетавский массив с его кожным обрамлением	Атасу-Моинтинский водораздел	
Майтубинская серия, 9000 м	Боровская серия	Сулуманакская (айдахарлинская) свита, 3000 м	
Жийдинская серия, 4600 м			Шарыкская и куспекская свиты, 2200 м
Карсакпайская серия, 4000 м			Иманбурлукская свита, 2600 м
Аралбайская серия, 6800 м			Ефимовская свита, 2600 м
Бектурганская серия, 5000 м			Зерендинская серия, 9000 м

Б. В. ЯСКОВИЧ, Ш. Ш. САБДЮШЕВ, И. А. ПОНИКЛЕНКО, В. А. ГРИДНЕВ,
Р. Р. УСМАНОВ, Г. В. БОЛГОВА

О ДОКЕМБРИИ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Интерес к метаморфическим толщам Западного Узбекистана особенно возрос после высказанных В. Г. Гарьковцом (1967, 1968) предположений об одновозрастности металлогении, связанной с этими формациями и древним комплексом Урала. Это мнение утвердилось, когда были раскрыты условия формирования золоторудного месторождения Мурунтау и выявлены многочисленные проявления золота, не выходящие за пределы метаморфического комплекса. Сейчас, при больших объемах геологоразведочных и поисковых работ, проводящихся Министерством геологии Узбекской ССР в Западном Узбекистане, назрела острая необходимость детально разработать и палеонтологически обосновать схему стратиграфии допалеозоя этой большой и важной в практическом отношении территории.

Метаморфические толщи, развитые на территории Западного Узбекистана, до недавнего времени считались немymi. Наиболее обстоятельно их корреляция рассмотрена Ю. А. Лихачевым и др. (1963), проводившими специальные исследования по тектонике палеозойского фундамента Кызылкумов. Ю. А. Лихачев отмечал, что мощные толщи метаморфизованных пород распространены на больших площадях во всех возвышенностях Кызылкумов — в Нураглинских и Зирабулак-Зианетдинских горах. Он подметил, что эти толщи, условно относимые им к нижнему и среднему палеозою, обычно более дислоцированы и значительно сильнее метаморфизованы, чем несогласно залегающие на них фаунистически охарактеризованные породы лудлова, девона и карбона. Ю. А. Лихачев пришел к заключению о большом сходстве разрезов этих толщ в различных районах Западного Узбекистана. Всюду нижняя часть разреза метаморфического комплекса представлена характерной толщей сланцев и кварцитов, с многочисленными прослоями амфиболитов и темных битуминозных доломитов и мраморизованных известняков. Такое единство состава долудловских отложений, по его мнению, свидетельствует о том, что вся рассматриваемая территория в течение раннепалеозойской эпохи и раннесилурийского времени являлась частью единого обширного геосинклинального бассейна. В табл. 1 приведено сопоставление выделенных свит, по Ю. А. Лихачеву, охватывающих описываемые отложения для территории Западного Узбекистана.

В связи с новыми данными, касающимися главным образом возраста описываемых толщ, приведенная схема к настоящему времени

Стратиграфическая схема древних толщ Кызылкумов по Ю. А. Лихачеву (1963)

	Западная часть Султануиздага	Центральная часть Султануиздага	Северный Букантау, Джебьтау I, II, Тахтаатау	Южный Букантау и Окжетпес	Северный Тымдытау	Ауминзатау, южная часть Тамдытау и Арыстантау	Кульджуктау	Северный Нуратау	Южный Нуратау и гора Кокча	Зирабулак-Знаэтинские горы
Нижний силур	Султануиздагская свита: песчаники, сланцы, 800 м	Султануиздагская свита: песчаники, сланцы, 800 м	Коксайская свита: песчаники, сланцы, 500 м	Коксайская свита: песчаники, сланцы, 1200 м	Бесапанская свита: песчаники, сланцы	Бесапанская свита: песчаники и сланцы, 1200 м	Бесапанская свита: песчаники, сланцы, 500 м	Нуратинская свита: песчаники, сланцы, 1700 м	Нуратинская свита: песчаники, сланцы, 1500 м	Нуратинская свита: песчаники, сланцы, 1700 м
Нижний палеозой (?)				Кокпатасская свита: кварциты, метаморфические и кристаллические сланцы, 800 м		Тасказганская свита: кварциты, мраморы, метаморфические и кристаллические сланцы, 900 м		Тасказганская и ауминзинская свиты: кварциты, метаморфические и кристаллические сланцы, 1200 м	Тасказганская и ауминзинская свиты: кварциты, метаморфические и кристаллические сланцы, 700 м	
						Ауминзинская свита: кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, 1400 м				

потеряла свое значение. Так, в 1963 г. К. К. Пятков и др. (1964) впервые обнаружили в известняках, залегающих в виде изолированных выходов среди вулканогенно-осадочных образований балпантауской свиты, нижнекембрийские трилобиты и пелециподы. Выходы этих известняков они не связывали с балпантауской свитой и считали их ядрами антиклинальных складок. В 1965 г. Б. В. Яскович (1968) отнес часть балпантауской свиты между саями Елемесаши и Джерой к кембрию, считая рифовые тела заведомо кембрийских известняков и эффузивно-осадочные образования сингенетичными. В 1967 г. А. И. Кином, Н. М. Ларным и др. в слоях балпантауской свиты, на северо-западе Тамдынских гор были найдены граптолиты лландоверийского и венлокского ярусов.

Эти открытия и уточнившийся разрез ордовика в Кульджуктау поставили вопрос о необходимости отнесения к допалеозою бесапанской, тасказганской и ауминзинской свит, представляющих собой единый метаморфический комплекс.

Таким образом, высказанное В. Г. Гарьковцом мнение о докембрийском возрасте перечисленных свит на основании анализа рудных формаций Урала и Западного Узбекистана нашло себе подтверждение в фактических палеонтологических данных.

Древний возраст метаморфического комплекса подтверждается также работами Б. Я. Хоревой, О. И. Кима и А. В. Суздальского, изучавших природу и характер проявления метаморфизма пород указанных толщ. М. А. Ахмеджанов и Э. Р. Базарбаев (1967) привели первое палеонтологическое обоснование возраста кокпатасской свиты, развитой в горах Букантау. В линзах доломитов кокпатасской свиты ими были найдены органические остатки, относящиеся, по определениям А. Г. Поспелова, к микроскопическим сине-зеленым водорослям верхнего протерозоя. Среди них определены: *Osagia* cf. *ferrugina* Milstein, *Radiosus* cf. *sphaericus* Z. Zhur., *Pitella* sp. и *Palaeomicrocystis* cf. *kairasensis* Posp. Докембрийский возраст свит метаморфического комплекса получил отражение на сводной обзорной геологической карте Западного Узбекистана, составленной в 1968 г. К. А. Набиевым, С. Л. Лутфуллаевым и К. К. Шамгуновым.

В 1968 г. Ш. Ш. Сабдюшев, Р. Р. Усманов и В. А. Гряднев при крупномасштабном геологическом картировании в северной части гор Тамдытау установили, что под палеонтологически охарактеризованными породами нижнего кембрия залегают вулканогенно-терригенные и карбонатно-кремнистые образования, общая мощность которых более 2,5 км. Эти толщи были разделены на две свиты: учкудуктаускую и аккудукскую (Сабдюшев, Яскович и др., 1969). В последнее время Ш. Ш. Сабдюшев выделил из состава кембрийских отложений нижнюю подсвиту елемесашинской свиты, в самостоятельную тайманскую свиту, содержащую остатки водорослей *Osagia* и *Epiphyton*.

Три перечисленные свиты оказались легко сопоставимыми соответственно с ауминзинской, тасказганской и бесапанской свитами.

Учкудуктауская свита сложена амфиболитами, кристаллическими сланцами хлорит-серпичт-кварцевого, хлорит-амфибол-кварцевого, хлорит-альбит-кварцевого, гранат-слюдисто-кварцевого состава с линзами светло-серых мраморизованных онколитовых известняков и черных доломитов. Аккудукская свита представлена серо-зелеными и темно-серыми мелкозернистыми полимиктовыми рассланцованными песчаниками с прослоями сланцев серпичт-хлорит-кремнистого состава и многочисленными линзами и горизонтами тесно ассоциирующих в разрезе черных кремней и онколитовых доломитов. Тайманская свита

состоит из терригенных песчано-сланцевых толщ с отдельными линзами основных эффузивов и туфов, реже с прослоями и линзами известняков и кремней.

Отложения докембрия, открытые в Северном Тамдытау, как и ранее установленные в других пунктах Центральных Кызылкумов, имеют большое сходство с толщами среднего рифея Восточно-Уральского мегантиклинория.

По данным Н. Ф. Мамаева (1967), в Кусоканском антиклинории средний рифей представлен основными порфиритами, туфами, зелеными сланцами и известняками с онколитами, мощностью от 500 до 3000 м. Для верхнего подразделения докембрия — венда в пределах Урало-Тобольского антиклинория указаны зеленые песчаники, сланцы, кристаллокластические туфы мощностью до 2000 м. Обращают на себя внимание онколиты, которые оказываются характерными органическими остатками для среднего рифея.

Помимо Урала подобные онколитовые породы обычны в улуктуйской свите среднего рифея Прибайкалья, где они приурочены к горизонтам, линзам и прослоям черных и серых известняков (Королюк, 1962).

В учкудуктауской и аккудукской свитах, относимых условно к среднему и верхнему рифею, породообразующие водоросли распространены в линзообразных слоях светло-серых мраморизованных окремнелых известняков и серых доломитов. Они представлены массой округлых и овальных образований размером от 1 до 2 см. В тайманской свите, соответствующей, по-видимому, вендскому комплексу и алданскому ярусу, появляются многочисленные *Osagia minuta* Z. Zhur. (определения З. А. Журавлевой) и редкие остатки красных водорослей *Epiphyton Borg.*

Стратиграфически выше, в слоях, относящихся к ленскому ярусу, остатки сине-зеленых и красных водорослей имеют массовое распространение. Здесь З. А. Журавлевой определены *Osagia senta* Z. Zhur., *Renalcis Vol.*, *Epiphyton Borg.*, вместе с которыми встречены пеллециподы *Cambridium tchernyshevae* Horny, археоциаты *Archaeocyathus kuzmini* (Vologd.), *Tegerocyathus abakanensis* (Vologd.), и трилобиты *Parapoliella obrutchevi* (Lerm.).

Анализируя данные по местонахождениям органических остатков в разрезе докембрия и кембрия Тамдытау, можно сделать следующие выводы:

1. В Северном Тамдытау имеется непрерывный разрез докембрия и кембрия.

2. Органические комплексы представлены здесь в основном остатками сине-зеленых и красных водорослей.

3. В стратиграфическом разрезе остатки водорослей прослеживаются непрерывно.

4. Остатки трилобитов, археоциат и пеллеципод характеризуются незначительным видовым разнообразием. Форм, относящихся к нижней половине нижнего кембрия, не обнаружено.

Помимо кратко охарактеризованного выше непрерывного разреза докембрия и кембрия в Северном Тамдытау большое значение с точки зрения разработки стратиграфии докембрия имеет разрез гор Букантау. Докембрийские отложения имеют здесь исключительно широкое распространение и содержат многочисленные органические остатки. Метаморфическую толщу Букантау Ю. А. Лихачев разделял на две свиты: нижнюю — кокпатасскую — и верхнюю — коксайскую.

Первая из них в нижней части сложена эпидотизированными эффузивами основного состава, их туфами и разнообразными сланцами (карашахская свита, по В. И. Зонову; выделена в 1968 г.). В средней и верхней частях кокпатавской свиты преобладают черные и серые полосчатые кварциты, реже встречаются кремнисто-слюдистые сланцы, яшмовидные породы, песчаники, мраморизованные доломиты и известняки. Залегающая согласно коксайская свита представлена флишондами песчано-сланцевыми отложениями.

Проведенное авторами доклада изучение кокпатавской и коксайской свит подтвердило основной вывод Ю. А. Лихачева о большом сходстве метаморфических пород, слагающих Букантауский горный массив, массивы Ауминзатау и Тамдытау. Нижнюю часть разреза кокпатавской свиты Ю. А. Лихачев сопоставлял с ауминзинской свитой, среднюю и верхнюю — с тасказганской, а коксайскую — с беспанской.

В Северном Тамдытау при крупномасштабном геологическом картировании (Сабдюшев и др., 1969) те же метаморфические образования были разделены на новые учкудуктавскую, аккудукскую и тайманскую свиты.

В 1969 г. в Южном Букантау авторами в кокпатавской свите собран

Корреляционная стратиграфическая схема

Стратиграфические подразделения			Зирабулак-Знаэтдинские горы	Ауминзатау, Южный Тамдытау и Арыстантау
Кембрийская система	средний— верхний отделы	Ленский ярус		
	Вендский комплекс	Катырмайская свита: внизу—амфиболиты, кристаллические сланцы, линзы мраморов и доломитов, сверху—метаморфические сланцы, ~ 3000 м		
Рифей	верхний		Тасказганская свита: кварциты, мраморы, метаморфические и кристаллические сланцы, 900 м	
	средний		Ауминзинская свита: кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, 1400 м	

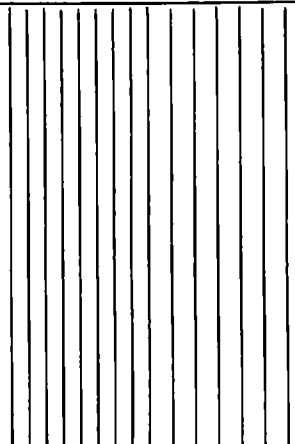
большой палеонтологический материал, представленный остатками синие-зеленых водорослей.

Докембрийские образования в Южном Букантау находятся в очень сложных тектонических взаимоотношениях с известняками визейского яруса, обнажающимися в тектоническом окне. До настоящего времени некоторые исследователи продолжают считать их ядром большой антиклинальной складки Южного Букантау, крылья которой сложены кокпатасской и коксайской свитами, а метаморфические комплексы отнести к среднему карбону (Пятков и др., 1967). Тектоническая структура Южного Букантау до конца не расшифрована. Собранные к настоящему времени материалы позволяют предполагать здесь наличие надвигов со значительными горизонтальными смещениями. Это прежде всего подтверждается крупными складками волочения. Особенно отчетливо системы этих складок наблюдаются в кремнистых породах кокпатасской свиты. Скорее всего метаморфические толщи к разрезу карбона никакого отношения не имеют.

Составленная авторами рабочая корреляционная стратиграфическая схема докембрия Западного Узбекистана приведена в табл. 2.

Таблица 2

докембрия Западного Узбекистана

Северный Тамдытау	Южный Букантау	Северный Букантау
<p>Елемесацинская свита: песчаники, сланцы, кремни, спилиты, порфириты, туфы, <i>Flintersicyathus kuzmini</i> (Vol.), <i>Tegeracyathus abakansis</i> (Vol.), и др.</p>		
<p>Тайманская свита: песчаники, сланцы, туфы, линзы известняков, <i>Epiphyton</i>, <i>Osagia minuta</i> Z. Zhur., <i>O. senta</i> Z. Zhur., 750 м</p>		<p>Коксайская свита: песчаники, сланцы, 500 м</p>
<p>Аккудукская свита: песчаники, сланцы, кремни и линзы доломитов с <i>Osagia</i>, 1000 м</p>	<p>Кокпатасская свита: кварциты, кремни, метаморфические сланцы, доломиты, 1100 м</p>	
<p>Учкудуктауская свита: амфиболиты, кристаллические сланцы, прослой известняков и доломитов с <i>Osagia</i>, 1000 м</p>	<p>Карашахская свита: амфиболиты, спилиты, метаморфические сланцы, прослой кремней и доломитов, 1000 м</p>	<p>Карашахская свита: амфиболиты, метаморфические сланцы, прослой кремней и доломитов с <i>Osagia</i>, 700 м</p>

О. И. КИМ, А. Л. СУЗДАЛЬСКИЙ

ДОКЕМБРИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

Условно к докембрию в пределах Центральных Кызылкумов отнесены несмытые вулканогенно-кремнисто-терригенные и терригенные толщи, ранее включавшиеся в состав кембрийской, ордовикской и силурийской систем. Выходы докембрийских пород распространены на большой территории. С перерывами они прослеживаются в северо-западном направлении от меридиана перевала Хаят в Северонуратинском хребте до гор Ауминзатау в Кызылкумах. Их протяженность по простиранию около 250 км, ширина полосы выходов до 50 км. Докембрий Кызылкумов представляет собой выступ пород складчатого основания в палеозойской структуре. На юге этот выступ по системе глубинных разломов граничит с герцинской структурой Кульджуктау; на севере также по разрывам — с герцинидами северных склонов гор Тамдытау. Восточное и западное ограничения выступа также тектонические.

Докембрий Центральных Кызылкумов разделен на три свиты: (снизу вверх) ауминзинскую, тасказганскую и бесапанскую. Сохранены старые названия свит, но изменены их границы и объемы. Ауминзинская и тасказганская свиты объединены в тамдытаускую серию.

Все докембрийские отложения регионально метаморфизованы. Региональный динамо-геотермический метаморфизм проявился на всей территории развития докембрия и захватил весь его разрез. Метаморфические породы принадлежат фации филлитов и фации хлорит-гидрослюдистых аспидных сланцев. Возраст регионального динамо-геотермического метаморфизма допалеозойский (но после бесапанский).

На юге гор Тамдытау на породы, испытавшие региональный динамо-геотермический метаморфизм, наложен региональный плутонический метаморфизм с прогрессивной метаморфической зональностью к ядрам Тасказганской, Таскаринской и Джамантауской антиклиналей. Установлены изограды амфибола, биотита и внешняя изограда хлорита, секущие границы между литолого-стратиграфическими подразделениями. Время становления полифациального метаморфического комплекса последовонское, досреднекаменноугольное. Второму метаморфическому эпизоду предшествовал региональный тектонобластез, захвативший не только докембрийские, но и среднепалеозойские образования. Заключение метаморфические явления связываются с контактовым воздействием позднепалеозойских гранитоидных интрузий.

Как уже отмечалось выше, в разрезе тамдытауской серии выделяются ауминзинская и тасказганская свиты.

Ауминзинская свита обнажается в ядрах Тасказганской,

Таскаринской, Джетымтауской, Бельтауской и Ауминзинской антиклиналей. Наиболее полный разрез свиты изучен в ядре Тасказганской антиклинали. Свита разделена на две подсвиты. Нижняя подсвита здесь сложена порфиробластовыми альбит-кварцевыми (с мусковитом, биотитом), хлорит-кварц-альбитовыми (с гранатом) сланцами, переслаивающимися с мраморами и яшмо-кварцитами. В верхней подсвите распространены зеленые сланцы сложного состава (амфибол, эпидот, кварц, альбит, хлорит), содержащие прослой мраморов и яшмо-кварцитов. Видимая мощность свиты около 800 м.

Вне области прогрессивного регионального метаморфизма в Джетымтауской, Бельтауской и Ауминзинской антиклиналях облик свиты существенно меняется. Здесь обнажается только верхняя подсвита, представленная зеленокаменно измененными породами, слабо метаморфизованными кремнистыми сланцами (фтанитами), известняками, доломитами.

Типичная разновидность зеленокаменной породы из Джетымтау состоит из бледноокрашенного актинолита, эпидота, альбита и небольшой примеси кальцита, хлорита, кварца, сфена, сульфидов. Структура гранонематобластовая, текстура сланцеватая. Первичные структуры почти не сохранились. Редко наблюдаемые реликты миндалин, вкрапленников и лейст плагиоклаза позволяют реконструировать миндалекаменную, порфиновую, призматически зернистую и диабазовую структуры. Видимая мощность около 400 м.

В Ауминзатау, в северном крыле одноименной антиклинали, скважинами вскрыты породы нижней подсвиты. Это главным образом контакто метаморфизованные пятнистые кварц-альбит-серицитовые филлиты, иногда с амфиболом, агрегатом мелкочешуйчатого биотита, переслаивающиеся с доломитами и доломитовыми мраморами. Мощность не менее 150 м.

Тасказганская свита связана постепенным переходом с ауминзинской. Нижней границей ее служит кровля пачки «зеленых сланцев» (зеленокаменных пород). В наиболее мощном (2000 м) разрезе Тасказганской антиклинали свита сложена разнообразными биотит-альбит-кварцевыми, биотит-хлорит-кварцевыми, биотит-кварцевыми, биотит-хлорит-серицитовыми, альбит-серицит-кварцевыми, альбит-хлорит-кварцевыми, серицит-хлорит-кварцевыми сланцами, метаморфизованными, рассланцованными олигомиктовыми кварцевыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями и линзами яшмо-кварцитов, кремнистых сланцев (фтанитов), доломитов и известняков.

Прогрессивный региональный метаморфизм проявлен неравномерно. В контуре изограды биотита сохранились участки слабо метаморфизованных песчаников и алевролитов. Часто сланцы содержат реликтовый обломочный материал.

В Бельтауской и Ауминзинской антиклиналях значительную роль в разрезе свиты играют кремнистые сланцы (фтаниты), доломиты и известняки. В горах Ауминзатау мощность карбонатно-кремнистой составляющей разреза соизмерима с терригенной. Терригенные породы в этих разрезах представлены рассланцованными, слабо метаморфизованными олигомиктовыми кварцевыми песчаниками, алевролитами, филлитами и сланцами альбит-кварцевого, серицит-кварцевого состава с blastoaleвропсаммитовой структурой.

Бесапанская свита залегает на размытой поверхности, но без углового несогласия на тасказганской свите. Разрез ее начинается пачкой кремнисто-кварцевых гравелитов и гравийных песчаников. Базальная пачка установлена во всех пунктах, где совместно обнажены

тасказганская и бесапанская свиты. Мощность пачки около 100—150 м.

Свита сложена неправильно ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинистыми (аспидными) сланцами. Для псаммитового элемента ритма более характерен пслимиктовый состав; для алевроитового — олигомиктовый кварцевый. Ритмы не выдержаны, мощность до первых метров. Мощность бесапанской свиты не менее 1000 м.

По северному краю выступа древних пород бесапанская свита несогласно перекрывается нижним девонном. Останцы нижнего девона на породах бесапанской свиты отмечены и вне связи с северным краем выступа, в его внутренних зонах. За северной границей выступа докембрийское складчатое основание залегает неглубоко. Оно разбито системой субширотных разломов и ступенчато погружается к северу.

В Северо-Тамдынском грабене в 1969 г. В. Г. Королевым, К. К. Пятковым, А. К. Бухариным описана тиллитовая толща, подстилающая маломощные (20—25 м) водорослево-археоциатовые известняки нижнего кембрия. Положение в разрезе, своеобразный облик позволяют сопоставить подобные породы с аналогичными толщами Тянь-Шаня и отнести их к венду. Занимающие более низкое положение в разрезе бесапанская, тасказганская и ауминзинская свиты, вероятнее всего, принадлежат среднему рифею.

По составу разрез докембрия Центральных Кызылкумов может быть разделен на две части: вулканогенно-кремнисто-терригенную и песчано-глинистую (флишоидную), составляющие единый формационный ряд.

Вулканогенно-кремнисто-терригенная формация состоит из собственно вулканогенно-кремнисто-терригенной, соответствующей ауминзинской свите и кремнисто-терригенной (тасказганская свита). Для терригенной части вулканогенно-кремнисто-терригенной формации характерны ленточная слоистость, микрослоистость, обусловленная переслаиванием пород пелитового и алевро-псаммитового состава. Обломочные породы — олигомиктовые, кварцевые.

Песчано-глинистая (флишоидная) формация соответствует бесапанской свите. Характерны грубая ритмичность, наличие косой слоистости, знаков ряби, признаки мутьевых потоков. Все формации докембрия Кызылкумов отличаются повышенной углистостью, графитистостью.

И. М. МИРХОДЖАЕВ, В. А. ХОХЛОВ, Л. П. ИГНАТЬЕВА, В. Е. ГОЛОВИН

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА

Докембрийские образования юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Байсунский срединный массив), выделенные В. А. Хохловым и Л. П. Игнатьевым в докембрийский метаморфический комплекс, обнажаются в сводовых частях крупных антиклинальных сооружений в хребтах Байсунтау, Сурхантау, Сусызтау.

Юго-западные отроги Гиссара входят в Южно-Гиссарскую зону, представляющую собой передовую геоантиклинальную зону Южного Тянь-Шаня (П. Д. Виноградов, И. Е. Губина, М. М. Кухтиков, С. К. Овчинников) или средне-позднепалеозойское геосинклинальное поднятие (Г. Х. Дикенштейн, Е. Н. Горецкая, Н. К. Морозенко). Иногда Южно-Гиссарская зона рассматривается (В. И. Попов) как часть Гиссаро-Дарвазского материкового ядра или активизированный в герцинскую эпоху древний срединный массив (Х. М. Абдулаев).

От палеозойского метаморфического комплекса Южно-Гиссарской подвижной зоны докембрий отделен региональным глубинным разломом, протягивающимся в широтном направлении вдоль северных окончаний хребтов Сусызтау, Байсунтау, Сурхантау. Докембрийские образования трансгрессивно перекрыты каменноугольными и мезо-кайнозойскими отложениями. Сложен докембрий глубоко метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями, метабазами, метаультрабазами и гранито-гнейсами; прорванными натро-калиевыми и высокоглиноземистыми докембрийскими гранитами, каледонскими интрузиями гипербазитов и гранитоидов. Глубоко метаморфизованная толща юго-западных отрогов Гиссара в процессе докембрийской складчатости была смята в брахискладки, вытянутые в северо-западном направлении.

Возраст метаморфизма докембрийских образований определен по обыкновенным роговым обманкам из биотит-амфиболитовых гнейсов и амфиболитов в 576—668 млн. лет (В. А. Хохлов, Л. П. Игнатьева), 702—722 млн. лет (В. Е. Головин) и 450—696 млн. лет (А. В. Покровский), а по слюдам (биотит) из тех же пород — в 568—603 млн. лет.

Органические остатки, обнаруженные в мраморах по р. Айлянгар в хр. Байсунтау, по мнению палеонтологов (А. И. Ким), не известны в палеозойских толщах. Предположение о принадлежности их к докембрию было высказано А. Г. Вологдиным. Таким образом, возраст глубоко метаморфизованной толщи пород юго-западных отрогов Гиссара принят пока позднепротерозойским.

Суммарная мощность докембрийского метаморфического комплек-

са превышает 14 000 м. Наиболее глубокие части его разреза, объединенные в кристаллическую серию (вулканогенно-осадочная формация), обнажаются в хребтах Сусызтау и Байсунтау. Более высокие горизонты вскрыты в хр. Сурхантау и составляют метаморфическую серию (осадочно-вулканогенная формация).

Докембрийские породы юго-западных отрогов Гиссарского хребта являются полиметаморфическими образованиями, претерпевшими в позднепротерозойское время прогрессивный региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации для пород кристаллической серии и эпидот-амфиболитовой фации для пород метаморфической серии. В раннепалеозойское время, одновременно с прогрессивным региональным метаморфизмом в пределах Южного Гиссара, в его юго-западных отрогах связаны регрессивные преобразования пород докембрия. Локально в узких зонах докембрийские образования подвергались контактовому воздействию палеозойских гранитоидов и динамометаморфизму.

В результате всех этих процессов осадочно-вулканогенные породы метаморфического комплекса были преобразованы в различные гнейсы и кристаллические сланцы. Для расчленения глубоко метаморфизованных пород докембрия юго-западных отрогов Гиссара кроме историко-тектонического метода использовались результаты термолюминесцентного анализа, изучение геохимических особенностей пород, установление первичной природы докембрийских образований, результаты измерения их плотности и др. Проводилось детальное геологическое картирование с прослеживанием по простиранию маркирующих горизонтов, составлением и сопоставлением детальных разрезов.

Гнейсовые толщи хребтов Байсунтау и Сусызтау, объединены в кристаллическую серию, отличаются общностью литологического и петрографического состава, сходством условий седиментации, характером и степенью метаморфизма. Кристаллические сланцы, средние и кислые метаморфизованные эффузивы Сурхантауской полосы, выделенные в метаморфическую серию, резко отличаются от пород кристаллической серии по тем же признакам.

Кристаллическая серия

Наиболее низкие части разреза серии обнажаются в хр. Байсунтау и характеризуются флишондным характером осадков, отсутствием несогласий, широким развитием основных эффузивов, глубоким метаморфизмом пород, морфологически однотипными пликативными структурами.

В нижней части кристаллической серии докембрийского комплекса выделены караташская (4570 м) и диймалекская (3540 м) свиты.

Караташская свита представлена обычно высокоглиноземистыми силлиманитовыми и корднеритовыми гнейсами, в меньшей степени кварцитовидными разностями их, кварцитами и редко ортоамфиболитами, образовавшимися в условиях удаленной от периферии части древнего геосинклинального бассейна. Для диймалекской свиты характерны биотитовые гнейсы, пара- и ортоамфиболиты, мраморизованные доломиты и мраморы. Эти свиты подразделены на подсвиты, которые отделены друг от друга маркирующими горизонтами либо представляют собой комплекс пород, обладающий определенными диагностическими признаками. Некоторые из подсвит подразделены по литологическому признаку на пачки более или менее однородного состава.

Караташская свита развита в бассейнах рек Сангардак, Микьян, Палгарь, Караташ, Хандиза и Хурсандарья, где слагает сводовую часть и юго-западное крыло Бахчинской складки.

Первая караташская подсвита характеризуется широким проявлением мигматизации, сопровождающейся возникновением темных мигматитов. Нижняя часть подсвиты (более 800 м) сложена мелкозернистыми в значительной степени окварцованными и калишпатизированными биотитовыми и мусковит-биотитовыми гнейсами. Изредка присутствуют прослои сливных темно-серых кварцитов. Для пород средней части подсвиты (700 м) характерно крупнозернистое сложение, темный цвет, очковая структура (скопление биотита, фибролита и разложенного кордиерита). Верхняя часть подсвиты (500 м) характеризуется переслаиванием мелкозернистых кварцитовидных биотитовых гнейсов с крупнозернистыми кордиерит-силлиманит-биотитовыми гнейсами. В бассейне р. Сангардак в глиноземистых гнейсах установлено присутствие граната, включающего в значительном количестве шпроповый компонент. Суммарная мощность первой подсвиты более 2000 м.

Вторая караташская подсвита развита в средних течениях рек Кишлак-сай, Микьян, Палгарь, Караташ и в верховьях р. Ширт-сай. Она согласно залегает на породах первой подсвиты и отделяется от нее маркирующим горизонтом мраморов мощностью 10—30 м. Сложена подсвита средне- и крупнозернистыми плотными гранат-силлиманит-биотитовыми гнейсами, выделяющимися на местности своими черными окрасками. Присутствуют отдельные прослои кварцитов, кордиерит-силлиманит-биотитовых гнейсов, роговообманковых гнейсов и ортоамфиболитов. Мощность подсвиты 780 м.

Третья караташская подсвита слагает юго-западное и северо-восточное крылья Бахчинской брахантиклинали. Гнейсы, слагающие подсвиту, характеризуются узловатым строением, содержат крупные — до 4 мм — чечевицеобразные скопления кварца, силлиманита, кордиерита. Узелки имеют голубовато-белый цвет, иногда по периферии черные за счет концентрации биотита. Гнейсы кордиерит-силлиманит-биотитовые. Постепенно вверх они сменяются кварцитовидными биотитовыми гнейсами с прослоями кварцитов. В средней части подсвиты присутствует горизонт биотит-роговообманковых гнейсов и ортоамфиболитов (мощность соответственно 1 и 30 м). В верхней части подсвиты отмечается мощный (до 80 м) горизонт крупнозернистых розовых очковых гранито-гнейсов, постепенно переходящих участками в безкалишпатовые разновидности гнейсов. Мощность подсвиты 950 м.

Четвертая караташская подсвита обнажается на водоразделе рек Караташ и Ходжа-Бузбарак, слагая юго-западное крыло Бахчинской брахантиклинали. Согласно залегая на третьей караташской подсвите, породы данной подсвиты отличаются массивным строением, темным цветом и полным отсутствием узловатых разностей гнейсов. Четвертая подсвита представлена чередованием черных средне- и крупнозернистых биотитовых гнейсов с темными мелкозернистыми кварцитовидными разностями, иногда содержащими гранат. Мощность — 200 м.

Пятая караташская подсвита, согласно залегая на породах четвертой подсвиты, развита на левом и правом склонах долины р. Ходжа-Бузбарак. Подсвита представлена переслаивающимися серыми мелкозернистыми биотитовыми гнейсами, преобладающими в разрезе, и крупнозернистыми темно-серыми силлиманит-биотитовыми гнейсами с узловатой структурой. Присутствуют отдельные прослои кварцитов мощностью до 0,5 м. Мощность пятой подсвиты 640 м.

Диймалекская свита обнажается в бассейне рек Диймалек, Айлянгар и Шатут. Она повсюду согласно перекрывает отложения караташской свиты. Диймалекская свита подразделена на шесть подсвит, согласно залегающих друг на друге.

Первая диймалекская подсвета обнажается в верховьях р. Ходжа-Бузбарак, а также слагает участки в верхнем течении и левый склон долины р. Диймалек. Породы подсветы ограничены в почве и кровле горизонтами мелкозернистых лейкократовых гранито-гнейсов, отчетливо прослеживающихся на местности. Подсвета характеризуется довольно сложным строением, обусловленным чередованием мелкозернистых кварцитовидных биотитовых гнейсов, среднезернистых мигматизированных силлиманит-биотитовых гнейсов и кварцитов. Присутствуют горизонты гранатовых амфиболитов (0,5—7 м), мраморов (до 4 м), графитизированных пород с турмалином (до 1 м) и роговообманковых гнейсов (20—30 м). Мощность подсветы 930 м.

Вторая диймалекская подсвета обнажается на обоих склонах р. Диймалек. Сложена она светлыми гранито-гнейсами. Крупные новообразования калишпата, окатанный характер аксессуарных минералов и отчетливая, по-видимому, первичная полосчатость свидетельствуют о первично-осадочной природе гранито-гнейсов. Мощность второй подсветы 200 м.

Третья диймалекская подсвета подразделена на две пачки. Нижняя из них, мощностью 185 м, сложена тонко гофрированной слонстой толщей силлиманит-биотитовых узловатых гнейсов, заключающей кварцитовидные биотитовые гнейсы. В верхней пачке наряду с этими разностями присутствуют роговообманковые гнейсы, амфиболиты и мраморы. Мощность 660 м.

Четвертая диймалекская подсвета слагает ядро Айлянгарской брахиантиклинали и юго-западное крыло Диймалекской куполовидной складки. Подсвета подразделена на три пачки. Нижняя из них сложена крупнозернистыми мигматизированными биотит-роговообманковыми гнейсами, постепенно переходящими в верхней части пачки в немигматизированные биотит-роговообманковые и роговообманковые гнейсы. Ранее различными исследованиями они принимались за тоналито-гнейсы. Средняя пачка, мощностью 164 м, представлена окварцованными биотитовыми гнейсами, хлоритизированными биотитовыми гнейсами, отдельными прослоями мраморов и мигматитов. Верхняя пачка (139 м) сложена мелкозернистыми биотит-роговообманковыми, темными роговообманковыми гнейсами и отдельными горизонтами черных амфиболитов. Суммарная мощность четвертой пачки равна 560 м.

Пятая диймалекская подсвета слагает крылья Айлянгарского куполовидного поднятия и развита в юго-западной части хребта Байсунтау. Нижняя часть подсветы состоит из хлоритизированных и окварцованных биотитовых гнейсов, включающих биотит-роговообманковые разности и горизонты гранатовых амфиболитов. Отмечаются пласты (до 0,5 м) мраморов, в одном из которых были обнаружены органические остатки допалеозойского облика. Верхняя часть, мощностью 600 м, сложена крупнозернистыми биотитовыми гнейсами с прослоями очковых мигматитов, горизонтом амфиболитов (10 м) и мощными (10—80 м) пачками лейкократовых полосчатых роговообманково-биотитовых гранито-гнейсов метасоматического генезиса. Мощность подсветы 910 м.

Шестая диймалекская подсвета сохраняется небольшими пятнами в ядрах синклиналиных складок. Подсвета сложена мусковит-биотитовыми окварцованными гнейсами с кварцитами и лейкократовыми метасоматическими гранито-гнейсами в средней части. В верхах отмечаются инъекционные мигматиты. Мощность 280 м.

Выделенные стратиграфические единицы довольно выдержаны по простиранию, но иногда сильно изменчивы по мощности. Выше были

приведены максимальные мощности выделяемых стратиграфических подразделений. Гнейсовая толща, обнажающаяся в хр. Сусызтау (горы Чан-Чар, Сарыкия), является продолжением верхних членов разреза кристаллической серии хр. Байсунтау (диймалекской свиты). Сусызтауская часть кристаллической серии, имеющая мощность свыше 3380 м, смята в серию линейных и куполовидных складок северо-западного простирания. В кристаллической серии хр. Сусызтау выделены уруклинская (1680 м) и аугинская (1700 м) свиты.

Уруклинская свита в бассейне р. Уруклы (горы Сарыкия) подразделена на четыре согласно залегающие подсвиты.

Первая уруклинская подсвита слагает осевую часть одноименной антиклинали. В подсвите преобладают среднезернистые хлоритизированные биотитовые гнейсы, иногда калишпатизированные. Участками в них появляется кордиерит, что обусловлено влиянием кордиеритовых гранитов. Встречаются горизонты узловатых иногда калишпатизированных силлиманит-биотитовых гнейсов и кварцитов. Отмечается в единичном случае горизонт авгитовых ортоамфиболитов, мощностью 5 м. Общая мощность подсвиты 350 м.

Вторая уруклинская подсвита отчетливо выделяется благодаря темному цвету и крупнозернистому сложению слагающих ее пород. Состоит она из хлоритизированных, иногда калишпатизированных, силлиманит-биотитовых гнейсов, отделенных от пород первой подсвиты горизонтом черных амфиболитов, образовавшихся в результате метаморфизма основных излившихся пород (мощность 10 м). Подстилаются амфиболиты пластом кварцитов. Мощность второй уруклинской подсвиты 480 м.

Третья уруклинская подсвита сложена силлиманит-биотитовыми и биотит-силлиманитовыми гнейсами. Для нее характерно интенсивно проявленная калишпатизация и светлая окраска пород. Участками они по внешним признакам и минеральному составу приближаются к гранитам и представляют собой метасоматические гранито-гнейсы. Мощность 490 м.

Четвертая уруклинская подсвита в своей нижней части включает гранат-силлиманит-биотитовые калишпатизированные гнейсы с пластом черных параамфиболитов, мощностью в 5 м. Выше преобладают тонкогфрированные окварцованные мусковит-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы с частыми прослоями (0,2—8 м) кварцитов. Мощность подсвиты, видимо, больше указанной цифры, так как верхние горизонты ее трансгрессивно перекрыты породами мезозоя, а стратиграфические более высокие образования (аугинская свита) нигде непосредственно не контактируют с образованиями уруклинской свиты. Мощность подсвиты 360 м.

Аугинская свита распространена в горах Чак-Чар и слагает правобережье р. Сангардак в ее верховьях и по р. Кызыл-сай. Она подразделена на две согласно залегающие подсвиты.

Первая аугинская подсвита наиболее полно представлена в сводовой части Кызылсайской антиклинали и в крыльях северо-западного фрагмента Харпущского поднятия. Подсвита сложена крупнозернистыми узловатыми силлиманит-биотитовыми гнейсами с частыми прослоями черных сливных кварцитов. В сводовых частях антиклинальных складок близ кордиеритовых гранитов в гнейсах появляется гранат и кордиерит. В средней части присутствует единичный горизонт параамфиболитов мощностью 2,5 м, из которых по амфиболу определен возраст в 722 млн. лет (В. Е. Головин). Мощность 1000 м.

Вторая аугинская подсвита представлена исключительно темными

биотитовыми гнейсами средне- и крупнозернистого сложения, обладающими мощностью в 700 м.

Метаморфическая серия

Полиметаморфически измененные породы метаморфической серии хр. Сурхантау обнажаются в виде отдельных разобщенных участков среди герцинских и каледонских гранитоидов. Наиболее полно породы метаморфической серии представлены в бассейнах рек Хандиза, Маляндарья и Сангардак, где среди них выделены две свиты, разделенные конгломератами.

Породы метаморфической серии отличаются от нижележащих образований кристаллической серии меньшим метаморфизмом (эпидот-амфиболитовая фация), грубообломочным характером первичных пород, перерывами в осадконакоплении и присутствием в большом количестве вулканогенных образований, метаморфизованных вместе с осадочными породами до слюдяно-кварцевых сланцев.

Маляндская свита развита в бассейне р. Маляндарья (северная часть хр. Сурхантау), где смята в серию линейно-вытянутых в северо-западном направлении складок, осложняющих северо-восточное крыло более крупной складки, ось которой проходит вдоль долины р. Сангардак. Мощность свиты 1100 м. Свита подразделена на две согласно залегающие подсвиты.

Первая маляндинская подсвита сложена в нижней части темными плотными хлоритизированными мусковит-биотитовыми кристаллическими сланцами, образованными по терригенным породам. Верхняя часть подсвиты представлена отчетливо выделяющимися на местности светлыми очковыми значительно калишпатизированными двуслюдяными микрогнейсами. Мощность первой подсвиты 300 м.

Вторая маляндская подсвита представлена окварцованными альбитизированными мусковит-биотитовыми микрогнейсами и кристаллическими сланцами, среди которых часто встречаются прослои светлых гнейзенизированных пород и ортогнейсы по дацитовым порфиритам. В верхней ее части присутствуют кварцитовые слюдяные микрогнейсы, образовавшиеся по кварцевым песчанникам, и зеленокаменные породы — метаморфизованные диабазы. Мощность подсвиты 800 м.

Хандизинская свита в своих низах включает три горизонта (по 6—10 м) конгломератов, расположенных друг от друга в разрезе на расстоянии в 10—20 м. Галька в них хорошо окатана, размеры ее от 1 до 6—10 см. Цемент отвечает по составу слюдяному сланцу, аналогичному вышележащим. Изучение гальки показало, что разрыву подвергались породы маляндской свиты. Состав и уплощенные формы гальки свидетельствуют о незначительном перемещении обломочного материала или о существенном одностороннем давлении в период регионального метаморфизма. Хандизинская свита разделена на четыре согласно залегающие подсвиты. Суммарная мощность хандизинской подсвиты 1780 м.

Первая хандизинская подсвита наиболее полно представлена по р. Заучак. Для нижней части ее характерно интенсивное окварцевание, что привело к возникновению кварцитовидных слюдяных сланцев и вторичных кварцитов. В средней части отмечаются очковые слюдяные кристаллические сланцы с прослоями светлых кварцитовидных биотитовых микрогнейсов. Образование очков следует рассматривать как результат инъекционной мигматизации, обусловленной внедрением каледонских интрузий Обинаурузского и Вахшиварского массивов. В верхах подсви-

ты присутствуют зеленовато-серые серебристые слюдяные (мусковито-хлорито-биотитовые кристаллические сланцы с прослоями плотных серых слюдяных микрогнейсов, возникших из туфогенных кластических образований. Здесь же выделяется горизонт гнейсированных ортоамфиболитов, образовавшихся по средним эффузивам. Мощность его 66 м. Общая мощность подсветы 900 м.

Вторая хандизинская подсвета сложена тонкозернистыми кварцито-видными хлоритизированными биотитовыми сланцами и микрогнейсами с прослоями силлиманит-биотитовых гнейсов с турмалином и темных порфиробластических андалузит-слюдяных кристаллических сланцев в верхней части подсветы. В нижней части подсветы в сланцах отмечаются розовый марганцевый гранат. Мощность 460 м.

Третья хандизинская подсвета сложена окварцованными и хлоритизированными биотит-амфиболовыми сланцами, возникшими при региональном метаморфизме лав среднего и реже основного состава, с прослоями хлоритизированных слюдяных микрогнейсов кварцито-видного облика и маломощных горизонтов черных андалузит-слюдяных сланцев (до 0,1 м). Мощность подсветы 300 м.

Четвертая хандизинская подсвета сложена серыми тонкополосчатыми плотными фельдшпатизированными и хлоритизированными мусковит-биотитовыми микрогнейсами, исходными породами которых являлись туфогенные образования. Неполная мощность подсветы составляет 125 м. Породы четвертой подсветы либо перекрыты каменноугольными образованиями, либо срезаны надвигом.

В заключение можно отметить, что глубоко метаморфизованные породы хребтов Байсунтау и Сусызтау, объединенные в кристаллическую серию, обладают определенным литологическим сходством, характеризуются общим структурным планом, мигматизацией и магматизмом. Относительно слабее метаморфизованные толщи Сурхантауской полосы (метаморфическая серия), отличающиеся от пород кристаллической серии по тем же признакам, следует рассматривать особо. Вполне возможно, что метаморфические породы рассматриваемых районов формировались в разные этапы, а возраст кристаллической и метаморфической серий может значительно различаться.

СТРАТИГРАФИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫХ ТОЛЩ СПОРНОГО ВОЗРАСТНОГО ПОЛОЖЕНИЯ

Р. М. АНТОНЮК

ДОКЕМБРИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

В 1958 г. Алма-Атинским стратиграфическим совещанием для Центрального Казахстана была принята следующая стратиграфическая схема докембрийских отложений (снизу вверх): архей — зерендинская серия; нижний протерозой — боровская серия; средний протерозой — акдымская серия; синий — ереметауская серия. Как возможный аналог ереметауской выделялась утрынжальская серия. Эта схема широко использовалась при геологосъемочных работах и была обязательной для государственных среднемасштабных геологических карт. Работами последних лет эта схема значительно видоизменена и уточнена.

Маршрутами автора совместно с Л. В. Булыго, Б. М. Келлером, В. Г. Королёвым и В. Я. Кошкиным в 1965 г. было установлено, что ташокинская свита акдымской серии, представленная яшмами и яшмокварцитами, переслаивающимися с тонкозернистыми терригенными породами, в общей стратиграфической колонне располагается выше ереметауской серии. В 1968 г. Н. А. Кулубеков и И. К. Двойченко в этой свите обнаружили беззамковых брахиопод кембрия.

В связи с неодинаковой степенью изученности разрезов докембрийских отложений отдельных регионов Центрального Казахстана и трудностью их корреляции не всегда оправдано выделение унифицированных свит для всей рассматриваемой территории. Автор считает целесообразным на первых порах в каждой крупной геологической структуре докембрийским свитам присвоить местные наименования.

Выделены три крупных литолого-стратиграфических комплекса разделенных поверхностями несогласий: а) комплекс кристаллических сланцев, слагающий фундамент байкалид Центрального Казахстана, б) вулканогенно-кремнистый комплекс среднего — верхнего рифея, представляющий собой офиолитовую формацию начальных этапов развития байкалид, в) комплекс молассовых образований венда, характеризующий орогенную стадию байкалид.

Расчленение и корреляция этих отложений основаны на определениях микрофитоцитов (онколитов и катографий) и данных радиогеохронологии, главным образом полученных в последние годы калий-аргоно-

вым методом по пироксенам и амфиболам из лав и габброидов, биотитам плагиогранитов, рубидий-стронциевым методом по валовым пробам альбитофиров, урано-свинцово-ториевым методом для обломочных шрифонов кварцитов.

Фундамент байкальских эвгеосинклинальных прогибов сложен сериями глубоко метаморфизованных пород, выступающих в ядрах Ерементау-Ниязского, Ишкеульмесского антиклинориев и Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Среди них совместно с Л. И. Филатовой в Ерементау-Ниязском антиклинории снизу вверх выделены осакаровская, ошагандинская свиты и кокчетавская серия.

Осакаровская свита представлена биотит-альбитовыми, кварц-биотитовыми, иногда порфиробластовыми сланцами и гнейсами, содержащими редкие прослои мраморов. Обнаженная часть разреза свиты имеет мощность около 700 м. Распространена она крайне ограничено. Естественные выходы ее встречены лишь в трех километрах к северу от с. Осакаровка на обочинах шоссе Осакаровка — Токсумак и на левом берегу р. Ошаганды в 1,5 км южнее пос. Новокронштадское. Подошва свиты не известна. С вышележащей ошагандинской свитой амфиболовых сланцев она имеет тектонические контакты.

Ошагандинская свита сложена амфиболовыми сланцами и порфиритондами. Реже в ее составе встречаются мраморы и амфиболиты по габброидам. Местами для нее характерны порфиритонды с реликтовым шаровым сложением. Породы свиты обладают хорошо выраженной сланцеватостью, а иногда и мелкой гофрировкой. Видимо, первоначально в ее составе преобладали вулканиты основного состава, претерпевшие региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Стратипический разрез свиты находится по р. Ошаганды южнее пос. Новокронштадское. Небольшие по площади выходы свиты известны по р. Шокай севернее пос. Покорное и по р. Ельток. Значительный выход свиты находится в Бошекульском районе между руч. Сарыпанозек и развалинами Джангабул, а также к северо-западу от гор Улькен-Сарыадыр. Севернее пос. Покорное и по р. Ошаганды южнее пос. Новокронштадское породы ошагандинской свиты с резким угловым несогласием перекрываются кварцитовыми сланцами кокчетавской серии.

В стратиграфической схеме Р. А. Борукаева породы ошагандинской свиты отнесены к нижнему протерозою под наименованием амфиболитовой толщи. Такого же мнения придерживались О. М. Канфельд, О. А. Мазарович и В. В. Туркина, описавшие ее по материалам Л. И. Филатовой по рекам Ошаганды, Шокай и Ельток. По мнению Л. И. Филатовой, породы осакаровской и ошагандинской свит имеют довольно близкие черты с древнейшей в Улутау бектурганской серией.

Верхний возрастной предел ошагандинской свиты, определенный калий-аргоновым методом И. М. Морозовой по актинолитам и характеризующий наиболее поздние стадии метаморфизма, равен $764-710 \pm 70$ млн. лет.

В Ишкеульмесском антиклинории близкая по составу толща выделена Л. И. Филатовой и В. Д. Якименко под наименованием шингаревской серии. Р. А. Борукаев, а позже А. Е. Репкина и Л. И. Пшеничная, породы шингаревской серии условно относили к архею.

В Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории метаморфические породы фундамента байкалид обнажаются только на крайнем его северо-западе, в горах Муржик, по имени которых названа серия.

Муржикская серия, по данным А. А. Недовизина, имеет трехчленное строение. Нижняя толща ее сложена порфиритондами с прослоями серых и бежевых микрокварцитов и кварцитовых сланцев, имеет

мощность около 1000 м. Средняя толща, мощностью 700—900 м, представлена кварц-хлорит-серицитовыми и кварц-серицитовыми сланцами серых, лиловых и бежевых тонов, в низах с прослоями железистых кварцитов. Содержание железа в этих кварцитах не превышает 20—25%. Верхняя толща серин, имеющая мощность 1000—1200 м, сложена полосчатыми микрокварцитами различных тонов. Общая мощность муржикской серии достигает 3100 м. Серия прорвана интрузиями гипербазитов и габброидов. Взаимоотношения ее с другими отложениями тектонические. Породы серии претерпели региональный метаморфизм зеленосланцевой фации. Для суждения о возрасте муржикской серии нет достоверных данных. К дорифею она отнесена условно. Наличие в ней железистых кварцитов в ассоциации с метаморфизованными основными вулканитами и кремнистыми породами дает основание сопоставлять ее с карсакпайской серией Улутая.

К комплексу основания байкальских эвгеосинклинальных прогибов относится кокчетавская серия. Сложена она, как и в других районах Центрального Казахстана, разнозернистыми серицитовыми кварцитами и кварцитовыми сланцами, иногда с гранатом. Реже в ее составе встречаются мраморы и метаморфизованные аркозовые песчаники. В основании серии залегают филлитовидные сланцы с маломощными прослоями графитистых сланцев. Кварциты и кварцитовые сланцы повсеместно содержат окатанные зерна циркона, рутила, турмалина и другие акцессорные минералы гранитоидов. Единого, обнаженного разреза кокчетавской серии в северо-восточных частях Центрального Казахстана не существует. Низы ее лучше всего вскрыты в обнажениях по р. Ошаганды и р. Шокай. Наиболее полный разрез серии находится у пос. Святогоровка. Неполная мощность кокчетавской серии достигает 1500 м. Аналогом кокчетавской серии в Атасуйском антиклинории является кудаймендинская свита.

На подстилающих отложениях ошагандинской свиты кокчетавская серия залегает резко несогласно с базальными конгломератами в основании и явно в ином структурном плане. С вулканогенно-кремнистым комплексом контакты ее повсеместно тектонические, но вулканогенно-кремнистые толщи отчетливо отличаются по степени регионального метаморфизма. Уровень кокчетавской серии является очень важным рубежом. Ниже ее по разрезу располагаются серии пород, претерпевшие многоэтапный и разнохарактерный региональный метаморфизм, выше — толщи палеозойского облика, практически лишённые метаморфизма. Между кокчетавской свитой и вулканогенно-кремнистым комплексом перерыв был настолько значительным, что его можно сравнить с перерывом между фундаментом и чехлом платформы.

Определение возраста осадконакопления кокчетавской свиты имеет чрезвычайно важное значение не только для правильного истолкования возраста вулканогенно-кремнистого комплекса, но и метаморфических пород фундамента. Основываясь на многочисленных определениях абсолютного возраста обломочных цирконов кокчетавской серии альфа-свинцовым методом, О. М. Розен и Ю. А. Зайцев пришли к выводу о ее верхнерифейском возрасте. Последние данные, полученные Е. В. Библиковой урано-свинцово-ториевым методом по тем же цирконам в лаборатории ГЕОХИ, свидетельствуют о том, что нижний возрастной предел осадконакопления кокчетавской серии не древнее 1400 ± 100 млн. лет.

Судя по наличию в вышележащей еремантауской серии микрофитоцитов среднего рифея, возраст кокчетавской серии, видимо, не древнее верхов нижнего или низов среднего рифея. Нижележащие толщи осакяровской и ошагандинской свит, муржикской серии, равно как и их лито-

логические аналоги в Улутау и в пределах Кокчетавской глыбы, несомненно, принадлежат дорифею. Для более конкретного суждения о возрасте этих отложений данных пока нет. Кокчетавскую серию можно отнести к категории платформенных или субплатформенных формаций. Образовалась она после перемыва древней коры выветривания, и в этом отношении может быть сравнима с кварцевыми толщами основания чехла Русской и других платформ. К такому же заключению пришли и Ю. А. Зайцев и Л. И. Филатова.

Вулканогенно-кремнистый комплекс, заключающий интрузии гипербазитов, представляет собой офиолитовую формацию начальных этапов развития эвгеосинклинальных областей байкалид Центрального Казахстана. Отложения этого комплекса настолько своеобразны, что позволяют легко распознавать его во всех крупных структурах Центрального Казахстана. Для него типичны основные вулканы и различные кремнистые породы, реже известняки. Даже такая общая характеристика позволяет отличать его от всех других образований, и в первую очередь от нижнекембрийских (бошекульских), для которых также типичны вулканы основного ряда, но в ассоциации с андезитами и грубыми вулканокластическими терригенными, реже карбонатными породами.

Отложения комплекса смяты в узкие сжатые линейные складки, почти всегда осложненные многочисленными разрывами. Они слагают ядерные части Ерементау-Ниязского, Майкани-Кызылтауского, Северо-Балхашского, Тектурмасского антиклинориев и Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория.

На северо-востоке Центрального Казахстана они представлены разрезами двух типов. Разрезы первого типа характеризуются широким развитием вулканитов основного ряда в ассоциации с карбонатными и кремнистыми породами, для разрезов второго типа наряду с основными вулканы типичны преимущественно яшмы и яшмо-кварциты. Карбонатные породы в разрезах второго типа практически отсутствуют, а яшмы содержат остатки радиолярий.

Разрезы вулканогенно-кремнистого комплекса первого типа выделяются под наименованием ерементауской серии, второго — уртынжалской.

Ерементауская серия достоверно может быть выделена лишь в пределах Ерементау-Ниязского антиклинория и в горах Шокпактас Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Уртынжалская серия распространена намного шире. Ею сложены ядерные части Тектурмасского, Северо-Балхашского и Майкани-Кызылтауского антиклинориев, а также большая часть антиклинальных структур Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория (таблица).

Ерементауская серия имеет двухчленное строение. Она разделяется на тиесскую и желтаускую свиты. Опорный разрез серии находится в горах Койтас в 4 км к юго-западу от пос. Асамбай и на горе Тиес.

Тиесская свита представлена исключительно основными вулканытами, содержащими в верхах разреза редкие линзовидные прослои яшмы и яшмо-кварцитов, граувакковых песчаников и весьма редко известняков. Среди основных вулканытов преобладают лавы, часто имеющие шаровое строение, и их лавобрекчии. Типичные пирокласты встречаются очень редко. Вулканыты претерпели зеленокаменное перерождение, а в зонах разрывных нарушений нередко превращены в порфиритонды и актинолитовые сланцы. Абсолютный возраст излияний лав тиесской свиты, определенный калий-аргоновым методом, равен 1270 ± 300 млн. лет (Антонюк и др., 1967, 1968). Низы свиты не известны, а верх ее

Схема сопоставления разрезов докембрия северо-востока Центрального Казахстана

Возраст	Еремантау-Ниязский антиклинорий	Майкаин-Кызылтауский антиклинорий	Северо-западное Предднгиэье. Токайское блоковое поднятие	Тектурмасский антиклинорий	Северо-Балхашский антиклинорий		
Кембрий	Тасшокинская свита	Бошекульская серия	Бошекульская серия		Казыкская свита		
Венд	Тобежалская серия	Толпакская свита	Кызыладырская свита	Баварбайская свита	Аюлинская свита		
Верхний рифей	Телескольская свита	Ургынжалская серия	Ургынжалская серия	Ургынжалская серия	Ургынжалская серия	Итмурундинская свита	
Средний рифей	Еремантауская серия		Майкаинская свита			Карабулакская свита	Карамурунская свита
	Жельтауская свита		Косгомбайская свита				Тактурмасская свита
Нижний рифей	Тиесская свита						
	Кокчетавская серия						

последовательно без перерывов и несогласий сменяются породами жельтауской свиты. Мощность тиесской свиты не превышает 1200 м.

Жельтауская свита сложена в различной степени доломитизированными и окремненными известняками с микрофитолитами, яшмо-кварцитами и яшмами, которые сочетаются с редкими невыдержанными по простиранию маломощными покровами основных лав, прослоями туффитов, реже граувакковых песчаников. От тиесской свиты жельтауская свита отделена маркирующим горизонтом яшмо-кварцитов. Для нее характерен второй комплекс микрофитоцитов¹ Э. А. Журавлевой (Антонюк и др., 1967, 1968; Клиnger, 1968). Общая мощность свиты составляет 2350 м. Жельтауская свита резко несогласно перекрыта тобежалльской серией предположительно вендского возраста.

Весьма условно к вулканогенно-кремнистому комплексу отнесена телескольская свита. Сложена она лавами и туфами базальтового и андезито-базальтового состава, кремнистыми алевролитами и туффитами, неравно насыщенными штоками и дайкообразными телами фельзит-порфиоров, дацитов и альбитофиоров. Очень редко встречаются линзы яшм и известняков. Пространственно к ней приурочены линейные интрузии серпентинизированных гипербазитов, габброндов и лейкократовых гранитов. По литологическим признакам свита подразделена на две подсвиты. В строении нижней подсвиты преобладают вулканиты, в верхней — туффиты и тонкозернистые терригенные породы. Общая видимая мощность телесколькой свиты достигает 3650 м. Стратиграфическое положение ее до сих пор не выяснено. На восточных склонах гряд Жельтау, Базышкыртау, Мыншокур свита имеет тектонические контакты с ташокинской свитой кембрия, а на западных склонах гор Ерементау — с породами тобежалльской серии предположительно вендского возраста. По типу слагающих пород телескольская свита Ерементау-Ниязского антиклинория принадлежит к одному ряду формаций с ерементауской серией.

Уртынжалльская серия включает две свиты: тектурмасскую и карамурунскую. Опорный разрез ее находится в горах Тектурмас в 11 км к северо-востоку от пос. Красная Поляна. Основание серии не известно.

В строении тектурмасской свиты принимают участие светло-серые, белые и красноцветные яшмы и яшмо-кварциты в ассоциации с линзами и прослоями основных эффузивов и тонкообломочных терригенных пород. В опорном разрезе она имеет трехчленное строение. Внизу залегает пачка, мощностью около 650 м, красноцветных и светло-серых, иногда пятнистоокрашенных яшм, яшмо-кварцитов и их брекчий, насыщенных редкими линзами и прослоями базальтов и кремнистых аргиллитов. В объеме пачки основные лавы составляют менее 1%. В средней части свиты преобладают светло-серые и серые, реже розовато-серые яшмо-кварциты. Мощность их достигает 500 м. Верхняя часть тектурмасской свиты сложена яшмами и яшмо-кварцитами, но содержащими прослойки зеленоцветных и реже красноцветных аргиллитов и алевролитов, разнозернистых песчаников грауваккового состава и кремнистых туффитов. Мощность ее не превышает 520 м. Тонкозернистые терригенные породы составляют примерно треть ее мощности, но обнаружены очень плохо и прослежены не во всех разрезах. В верхних горизонтах пачки изредка встречаются силлы диабазов. Общая мощность тектурмасской свиты составляет 1500—1700 м.

В Майкани-Кызылтауском антиклинории близкая по составу толща яшм и яшмо-кварцитов выделена под наименованием косгомбайской

¹ См. статью Б. М. Клиnger в настоящем сборнике.

свиты. Мощность ее 2300—2500 м. В горах Байахмет она охарактеризована вторым комплексом микрофитолитов З. А. Журавлевой.

Карамурунская свита представлена основными вулканитами, в разной степени насыщенными линзами и прослоями кремнистых алевролитов, яшм и кремнистых туффитов. Для нее типичны силлы и согласные дайкообразные тела кератофиров и интрузии серпентизированных гипербазитов с габброидами и плагногранитами.

Эта серия пород в структурном отношении теснейшим образом связана с тектурмасской свитой, хотя залегает на ее размытой поверхности. На западных склонах гор Тектурмас в 10 км к северо-востоку от пос. Красная Поляна и на обоих склонах горы Норчекен в ее основании наблюдается базальный горизонт, представленный гравийными конгломерато-брекчиями, в составе которых преобладают обломки всех типов пород тектурмасской свиты. По литологическим особенностям в карамурунской свите выделяются три подсвиты. В строении нижней подсвиты существенную роль играют шаровые афировые, часто миндалекаменные базальтовые, реже андезитовые порфириты, спилиты и их туфы, содержащие обильные мелкие невыдержанные по простиранию линзы кремнистых алевролитов, яшм и туффитов. Видимая мощность этой части разреза достигает 1150 м. Для средней подсвиты весьма характерны кремнистые, возможно туфогенные, зеленоцветные, красноцветные алевролиты и аргиллиты, содержащие прослой и линзы яшм и яшмо-кварцитов. Проявления основного вулканизма для этой части разреза не типичны. Мощность подсвиты не превышает 450 м. Верхняя подсвита сложена, так же как и нижняя, основными вулканитами. Она состоит из двух частей. В низах ее выделяется пачка мощностью около 500 м базальтовых и диабазовых порфиритов с редкими прослоями яшм и яшмо-кварцитов. Для верхней пачки более типичны туфы и лавобрекчии основного состава. Видимая мощность этой части разреза достигает 600 м.

Общая мощность карамурунской свиты 2800 м.

В Майкани-Кызылтауском антиклинории аналогом карамурунской свиты является майканская, в Северо-Балхашском антиклинории — итмурундинская, а в Токайском блоковом поднятии — карабулакская свиты. Вероятным аналогом рассматриваемых свит в Еремантау-Ниязском антиклинории может быть телескольская свита.

Эти свиты по составу чрезвычайно близки между собой и различаются только по соотношению основных вулканитов, кремнистых и терригенных пород в средней части разреза. Так, если в Еремантау-Ниязском антиклинории на этом уровне преобладают кремнистые туффиты, алевролиты и туфы дацитов, то в Майкани-Кызылтауском — яшмы, яшмо-кварциты и весьма редко граувакковые песчаники в ассоциации с основными лавами. В Токайском блоковом поднятии в этой части разреза наряду с яшмо-кварцитами, развиты гравелиты, разнозернистые граувакковые песчаники, алевролиты и аргиллиты, образующие подчас пачки флишондного переслаивания, а среди маломощных прослоев основных лав находятся линзы известняков с микрофитолитами. В Тектурмасском и Северо-Балхашском антиклинориях на этом уровне известны пестроокрашенные кремнистые алевролиты и аргиллиты, реже яшмы и яшмокварциты с очень маломощными прослоями кремнистых туффитов и граувакковых песчаников. Основные лавы здесь играют резко подчиненную роль.

В Северо-Западном Предчингизье в горах Токай и в Северо-Восточном Прибалхашье рассматриваемые отложения охарактеризованы третьим комплексом микрофитолитов З. А. Журавлевой. Абсолютный

возраст излияния лав, определенный по пироксенам калий-аргоновым методом, не выходит за пределы $1030-910 \pm 100$ млн. лет. Верхний возрастной предел комплекса, определенный по времени внедрения интрузий габбро и плагиогранитов, не превышает 670 млн. лет.

Единого мнения на возраст вулканогенно-кремнистого комплекса не существует. В. Ф. Беспалов, Л. И. Боровиков, Б. И. Борсук, В. Я. Кошкин и многие другие геологи рассматривают его как формацию начальных этапов развития каледонид Центрального Казахстана и относят к кембрию. В последние годы вулканогенно-кремнистый комплекс к нижнему кембрию стал относить и Н. К. Ившин, основываясь на находках археоциат алданского яруса в разрезе вулканогенной толщи, развитой по р. Болкыбек в хр. Чингиз. По мнению В. К. Заравняевой и автора, толща, содержащая археоциаты, является литологическим аналогом джангабульской свиты нижнего кембрия Бошекульского района. Существует и иная точка зрения на возраст уртынжальской серии Северо-Балхашского и Тектурмасского антиклинориев. По мнению В. Д. Вознесенского, Н. А. Афоничева, Н. А. Пупышева, в этих структурах вулканогенно-кремнистый комплекс пород следует относить к ордовику и даже к силуру. Такое заключение этих исследователей основано, прежде всего на том, что уртынжальская серия пространственно располагается среди поля распространения среднепалеозойских образований и перекрывается лишь верхним ордовиком и силуром. По их мнению, она структурно теснейшим образом связана с толщами силура и нижнего девона и характеризует начальный этап развития герцинид Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы.

Существенные различия в литологическом составе ерементausкой и уртынжальской серий скорее всего связаны с условиями их образования, нежели разновозрастностью. Вероятно, ерементausкая серия накопилась в условиях неустойчивого поднятия, а уртынжальская — в условиях глубоководного прогиба.

Выше лежащий стратиграфический комплекс представлен также двумя типами разрезов. Первый из них приурочен к периферии байкальских геосинклинальных прогибов на их сочленении со срединными массивами, а второй — к внутренним частям этих прогибов. Каждый из этих типов разреза обладает специфическими, только ему присущими, чертами. Первый тип разреза наделен признаками, характерными для молассовых образований. Для него характерны грубые плохо отсортированные конгломераты, гравелиты и зелено-серые и красноцветные песчаники, содержащие редкие прослои алевролитов и аргиллитов. В верхах его присутствуют редкие маломощные пачки аргиллитов с рассеянной галькой, валунами и глыбами различных пород (тиллоиды). Общая мощность его достигает 2300 м. На вулканогенно-кремнистом комплексе среднего-верхнего рифея он залегает с глубоким размывом и структурным несогласием, и несогласно перекрыт отложениями, содержащими остатки фауны верхов нижнего — низов среднего кембрия. Положение этого комплекса в общем разрезе докембрия и палеозоя, специфический литологический состав его дает основание параллелизовать его с малокарской серией Малого Каратау, вендский возраст которой, по данным В. Г. Королева (1967), наиболее вероятен.

В Ерементau-Ниязском антиклинории он выделен под наименованием тобежалской серии. Стратотипический разрез ее находится на восточных склонах гор Мыншокур в 5 км к северо-западу от горы Тобежал. В верхах серии кроме грубых терригенных пород присутствуют редкие линзы известняков и прослои лав базальтового состава, возраст которых по пироксенам не древнее 680 ± 70 млн. лет. Серия пе-

рекрыта кембрийскими отложениями — тасшокинской свитой акдымской серии.

В Ишкеульмесском антиклинории аналогичный комплекс под наименованием ишкеульмесской свиты, а на крайнем северном его окончании в области сочленения с Шатским антиклинорием носит название чалышской свиты (по Л. В. Булыго). В Предчингизье в его составе выделяются токайская и кызыладырская свиты. На Чингизе в горах Шокпактас к этому комплексу отнесена толща тиллитоподобных конгломератов мощностью около 400 м, которой присваивается наименование шокпактасской свиты.

Разрезы второго типа сложены кремнисто-терригенными отложениями с прослоями кремнистых туффитов, реже основных вулканитов и имеют мощность около 400—500 м. В Майкаин-Кызылтауском антиклинории эти толщи выделены Л. В. Булыго в токпакскую свиту, в Тектурмасском — баварбайскую, а в Северо-Балхашском — в аюлинскую свиты.

Очень коротко следует остановиться еще на одном вопросе. Кремнистые породы уртынжалской серии по всему ее разрезу содержат радиолярии и спикулы губок. Б. Б. Назаров, Н. А. Пупышев, Н. К. Ившин и другие геологи, опираясь на эти находки, оспаривают докембрийский возраст серии. Несомненно, что в будущем эти простейшие могут иметь большую стратиграфическую ценность. Однако пока не установлен вертикальный диапазон их распространения, мы не можем согласиться с выводами этих исследователей.

На основании же приведенных данных может быть сделан вывод, что вулканогенно-кремнистый комплекс пород с радиоляриями является докембрийским, точнее средне-верхнерифейским. К среднему рифею относятся ерементаская серия Ерементау-Ниязского антиклинория, косгомбайская свита Майкаин-Кызылтауского и тектурмасская свита Тектурмасского антиклинориев. Аналогами верхнего рифея являются телескольская свита Ерементау-Ниязского антиклинория, майкаинская свита Майкаин-Кызылтауского, карамурунская свита Тектурмасского, итмурундинская свита Северо-Балхашского антиклинориев и карабулакская свита Токайского блокового поднятия в Северо-Западном Предчингизье.

В заключение отметим, что эвгеосинклинальный рифей и венд в северо-восточных частях Центрального Казахстана, подобно тому как и рифей многоэосинклиналей, по определению Н. С. Шатского, представляет собой полный закономерный геосинклинальный цикл с той лишь разницей, что в нем наиболее полно отражены начальная и конечная стадии геосинклинального цикла, а флишевая стадия не представлена.

Н. К. ДВОПЧЕНКО

СТРАТИГРАФИЯ КЕМБРИЯ ЕРЕМЕНТАУ

Кремнистые образования, слагающие горы Ерементау и прилегающие к ним площади, начали изучаться с конца прошлого века. Вслед за А. К. Мейстером их стратиграфией занимались Г. И. Водорезов, Н. Г. Кассин, Г. Ц. Медоев, а позже З. М. Старостина, Р. А. Борукаев и другие геологи. Несмотря на значительное число проведенных исследований, вопрос о возрасте большей части вулканогенно-кремнистых толщ, остается и в настоящее время спорным. Это объясняется как отсутствием нормальных стратиграфических контактов между отдельными комплексами и свитами, сложностью разрывной тектоники, так и широким развитием последующих процессов окремнения.

До последнего времени возраст кремнистых образований гор Ерементау считался докембрийским (Борукаев, 1955), однако уже первые находки беззамковых брахиопод, обнаруженных в 1968 г. автором в акдымской серии заставили пересмотреть не только стратиграфическую схему района, но и его строение. В свете полученных новых геологических данных, в каледонской структуре это крупный синклинирий, сложенный на крыльях породами ерементауской серии, в центральной части — образованиями акдымской и телесколькой свит. Он залегает на древнем кристаллическом фундаменте, сложенном породами ниязской свиты докембрия. Ниязская свита вскрыта рядом скважин в западном крыле синклиниория. Она представлена углистыми, филлитовидными, слюисто-кварцевыми сланцами, чередующимися с мраморизованными известняками со стилолитами, тонкослоистой углисто-карбонатной породой и зернистыми кварцитами. Эти образования протягиваются вдоль западных склонов гор Ерементау в меридиональном направлении на юг к горам Нияз и являются, несомненно, самыми древними в районе. По своему стратиграфическому положению, облику и литологии ниязская свита близка шарыкской свите Кокчетавского массива. Мощность ниязской свиты около 1500 м.

По нашему представлению, граница между кембрием и докембрием должна проводиться по кровле ниязской свиты, а все вышележащие образования — ерементауская серия, мыншокурская и акдымская свиты, образующие единый формационный ряд ранней стадии развития эвгеосинклинали (вулканогенно-яшмово-терригенная формация), должны относиться к кембрию.

Ерементауская серия рассматривается в том же объеме, что и Р. А. Борукаевым (1955). Она состоит из тиесской и жельтауской свит. Но так как в горах Жельтау, Семизбугу, Койтас Р. А. Борукаевым

к жельтауской свите относились различные по стратиграфическому положению части разреза вулканогенно-яшмово-терригенной формации. Мы считаем, так же как и Р. М. Антониук, что за ее опорный разрез должен быть принят разрез гор Койтас. Здесь жельтауская свита весьма типична и находится в едином разрезе с тиесской свитой.

Тиесская свита обнажается на западных склонах гор Койтас. Акшоки в восточном крыле синклинория. Подошва ее здесь отсутствует, она согласно перекрывается породами жельтауской свиты. В литологическом отношении тиесская свита представлена диабазовыми, редко андезитовыми порфиритами, спилитами, вариолитами. В верхней части разреза часты прослои песчаников, туфопесчаников, туфогравелитов и туфов. Линзы известняков маломощны и единичны. Неполная мощность тиесской свиты составляет здесь около 600 м.

Жельтауская свита развита там же, связана с тиесской свитой постепенными переходами. Граница между этими свитами проводится условно по подошве пачки микрокварцитов, протягивающейся на значительное расстояние. Жельтауская свита перекрывается палеонтологически охарактеризованными ордовикскими отложениями. Жельтауская свита сложена известняками, основными эффузивами, алевролитами, редкими горизонтами кремнистых пород. Ее отличие от тиесской свиты заключается в преобладании известняков и алевролитов над эффузивами, в появлении кремнистых образований. На различных стратиграфических уровнях в известняках обнаружены онколиты и катаграфии¹. Мощность свиты около 1100 м.

Мыншокурская свита выделена в горах Мыншокур автором. Ею сложены также горы Жельтау, Бозашкыртау и Каратау, образующие единую вытянутую в меридиональном направлении систему гряд. Она пространственно отделена от жельтауской свиты, поэтому ее взаимоотношения с последней неясны.

Мыншокурская свита сложена яшмами, микрокварцитами, алевролитами, аргиллитами, доломитизированными и водорослевыми известняками. Имеются единичные пачки эффузивов и пудинговых конгломератов. Следует отметить, что по составу свита занимает промежуточное положение между жельтауской и акдымской свитами. Нижняя часть мыншокурской свиты, где развиты известняки и встречаются эффузивы, сходна с жельтауской свитой, верхняя — преимущественно кремнистая — близка акдымской свите. К последней мыншокурская свита тяготеет пространственно и вместе с ней образует единые складки в восточном крыле синклинория.

Несмотря на неясный характер контакта с породами акдымской свиты и отсутствие мыншокурской свиты в западном крыле синклинория, уже сейчас можно говорить о единстве и близком возрасте пород, слагающих горы Мыншокур (мыншокурская свита) и Ерементау (акдымская свита). Для обеих свит характерна повышенная фосфатность пород отдельных горизонтов и близость органических остатков, представленных губками и радиоляриями. Определения радиолярий Б. Б. Назаровым дают возможность говорить о кембрийском возрасте мыншокурской свиты. Неполная мощность свиты достигает 1000 м.

Акдымская свита слагает горы Ерементау. В восточном крыле синклинория она залегает на мыншокурской свите, в западном — на ниязской свите, слагающей древний кристаллический фундамент.

¹ По данным Б. Ш. Клингер (1968), онколиты и катаграфии образуют комплекс форм, характерный для среднего рифея. Р. Н. Антониук относит эту часть жельтауской свиты с линзами известняков и яшмами, не содержащими радиолярий, к верхам тиесской свиты, считая ее позднекембрийской.

В основании акдымской свиты располагается базальная песчано-конгломератовая толща, сложенная песчаниками, алевролитами, кремнистыми гравелитами с частыми горизонтами яшм, радиоляритов и микрокварцитов. В основании толщи отмечаются пудинговые конгломераты, в верхней части разреза — углистые сланцы, песчаники, глинисто-кремнистые породы с повышенными содержаниями ванадия и фосфора. Общая мощность толщи колеблется от 280 до 500 м.

Выше акдымская свита имеет ритмичное строение и состоит из двух микрокварцитовых и двух яшмовых толщ. Микрокварцитовые толщи, обычно начинающие ритм, близки по составу, сложены светло-бирюзовыми, голубовато-белыми параллельно и косослоистыми микрокварцитами, кремнистыми алевролитами, среди которых встречаются пачки яшм и известняков. Мощность от 200 до 500 м.

Яшмовые толщи нередко начинаются песчаниками, аргиллитами. Помимо пестроцветных полосчатых яшм и кремнистых алевролитов они содержат редкие прослои туффитов, вулканомиктовых песчаников и известняков. В черных кремнях из нижней яшмовой толщи в 1968 г. были обнаружены беззамковые брахиоподы (акротретиды), а также спикулы губок и радиолярий. Наиболее хорошо сохранившиеся радиолярии из верхней яшмовой толщи, по заключению Б. Б. Назарова, распространены от верхнего кембрия до нижнего ордовика. Суммарная мощность акдымской свиты не более 2500 м.

По стратиграфическому положению, характеру разреза, составу, беззамковым брахиоподам и радиоляриям кремнистые толщи акдымской свиты могут быть сопоставлены с бурубайтальской свитой Западного Прибалхашья и каратасской свитой Атасуйского антиклинория. Нижняя песчано-конгломератовая толща является, вероятно, аналогом нижней киндыктинской свиты атасуйской серии (по Н. А. Пупышеву).

Телескольская свита слагает центральную часть синклинория. Она сложена кремнистыми алевролитами, вулканомиктовыми, полимиктовыми, реже аркозовыми песчаниками, чередующимися с мелко-обломочными и агломератовыми туфами диабазовых и андезитовых порфиритов. В основании залегает пачка базальных конгломератов. Последние устанавливаются на западном склоне гор Мыншокур, где телескольская свита несогласно налегает на мыншокурскую. Контакт телескольской свиты с акдымской свитой тектонический. Мощность свиты 1500 м.

Возраст телескольской свиты условен и определяется по положению в разрезе. Телескольская свита залегает выше мыншокурской. Учитывая новые данные о более молодом возрасте мыншокурской свиты, чем это предполагалось ранее для телескольской свиты, мы должны также допустить ее более молодой возраст в составе кембрийской системы. Вопрос этот в настоящее время является не менее дискуссионным, чем возраст еремантауской серии.

Торткудукская свита венчает разрез кембрия. Она представлена куйядинским, селетинским и лермонтовским горизонтами и развита в восточной части синклинория, где несогласно залегает на породе телескольской свиты и еремантауской серии.

И. А. ПУПЫШЕВ, А. В. ЗАЙЧКИНА, В. С. ЗАЙКАНОВА, Н. А. СМЕРНОВА

СТРАТИГРАФИЯ ДРЕВНИХ ТОЛЩ ЕРЕМЕНТАУ-ЗАИЛИЙСКОЙ И ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКОЙ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

В пределах бассейнов рек Сарысу и Атасу в Северо-Западном Прибалхашье и в районе гор Тектурмас — Норчекен широко распространены кремнистые, кремнисто-обломочные и вулканогенные образования.

В пределах Ерементау-Заилийской складчатой системы эти отложения слагают Ерементау-Ниязский, Атасуйский, Булаттауский, Бурунтауский и Заилийский антиклинории. В Джунгаро-Балхашской складчатой системе подобного состава породы известны в Тектурмасском, Кентерлауском и Ушозекском антиклинориях. Эти толщи относились ранее (Богданов и др., 1955; Борукаев, 1955) к уртынджальской или ерементауской позднедокембрийским сериям. В результате работ, связанных с изучением кремнистых и кремнисто-вулканогенных формаций, для многих из указанных выше районов в 1963—1968 гг. получен новый материал по стратиграфии, тектонике, вулканизму и условиям накопления этих образований. Он дает возможность значительно уточнить существующие стратиграфические схемы (таблица) для Атасуйского, Тектурмасского, Кентарлауского и Ушозекского антиклинориев, позволяет иначе интерпретировать историю их геологического развития.

Кремнистые, кремнисто-обломочные и вулканогенные образования, развитые в **Атасуйском антиклинории**, относятся нами к атасуйской серии. Нижняя граница атасуйской серии не установлена в связи с тем, что более древние образования в пределах этой структуры не вскрываются. Верхняя же граница серии четкая и отвечает подошве верхнеордовикских отложений, залегающих на ней с угловым и азимутальным несогласием. В составе атасуйской серии, начиная снизу, выделяются пять свит: киндыктинская, кудаимендинская, каратасская, карамурунская и кулаутпесская.

Киндыктинская свита наиболее полно представлена в районе г. Киндыкты, на левом берегу р. Кудаименде. Среди пород киндыктинской свиты распространены зеленые и зеленовато-серые полимиктовые и кварцевые песчаники, гравелиты, глинисто-серицитовые (филлитовидные), кварцево-серицитовые и углисто-глинистые сланцы. Реже отмечаются кварциты и кварцитовые сланцы. На западном склоне гор Жаксы-Байгул, в выемке ж. д. Караджал—Атасу кроме указанных пород отмечаются кремнисто-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы с маломощными прослоями и линзами черных песчаных фосфоритов и фосфоритовых песчаников с содержанием фосфора от 1 до 10%. В отдельных пробах песчаных фосфоритов, отобранных Л. И. Борови-

ковым (1962) и нами, содержание P_2O_5 составляет от 6 до 17%. В кремнисто-глинистых и углисто-глинистых сланцах отмечается повышенное содержание ванадия (0,002—0,1%). Киндыктинская свита связана постепенными переходами с вышележащей кудаймендинской свитой. Мощность киндыктинской свиты не более 1000 м. Ископаемых остатков в породах свиты не встречено. На основании стратиграфического положения в общем разрезе Атасуйского антиклинория, а также, учитывая сходство ее с фосфатоносными и ванадиеносными отложениями Малого Каратау и Улутау, возраст киндыктинской свиты условно принят нами как ранний — средний кембрий.

Кудаймендинская свита слагает центральную часть Атасуйского антиклинория. Она представлена белыми и желтыми массивными и слоистыми кварцитами, микрокварцитами, кварцитовыми, серицито- и мусковито-кварцевыми сланцами. На отдельных участках отмечаются полосчатые микрокварциты, состоящие из чередования прослоев черного и белого цвета. Прослой микрокварцитов черного цвета обогащены примесью углистого или углстого и глинистого вещества. Характерной особенностью пород этой свиты является то, что при выветривании они образуют дощатую или цепковидную отдельность. Мощность свиты составляет 1200—1700 м. В верхней части свиты, в полосчатых микрокварцитах восточнее зим. Кызыл-Шоки и восточнее горы Тастака собраны радиолярии *Sponguripum* sp. из семейства *Sponguridae* и мелкие формы радиолярий из подотрядов *Sphaeroidea* и *Prunioidea*? (определения Н. А. Смирновой). Здесь же в микрокварцитах встречены многочисленные остатки тонких спикул кремневых губок. В 2 км южнее горы Коксадак в кварцитах имеются прослой черных измененных углисто-железистых сланцев, в которых при микроскопическом изучении обнаружены округлые, овальные, пластинчатые и нитевидные образования, по-видимому, представляющие собой фоссилизированные остатки следов жизнедеятельности водорослей. Условно свита отнесена к верхнему кембрию.

Каратасская свита залегает согласно на кудаймендинской свите. Она широко распространена в пределах Атасуйского антиклинория, обнажаясь в горах Карсы-Адыр, Куртабай, Шашты, Байгул, Тохты, Монадыр, Айгыржал, Беркутты, Эскине, Актасты и в других местах. Среди каратасской свиты наиболее обычны кремнистые и кремнисто-обломочные породы — яшмы, микрокварциты, полосчатые кварциты, кремнистые, глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы и кремнистые алеволиты. Менее распространены кварцевые песчаники, кварцитовые сланцы, кремнистые брекчии, спонголиты и радиоляриты. Разрезы каратасской свиты не везде одинаковы. В северной части Атасуйского антиклинория преобладают яшмы и микрокварциты, в более южных участках той же структуры — кремнисто-обломочные породы (сланцы и алеволиты).

Породы имеют белую, кремовую, розовую, красную и черную окраски. Часто отмечаются тонко- и грубополосчатые разности микрокварцитов — чередуются полосы белого и черного или красного и черного цветов. Мощность свиты 1500—2300 м. Во многих местах кремнистые и кремнисто-обломочные породы заключают многочисленные остатки радиолярий, среди которых Н. А. Смирновой определены: *Drupula* sp., *Dorysphaera* sp., *Staurosphaera* sp., *Xiphosphaera* sp., *Liosphaera* sp., *Thecosphaera* sp., *Cenosphaera* sp., *Carposphaera* sp., *C. cf. nana* H i n d e, *Doryplegma* sp., *D. cf. armatum* R u e d., *D. cf. priscum* R u e d., *Staurostylus* sp., *Druppactylus* sp., *Druppalonche* sp., *Trilonche* sp., *Styrolonche* sp., *Hexalonche*? sp., *Lithatractus* sp., *Lithapium* sp., *Heli-*

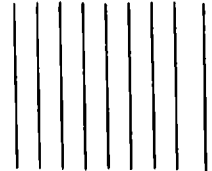
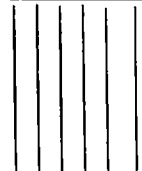
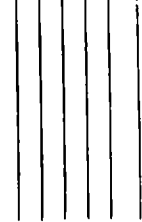
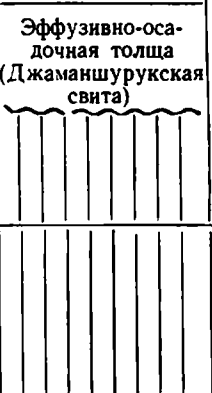
Сопоставление стратиграфических схем древних толщ Ерементау-

			Ерементау-Зайлильская складчатая система		Джунгаро-		
			Атасуйский антиклинорий		Тектурмасский		
Группа	Система	Отдел	По А. А. Богданову и др. 1955—1959 г.	По Н. А. Пупышеву и др. 1968 г.	По Г. И. Бедрову 1960 г.	По Н. П. Четвериковой 1965 г.	
Палеозойская	Ордовикская	верхний	Караобинская свита	Караобинская свита	Атасуйская серия		
		средний		Белкараганская свита			
		нижний		Куланутпеская свита			
		Кембрийская		верхний			Карамурунская свита
				средний			Каратасская свита
				нижний			Кудаймендинская свита
	Прогерозойская	Уртынджальская серия	Куланутпеская свита	Кудаймендинская свита	Тектурмасская свита	Уртынджальская серия	Сарытауская свита
			Сарытауская свита				Каратасская свита
			Каратасская свита				
			Кварцито-вая серия				

calyptra? sp., Cyphynus? sp., Stromyodruppa? sp., распространенные в нижнепалеозойских кремнистых породах Южного Уэльса, Шотландии и Северной Америки (Ruedemann, 1936; Hinde, 1890).

В восточной части гор Тохта, у слияния рек Талды-Манака и Сарысу в кремнистых сланцах встречены редкие остатки беззамковых

Зайлийской и Джунгаро-Балхашской складчатых систем

Балхашская складчатая система				
антиклинорий	Кентарлауский антиклинорий		Ушозекский антиклинорий	
По Н. А. Пупышеву и др. 1969 г.	По В. Я. Кошкину 1960 г.	По Н. А. Пупышеву и др. 1969 г.	По В. Я. Кошкину 1963 г.	По Н. А. Пупышеву и др. 1969 г.
Аирская свита		Уртынджалская серия	Тюретайская свита	
			Джаманшурукская свита	
Уртынджалская серия	Тектурмасская свита	Уртынджалская серия	Казыкская свита	
	Эффузивно-осадочная толща (Джаманшурукская свита)		Итмурундинская свита	
Карамурунская свита				
	Тюретайская свита			
	Казыкская свита		Казыкская свита	
	Итмурундинская свита		Итмурундинская свита	

брахиопод *Acrotreta* sp., распространенных, по заключению В. Ю. Горянского, в кембрийских и ордовикских отложениях других районов Советского Союза. Здесь же, а также и в других местах, встречены многочисленные остатки спикул кремневых губок, оставшихся к настоящему времени не определенными.

По положению в стратиграфическом разрезе и возрасту каратасская свита может быть сопоставлена с верхней подсвитой бурубайтальской свиты Западного Прибалхашья и акдымской свитой Ерементау-Ниязского антиклинория.

Карамурунская свита залегает согласно на кремнистых породах каратасской свиты. Она распространена на ограниченной площади и вскрывается в верховьях рек Кудайменде и Сыртке, севернее гор Актасты и южнее гор Шашты. Свита сложена днабазами, днабазовыми порфиридами, спилитами, вариолитами и кератофирами. Среди них на отдельных участках отмечаются глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, полимиктовые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты, линзы известняков, кварциты, яшмы, кремнистые алевролиты. Эффузивы основного состава обычно обладают мидалекаменной текстурой и иногда шаровой отдельностью. В кремнистых породах из верховьев р. Сыртке и севернее гор Актасты установлены редкие радиолярии — *Druppula* sp., *Cenospaera* sp., *Carposphaera* sp., *Prunoides*, *Sphaeroidea*. Мощность свиты 880—1000 м. Возраст по стратиграфическому положению между палеонтологически документированными каратасской и куланутпесской свитами принимается как ранний — средний ордовик. По стратиграфическому положению эта свита отвечает карамурунской свите Тектурмасского антиклинория, итмурундинской свите Кентерлауского антиклинория и сарытумской свите Бурунтауского антиклинория.

Куланутпесская свита завершает стратиграфический разрез атасуйской серии. Наиболее полные разрезы куланутпесской свиты вскрываются на правом берегу р. Кулан-Утпес и на левом берегу р. Сыртке. Ограничено распространена куланутпесская свита в верховьях р. Кудайменде и севернее гор Актасты. В последних двух районах устанавливается согласное залегание куланутпесской свиты на нижележащей карамурунской. Нижняя граница куланутпесской свиты четкая и проводится по появлению первых горизонтов осадочных пород выше толщ основных эффузивов. Верхняя граница устанавливается хорошо лишь в районе западнее горы Бока. Здесь базальные конгломераты белкараганской свиты верхнего ордовика несогласно налегают на различные горизонты куланутпесской свиты. На других участках Атасуйского антиклинория куланутпесская свита несогласно перекрывается конгломератовой толщей ермекской свиты нижнего силура или эффузивными породами нижнего-среднего девона.

В свите преобладают полимиктовые песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы. Реже встречаются известняки, нередко брекчневидные, яшмы, микрокварциты, кремнистые алевролиты. Основные эффузивы, днабазы, вариолиты, спилиты, спилитовые порфириды и их туфы образуют редкие пачки мощностью от 30 до 100 м.

Мощность свиты от 350 до 1300 м. В 1966 г. на правом берегу р. Кулан-Утпес в известняках в 14 точках были встречены остатки брахиопод, гастропод, морских лилий, онколитов и катаграфий. Среди них П. Ф. Никитиным определены брахиоподы: *Camerella* sp., *C. ex gr. imbonata* Соор., *Christiania*? sp., *Neostrophia*? sp. Г. А. Стукалина для тех же отложений дает следующий список морских лилий: *Malovicrinus* sp., *Gascicrinus* sp., *F. flabellatus* Yell., *Bystrovicrinus* sp., *Aperocrinus* sp., *Trigonocrinus* sp. В яшмах на правобережье р. Кулан-Утпес и в верховьях р. Кудайменде установлены радиолярии, среди которых Н. А. Смирновой определены: *Druppula* sp., *Carposphaera* sp., *Cyrhynus*? sp., *Sphaeroidea*. По присутствию приведенных выше брахиопод

и криноидей куланутпесская свита относится к верхам среднего ордовика.

Таким образом, возраст пород атасуйской серии может быть принят в интервале от раннего кембрия по средний ордовик. Выше несогласно залегают верхнеордовиковские отложения, расчлененные Н. П. Четвериковой на белкараганскую и караобинскую свиты (Богданов и др., 1955).

Белкараганская свита залегает несогласно на куланутпеской. Она распространена ограниченно и прослеживается в уроч. Белкараган, бассейне р. Караозек, восточнее и юго-восточнее горы Караоба и восточнее гор Беркуты. Сложена свита зелеными и зеленовато-серыми туфогенными песчаниками, алевролитами, кремнистыми алевролитами, гравелитами. На отдельных участках наблюдаются пачки и линзы серых и белых рифовых известняков. Мощность свиты изменяется от 500 до 1500 м.

В известняках урочища Белкараган и на северо-восточном склоне гряды Караоба собраны многочисленные остатки морских лилий, гастропод, мшанок, кораллов и известковых водорослей плохой сохранности. Среди морских лилий Г. А. Стукалиной определены *Malovicrinus* sp., *M. implicatus* Yell., *Trigonocrinus* sp., *Apertocrinus* sp. Из колониальных кораллов О. П. Ковалевским отмечаются представители из семейства *Protogastriidae*. Как криноидеи, так и кораллы указывают на средне-позднеордовиковский возраст белкараганской свиты.

Караобинская свита, завершающая разрез нижнепалеозойских отложений Атасуйского антиклинория, залегает согласно на белкараганской свите, выполняя центральную часть Караобинской синклинали. Представлена свита зеленовато-серыми туфогенными песчаниками и гравелитами, часто с шаровой отдельностью. Среди этих пород встречаются пачки и линзы конгломератов и известняков с остатками криноидей плохой сохранности. Мощность свиты около 1000 м. На ордовиковских образованиях в северной части Атасуйского антиклинория с резким угловым и азимутальным несогласием залегают нижнесилурийские отложения, отвечающие ермекской свите.

На территории Джунгаро-Балхашской складчатой системы кремнистые и вулканогенные образования относятся к уртынджальской серии. В пределах Тектурмасского антиклинория уртынджальская серия разделена на две свиты: карамурунскую и тектурмасскую. Эти свиты отвечают тем объемам, в которых они были впервые выделены А. А. Богдановым (1938) в составе уртынджальского комплекса.

Карамурунская свита залегает в основании уртынджальской серии и согласно перекрывается тектурмасской свитой. Она прослеживается на всем протяжении Тектурмасского антиклинория от горы Казбек на западе до горы Сарыкульболды на востоке. Карамурунская свита сложена основными эффузивами базальтового ряда — спилитами, спилитовыми порфиритами, варнолитами, диабазами, диабазовыми порфиритами и их туфами, туфолавами и лавовыми брекчиями. Подчиненное значение имеют покровы кератофириров и их туфов, яшмы, кремнистые алевролиты, микрокварциты, песчаники, алевролиты, линзы известняков. Основные эффузивы обладают миндалекаменной текстурой, шаровой или подушечной отдельностью. С вулканогенными образованиями карамурунской свиты связаны многочисленные субвулканические интрузии габбро и габбро-диабазов, а также интрузивные тела основных и ультраосновных пород. Мощность свиты изменяется в широких пределах от 700 до 1500 м.

В яшмах и кремнистых алевролитах встречены многочисленные спи-

кулы губок и остатки радиолярий. Среди последних Н. А. Смирновой определены *Cenosphaera* sp., *Carposphaera* sp., *C. cf. nana* H i n d e, *Liosphaera* sp., *Dorysphaera* sp., *Rhodosphaera* sp., *Stylosphaera* sp., *Cromyosphaera* sp., *Druppula* sp., *Trilonche* sp., *T. cf. vetusta* H i n d e, *Staurolonche* sp., *Xipostylus* sp., *Sphaerostylus* sp., *Lithapium* sp., *Spongotropus?* sp., *Dorylonchidium?* sp. Возраст карамурунской свиты по сопоставлению с подобными отложениями Атасуйского антиклинория и по составу приведенных выше радиолярий мы считаем ранне-среднеордовикским.

Тектурмасская свита залегает согласно на эффузивах карамурунской свиты. Нижняя граница свиты проводится по появлению первых мощных пачек яшм. Тектурмасская свита развита главным образом в центральной и восточной частях Тектурмасского антиклинория, где слагает ядра небольших синклинальных складок. Сложена свита кремнистыми породами — яшмами и микрокварцитами. Реже встречаются кремнистые брекчии, кремнистые алевролиты, радиоляриты, покровы диабазов и диабазовых порфиритов. Мощность свиты 500—1300 м.

Повсюду кремнистые породы тектурмасской свиты заключают обильные остатки радиолярий: *Cenosphaera* sp., *Carposphaera* sp., *C. cf. nana* H i n d e, *Liosphaera* sp., *Dorysphaera* sp., *Rhodosphaera* sp., *Thecosphaera* sp., *Stylosphaera* sp., *Lithapium* sp., *Sphaerostylus* sp., *Xiphostylus* sp., *Trilonche* sp., *Druppula* sp., *Haliomma* sp., *Doryplegma* sp. Комплекс радиолярий тектурмасской свиты имеет много общих форм с радиоляриями из карамурунской свиты. Среднеордовикский возраст свиты определяется присутствием радиолярий и положением ее в общем стратиграфическом разрезе Тектурмасского антиклинория.

Выше в разрезе на кремнистые и вулканогенные образования уртынджальской серии несогласно налегают верхнеордовикские отложения, отвечающие аирской свите.

Аирская свита выделена в 1966 г. Н. А. Пупышевым и А. В. Зайчкиной. Типичный разрез свиты находится в горах Аир в восточной части Тектурмасского антиклинория. Ранее толщи, отвечающие аирской свите, относили к верхам тектурмасской свиты или же объединяли их с обломочными образованиями силура. Аирская свита широко распространена на обоих крыльях Тектурмасского антиклинория, где несогласно налегает на яшмы тектурмасской свиты (горы Аир и Бала-Аир) или на основные эффузивы карамурунской свиты (Сарытау, Тектурмас, Аркалык и др.). Сложена свита зелеными, буровато-серыми песчаниками, туфопесчаниками, конгломератами, конгломерато-брекчиями, кремнистыми алевролитами. Среди них отмечаются редкие прослои сургучных яшм, микрокварцитов, радиоляритов, диабазов и спилитов. Мощность свиты 500—1500 м.

Кремнистые алевролиты и яшмы во многих местах (уроч. Кузек; горы Аир, Бала Аир, Кужал, Аркалык, южные склоны гор Сарытау, северные склоны гор Тектурмас) заключают многочисленные остатки радиолярий хорошей сохранности и спикулы губок. Н. А. Смирновой и Р. А. Линман среди радиолярий определены *Cenellipsis cf. setosa* H i n d e, *C. cf. favosa* H i n d e, *C. scitula* H i n d e, *Cromyosphaera?* sp., *Liosphaera* sp., *Carposphaera* sp., *C. cf. nana* H i n d e, *Dorysphaera* sp., *Rhodosphaera* sp., *Xiphosphaera* sp., *Stigmosphaera?* sp., *Thecosphaera* sp., *Amphisphaera* sp., *Staurosphaera* sp., *Ellipsoidium?* sp., *Druppula* sp., *Druppalonche* sp., *Staurolonche* sp., *St. cf. tenella* H i n d e, *Lithotractus* sp., *Ellipsostylus* sp., *Xiphostylus* sp., *Lithapium* sp., *Doryplegma cf. armatum* R u e d. и др. Приведенный комплекс радиолярий по составу

входящих в него форм, хорошо сопоставляется с комплексом радиолярией, описанных (1890, 1893, 1899) из кремнистых пород лландейло-карадока Южной Шотландии и Юго-Западной Англии.

На породах айрской свиты повсеместно согласно залегают зелено-серые песчаники и алевролиты нижнего силура. В уроч. Кузек, по северо-западному склону гор Тектурмас в низах еремекской свиты (в 500 м выше контакта с айрской свитой) в желтых и зеленых алевролитах Н. А. Пупышевым в 1966 г. собраны многочисленные остатки граптолитов (*Retiolites geinitzianus* Barr., *Monograptus* cf. *dextrersus* Linn., *M. priodon* (Bronn.), *M. veles* (Rich.), *M. marri* Pern., *Globosograptus* cf. *crispus* Lapw., *Spirograptus turriculatus* (Barr.), *Petalograptus* cf. *altissimus* El et W. и др.), указывающие, по заключению Н. Ф. Михайловой, на нижнюю половину верхнего лландоверни.

В Северном Прибалхашье в окрестностях гор Итмурунды и Казык в **Кентерлауском антиклинории** уртынджальская серия разделяется на итмурундинскую, казыкскую и тюретайскую свиты.

Итмурундинская свита залегают в основании стратиграфического разреза и согласно перекрывается кремнистыми породами казыкской свиты. По составу и стратиграфическому положению она полностью отвечает карамурунской свите Тектурмасского антиклинория. Выходы пород итмурундинской свиты отмечаются в горах Батыкызыл, в окрестностях гор Итмурунды, Уштаган, Итбас, западнее горы Коскызыл и гор Тюретай, в районе уроч. Калиля и в ряде других мест. Среди пород итмурундинской свиты наиболее часты диабазы, диабазовые порфиры, спилиты, вариолиты, туфолавы, лавовые брекчин, кератофиры. Эффузивы основного состава обладают миндалекаменной текстурой, шаровой и подушечной отдельностью. Реже встречаются песчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты и яшмы. К площадям распространения вулканогенных образований свиты приурочены многочисленные тела основных и ультраосновных пород. Мощность свиты изменяется от 1500 до 2500 м. Кремнистые породы свиты заключают многочисленные остатки радиолярией и спикулы кремневых губок. Из радиолярией Н. А. Смирновой установлены *Carposphaera* sp., *Cenosphaera* sp., *Dorysphaera* sp., *Cromyosphaera* sp., *Liosphaera* sp., *Dorydictium* sp., *Druppula* sp., *Drupptractus?* sp., *Cromyodruppa* sp., *Staurolonche* sp., *Staurostylus* sp., *Doryplegma* sp.

Казыкская свита согласно перекрывает вулканогенные образования итмурундинской свиты. В Тектурмасском антиклинории этой свите полностью отвечает тектурмасская свита. Наиболее распространена казыкская свита в пределах Казыкской антиклинали. Разрезы свиты не везде одинаковы. В Итмурундинской антиклинали преобладают красные, розовые яшмы и кремнистые алевролиты с прослоями диабазов и спилитов. В Казыкской антиклинали во многих местах в низах разреза отмечаются алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломератобрекчин. Верхняя часть разреза, как и в пределах Итмурундинской антиклинали, сложена яшмами и кремнистыми алевролитами с покровами и линзами основных эффузивов. Мощность свиты составляет 700—1600 м. В яшмах и кремнистых алевролитах собраны многочисленные остатки радиолярией и спикулы кремневых губок. Среди радиолярией Н. А. Смирновой определены: *Carposphaera* sp., *C.* cf. *papa* Hinde, *Liosphaera* sp., *Dorysphaera* sp., *Cromyosphaera* sp., *Staurosphaera* sp., *Rhodosphaera* sp., *Doryplegma* cf. *armatum* Rued., *Staurolonche* sp., *Trilonche* sp., *Dorydictium* sp., *Lithapium* sp., *Ellipsidium* sp., *Dorysphaeroidea*, *Ellipsidae*, *Cubosphaeroidea*. В 2,5 км западнее горы Сарыкудук в пачке красных и красно-бурых яшм, чередующихся со светло-

зелеными глинисто-кремнистыми сланцами, были встречены редкие остатки беззамковых брахиопод, распространенные, по заключению В. Ю. Горянского, в нижнем палеозое.

Тюретайская свита согласно залегает на кремнистых породах казыкской свиты. Она распространена лишь на юго-восточном крыле Кентарлауского антиклинория. На северо-западном крыле эта свита фациально замещается осадочными, вулканогенными и карбонатными образованиями, относящимися к джаманшурукской свите. Тюретайская свита имеет невыдержанное строение в пределах указанных районов.

В юго-восточной части Итмурундинской антиклинали и в районе горы Итбас в ней преобладают кремнистые алевролиты, яшмы, песчаники, алевролиты, глинисто-кремнистые сланцы. В пределах же Казыкской антиклинали широко распространены наряду с обломочными и кремнистыми породами мидалекаменные диабазы, спилиты и варнолиты. Мощность свиты меняется от 600 до 1300 м.

В кремнистых алевролитах и яшмах встречены радиолярии *Carposphaera* sp., *Cenosphaera* sp., *Liosphaera* sp., *Cromyosphaera* sp., *Dorysphaera* sp., *Lithapium* sp., *Ellipsoidium?* sp., *Staurolonche* sp., *Dorydictyum?* sp., *Stylosphaeroidae*, *Dorysphaeroidae*, *Cubosphaeroidae* и др.

На северо-западном крыле Кентарлауского антиклинория тюретайской свите по стратиграфическому положению и возрасту отвечает джаманшурукская свита. На большей части территории она имеет тектонические соотношения с итмурундинской свитой. Только вблизи колодца Каражирик (Джаманшурук) отмечается несогласное налегание джаманшурукской свиты на эффузивные породы итмурундинской. Свита состоит из андезитовых, дацитовых и диабазовых порфиритов и их туфов, туфоагломератов, туфобрекчий, туффитов, песчаников, гравелитов, конгломератов, кремнистых алевролитов, лииз рифовых известняков. Мощность свиты составляет 2000—2500 м.

В известняках и обломочных породах в 1964 г. Н. А. Пупышевым собраны обильные остатки криноидей, брахиопод, табулят, трилобитов и известковых водорослей *Pentagonopentagonalis angulatus* Stuk., *Pp. faciculatus* Stuk., *Pp. flabellatus* Yelt., *Bystrowicrinus angustilobatus* Yelt., *Sowerbyella* sp., *Parastrophina* sp., *Ligospira* sp., *Catenipora robusta* Wil., *Protaraea* cf. *ungerni* Eich., *Pr. aff. micropora* Eich., *Rhobdotetradium* aff. *solum* Ivan., *Plasmoporella* cf. *granulosa* Ven., *Stenopareia* avus Holm., *Remopleurides* cf. *minimus* Warb., *Dimophosiphon diadromum* Gnil., *Vermiporella inconstans* Hoeg., *V. acerosa* Gnil. (определение Г. А. Стукальной, И. Ф. Никитина, О. П. Ковалевского, И. М. Колобовой и М. Б. Гниловской), указывающие на позднеордовикский — поздний карадок или ашгилий — возраст джаманшурукской свиты.

В красновато-бурых кремнистых алевролитах и яшмах собраны многочисленные радиолярии: *Carposphaera* sp., *C. cf. nana* Hinde, *Liosphaera* sp., *Cromyosphaera* sp., *Xiphosphaera* sp., *Staurodruppa* cf. *foxii* Hinde, *Druppalonche* cf. *ovata* Hinde, *Doryplegma* cf. *armatum* Rued., *Dorydoctyum* sp. и др. (определение Р. Х. Липман и Н. А. Смирновой), также подтверждающие позднеордовикский возраст джаманшурукской свиты.

На обоих крыльях Кентарлауского антиклинория выше тюретайской и джаманшурукской свит согласно залегают зелено-серые песчаники и алевролиты с остатками граптолитов нижнего силура.

В восточной части Северного Прибалхашья в районе горы Ушозек — уроч. Чулькызыл в Ушозекском антиклинории в уртынджальской серии выделены две свиты: — конуртобинская и турангинская.

Конуртобинская свита слагает в Ушозекском антиклинории низы стратиграфического разреза. В верхней части она согласно перекрывается кремнистыми и обломочными породами турангинской свиты. Выходы пород конуртобинской свиты отмечаются западнее и юго-западнее горы Ушозек и на всем протяжении от гор Конуртобе и до уроч. Чулькызыл. В восточной части антиклинория конуртобинская свита известна в горах Қалмагомбель и южнее горы Тюлькили. В составе свиты отмечаются миндалекаменные диабазы, диабазовые порфириды, спилиты, вариолиты, кератофиры, лавовые брекчии и туфы основного состава, гравелиты, конгломерато-брекчии, кремнистые алевролиты и яшмы. Мощность свиты определяется в 700—1500 м.

В кремнистых породах собраны спикули губок и многочисленные радиолярии *Carposphaera* sp., *Cenosphaera* sp., *Thecosphaera* sp., *Crotyosphaera* sp., *Dorysphaera* sp., *Heliosphaera*? sp., *Druppula* sp., *Cenellipsis* cf. *setosa* H i n d e, *Dorydictyum* cf. *simplex* H i n d e, *Litharium* sp., *Staurolonche* sp., *Trilonche* sp. и др. (определение Н. А. Смирновой), образующие комплекс, сходный с комплексом радиолярий из анрской и джаманшурукской свит верхнего ордовика.

Турангинская свита выделена впервые в 1967 г. Н. А. Пупышевым в среднем течении р. Туранга. Ранее эти отложения относились или к казыкской свите верхнего протерозоя (синия), или же к верхнему силуру. Турангинская свита согласно залегает на породах конуртобинской свиты и согласно перекрывается зеленоцветными осадочными отложениями нижнего силура. Свита обнажается в районе гор Ушозек, Конуртобе, Колмагомбель, в уроч. Чулькызыл и по р. Туранга. Сложена она песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, кремнистыми алевролитами и яшмами. Среди них встречаются диабазовые порфириды, спилиты, кератофиры, туфолавы основного состава, линзы и прослои органогенных известняков. Мощность свиты 400—800 м.

В линзах серых органогенных известняков в 3 км западнее р. Туранга собраны обильные, но плохой сохранности остатки трилобитов, табулят, ругоз, криноидей и гастропод. Среди них определены *Illaenus* sp., *Amphilichas* sp., *Pseudosphaerexochus* sp., *Subalveolites*? sp., *Heliolites* sp., *Cladopora* sp., *Favositidae*, *Pachyporidae*, *Zellephyllum* sp., *Pilophyllum* sp., *Nataliella* cf. *postlavskajae* S y t., *Calostylis* sp., *C.* cf. *tchetvericovae* S y t. (определения И. М. Колобовой, О. П. Ковалевско-го и С. И. Стрельникова), указывающие на позднеордовикский — силурийский возраст отложений. В кремнистых породах собраны многочисленные остатки радиолярий, из которых Н. А. Смирновой определены *Dorydictyum* cf. *simplex* H i n d e, *Doryplemma* cf. *armatum* R u e d., *Trilonche* cf. *velusta* H i n d e, *Druppula* sp., *Cenellipsis* cf. *setosa* H i n d e, *Liosphaera* sp., *Cenesphaera* sp., *Thecosphaera* sp., *Xiphostylus* sp., *Staurolonche* sp., *Litharium* sp. и др., указывающие на ордовикский или раннесилурийский возраст отложений, датированный указанным комплексом радиолярий.

В окрестностях гор Конуртобе турангинская свита согласно перекрывается зелеными песчаниками и алевролитами, заключающими остатки средне-верхне-ландоверийских граптолитов. На основании этих данных возраст турангинской свиты принимается позднеордовикским — раннесилурийским.

Рассмотренные выше кремнистые и вулканогенные образования атасуйской и уртынджалской серий Ерементай-Заплайской и Джунгаро-Балхашской складчатых систем отнесены нами к раннему палеозою, что обосновывается содержащимися в них ископаемыми остатка-

ми скелетной фауны — беззамковыми брахиоподами, губками и радиоляриями.

Анализ остатков радиолярий, наиболее часто встречающихся в кремнистых и кремнисто-обломочных породах, позволил Н. А. Смирновой выделить среди них три разновозрастных комплекса, которые различаются строением скелетов радиолярий, их размерами, количеством встречающихся экземпляров. Первый комплекс — позднекембрийский (радиолярии из кудаймендинской и низов каратасской свит); второй — ранне-среднеордовикский (радиолярии из верхов каратасской свиты, карамурунской, тектурмасской, итмурундинской и казыкской свит); третий — позднеордовикский — раннесилурийский (радиолярии из аирской, тюретайской, джаманшурукской, конуртобинской и турангинской свит).

Полученные новые данные по стратиграфии кремнистых и вулканогенных пород позволяют по иному подойти к рассмотрению истории геологического развития Ереметау-Заилыйской и Джунгаро-Балхашской складчатых систем в раннем палеозое.

С. Г. ТОКМАЧЕВА, Л. М. ПАЛЕЦ

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БЕТПАКДАЛЫ

Отложения докембрия в рассматриваемой области известны в пределах Чуйского и Бурунтау-Джилтауского поднятий и Джалаир-Найманского геосинклинального прогиба.

Стратиграфическое расчленение древних отложений является одним из наиболее сложных и дискуссионных вопросов геологии региона, несмотря на то что этим вопросам занимались многие исследователи, предлагавшие резко отличные стратиграфические схемы. Особенно острые разногласия о возрасте и стратиграфическом положении древних толщ возникли в последнее время, когда началось крупномасштабное геологическое картирование территории. Это обусловлено тем, что геологи, работающие на ограниченных площадях в различных структурных зонах региона, не имея достаточных палеонтологических и стратиграфических данных, предлагают свои сугубо местные стратиграфические схемы, не увязывающиеся между собой. Общим для этих схем является тенденция к омолаживанию древних толщ. Если же рассмотреть имеющийся в настоящее время палеонтологический и стратиграфический материал по региону в целом, то представляется, что объективных данных для такого рода выводов мало.

Предлагаемая схема стратиграфии допалеозоя возникла в развитии построений, делавшихся ранее Н. Г. Марковой (1960) и А. А. Недовизиным (1963, 1965), Л. М. Палец и С. Г. Токмачевой, с учетом новых данных, полученных при проведении детальных работ и в процессе обсуждения при совместной экскурсии в 1968 г. с Б. М. Келлером, В. Г. Королевым, В. В. Киселевым, Р. М. Антонюком.

Отложения позднего докембрия в регионе слагают разобщенные участки, принадлежащие неравнозначным по возрасту и величине структурным зонам. Ни в одной из этих зон — Чуйском и Бурунтауско-Джилтауском поднятиях, Джалаир-Найманском геосинклинальном прогибе и Каракамышской глыбе нет полного разреза древних толщ. Корреляция же неполных разрезов, которые в соседних структурно-фациальных зонах вкрест простирания складчатых систем обычно сильно изменяются, при убогой палеонтологической характеристике верхнего протерозоя, несомненно, является в значительной мере условной.

Дорифейские отложения

По петрографическому составу, структурному положению и стратиграфическим взаимоотношениям дорифейские отложения подразделены на каракамысскую, жингельдинскую и тасжарганскую свиты.

Каракамысская и жингельдинская свиты обнажаются в пределах Каракамысской глыбы и Бурунтау-Джильтауского геоантиклинального поднятия, слагая в последней зоне ряд небольших тектонических блоков северо-западного простирания. Каракамысская свита состоит из амфибол-альмандин-плагноклазовых, альмандин-биотитовых и двуслюдяных гнейсов, перемежающихся с амфиболитами и мусковитовыми сланцами. В гнейсах широко развиты гранитизация и мигматизация. В бассейне р. Жингельды А. А. Недовизин выделяет жингельдинскую свиту, состоящую из биотит-полевошпатовых, мусковит-гранатовых и амфиболовых сланцев с прослоями амфиболитов, форстеритовых и диопсидовых мраморов и залегающую выше каракамысской свиты. В пределах Чуйского геоантиклинального поднятия кристаллические сланцы и гнейсы каракамысской и жингельдинской свит слагают небольшие участки в районе родника Чингельды. Эти свиты лежат в основании стратиграфического разреза региона, и их возраст условно принимается дорифейским.

Тасжарганская свита слагает ядро крупной антиклинальной складки в Чуйском поднятии и состоит, по данным Н. Г. Марковой (1960), из серо-зеленых кварцево-хлоритовых, кварцево-серицитовых, тальково-хлоритовых и других сланцев, образовавшихся, по мнению В. С. Коптева-Дворникова, по кремнисто-туфогенным породам. Мощность свиты превышает 1500 м.

Тасжарганская свита рассматривается как дорифейская по ее структурному положению. Однако не исключена возможность, что она отвечает раннему рифею.

Рифейские отложения

Расчленение рифейских отложений по возрасту в связи с плохой палеонтологической охарактеризованностью очень затруднено и в ряде случаев весьма условно. Кроме того, рифейские отложения, развитые в различных структурно-фациальных зонах, существенно отличаются по составу слагающих их пород, что весьма затрудняет их сопоставление. Поэтому нам представляется более целесообразным рассмотреть их описание по структурным зонам (рисунок). В каждой структурной зоне, исходя из стратиграфических взаимоотношений и учитывая имеющиеся органические остатки, с известной долей условности можно выделить ранее-, средне- и позднерифейские образования.

Чуйское поднятие. К нижнему рифею здесь условно отнесена акбастауская свита, известная лишь в пределах Чуйского поднятия и слагающая крылья крупной куполообразной антиклинали большого радиуса, в ядре которой обнажаются породы тасжарганской свиты.

Акбастауская свита, по данным Н. Г. Марковой (1960), резко несогласно лежит на тасжарганской свите. Она сложена кварцитами, кварцитовыми сланцами, окварцованными известняками и серицито-кварцевыми и альбито-эпидотовыми сланцами. Общая мощность свиты составляет 2800—3200 м. Акбастауская свита перекрывается углесто-кремнистыми образованиями, содержащими нижнекембрийский комплекс акритарх, изученный Б. В. Тимофеевым (Боровиков, 1961).

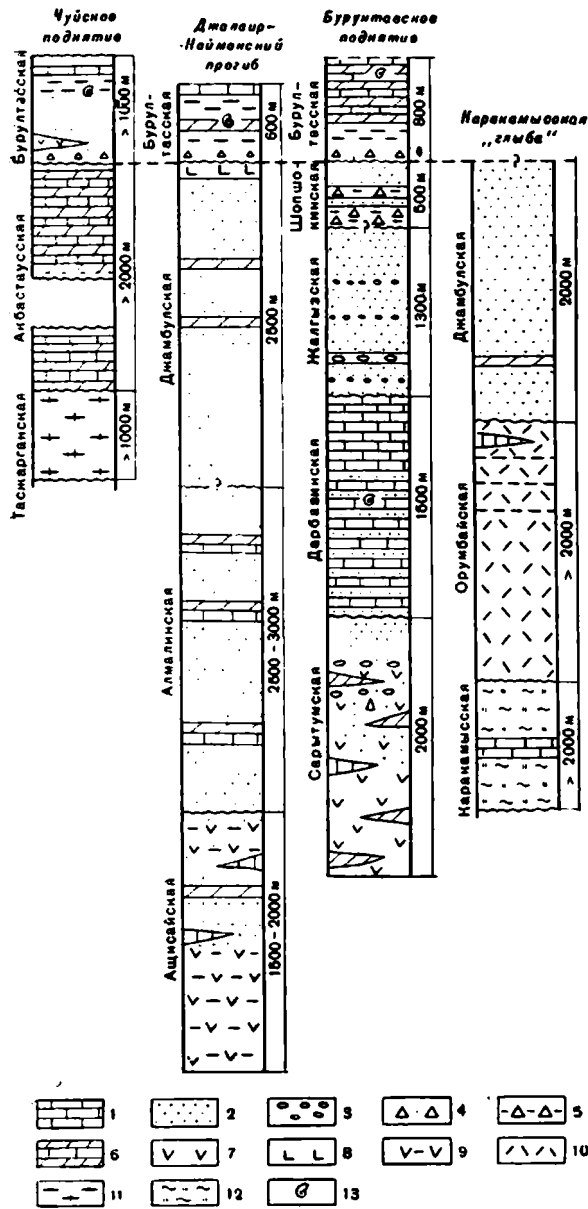


Схема сопоставления разрезов позднекембрийских отложений Юго-Западного Прибалхашья и Юго-Восточной Бетпак-Далы: 1 — известняки; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — мелкообломочные тиллитоподобные конгломераты; 5 — грубообломочные тиллитоподобные конгломераты; 6 — ашмы, кремнистые породы; 7 — андзитовые и базальтовые порфириты; 8 — диабазовые порфириты; 9 — порфиритонды, альбит-хлоритовые, актинолит-эпидот-альбит-хлоритовые сланцы; 10 — порфиронды, слюдисто-полевшпатово-кварцевые сланцы; 11 — кварцево-хлоритовые, тальково-хлоритовые сланцы; 12 — гнейсы, кристаллические сланцы; 13 — фауна

Эти отложения, по-видимому, являются возрастными аналогами бурултасской свиты нижнего кембрия.

Джалаир-Найманский геосинклинальный прогиб. В пределах Джалаир-Найманского прогиба в составе рифейских образований выделяются три свиты: ащисайская, алмалинская и джамбульская. Ащисайская и алмалинская свиты условно рассматриваются как среднерифейские отложения, джамбульская — как верхнерифейские.

А щ и с а й с к а я с в и т а — наиболее древняя в пределах Джалаир-Найманского прогиба. Нижняя часть ее состоит из порфиритоидов, хлоритовых, альбит-хлоритовых, актинолит-эпидот-альбит-хлоритовых, альбит-карбонат-хлоритовых сланцев с реликтами порфировых структур. В свите имеются кварц-полевошпатовые и кварц-серицит-полевошпатовые сланцы, прослой красных яшм и линз мраморизованных или окварцованных известняков. Мощность свиты составляет 1500—2000 м.

Поскольку в свите отсутствуют остатки фауны, вопрос о ее возрасте является дискуссионным. В последнее время возникли разногласия относительно ее положения в стратиграфическом разрезе. Ряд геологов индексируют ащисайскую свиту нижним ордовиком и помещают выше отложений джамбульской и бурубайтальской свит. О древнем возрасте ащисайской свиты свидетельствует залегание на ней с базальными конгломератами в основании джамбульской свиты (южнее горы Байгары). По р. Карчингалы также можно наблюдать перекрытие алмалинской и ащисайской свит породами джамбульской свиты, хотя контакт между свитами и усложнен тектоническими нарушениями. Таким образом, докембрийский возраст ащисайской свиты не должен вызывать сомнений.

Алмалинская свита, также накапливавшаяся в Джалаир-Найманском прогибе, характеризуется выдержанностью разрезов по простиранию. Она сложена биотит-серицитовыми, биотит-хлорит-эпидотовыми, кварц-альбит-серицитовыми сланцами, в которых прослеживаются пачки переслаивающихся известняков, известковистых песчаников и сланцев, а также пласты метаморфизованных песчаников. При микроскопическом изучении устанавливается, что перечисленные сланцы образованы по осадочным породам. Мощность свиты составляет 2500—3000 м. Возраст свиты условен. Однако учитывая то, что она лежит в одних структурах с ащисайской свитой и перекрывается джамбульской, возраст ее условно принимается среднерифейским. Алмалинская свита, по мнению А. А. Недовизина (1963), имеет большое сходство по составу и степени метаморфизма с кокджотской серией Малого Каратау.

Джамбульская свита сложена монотонной толщей кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов с подчиненными пластами пестроцветных кварцитов и порфиритов основного состава. Последние тяготеют к верхней части разреза. Мощность свиты 2000—2500 м. Она ложится с базальными конгломератами в основании на ащисайскую свиту. Галька состоит из габброидов, порфирондов, метаморфизованных диабазовых порфиритов.

Возраст джамбульской свиты пока палеонтологически не доказан, но стратиграфическое положение ее довольно определено. Джамбульская свита перекрывает алмалинскую свиту условного среднего рифея. Верхняя граница толщи определяется налеганием на нее в горах Джамбул бурултасской свиты нижнего кембрия.

Бурунтауское геоантиклинальное поднятие. Наиболее широко отложения рифея развиты в пределах Бурунтауского поднятия, где выделяются сарытумская, дарбазинская, жалгызская и шопшокинская сви-

ты. Из них две первые условно отнесены к среднему рифею, две верхние рассматриваются как позднерифейские.

Сарытумская свита, развитая в пределах Бурунтау-Джилытауского поднятия, сложена мощной толщей вулканогенно-осадочных пород, слагающих ряд тектонических блоков. Она разделяется на две подсвиты: нижнюю — преимущественно эффузивную и верхнюю — осадочную. Нижняя сложена базальтовыми и андезитовыми порфиридами, андезитовыми, андезито-дацитовыми и дацитовыми туфами, туфопесчаниками и туфокоаглюмератами. Присутствуют линзы и горизонты зеленых, темно-серых плитчатых кварцитов и серых мраморизованных известняков. Верхняя подсвита состоит из темно-зеленых полимиктовых песчаников, туфопесчаников и туфов. Мощность свиты более 1700—2000 м. Поскольку в породах свиты органических остатков не обнаружено, возраст ее не определяется однозначно. Это усугубляется еще и тем, что с толщами кембрия и рифея повсеместно свита имеет тектонические контакты. В то же время доказано несогласное наложение на сарытумскую свиту толщ среднего ордовика. Недостаток фактов, естественно, приводит к сосуществованию различных точек зрения на стратиграфическое положение и возраст описываемых отложений. В 1959—1960 гг. авторы, сопоставляя сарытумскую свиту с бошекульской свитой Центрального Казахстана, условно относили ее к нижнему кембрию. А. А. Недовизин не исключал возможности ее докембрийского возраста (Недовизин, 1966). Другие геологи (М. А. Жуков, О. А. Сейдалин, И. В. Хохлов и др.), помещая сарытумскую свиту выше бурубайтальской, относят ее к нижнему ордовику. Мы считаем более правильным относить сарытумскую свиту к основанию среднерифейских отложений, на том основании, что в последние годы обломки порфиритов, подобных сарытумским, обнаружены в обломочных онколитовых известняках дарбазинской свиты среднего рифея.

Дарбазинская свита развита в пределах Бурунтау-Джилытауского поднятия. Низы разреза представлены светлыми, розовато-желтыми мелко- и среднезернистыми, иногда крупнозернистыми кварцевыми, реже известняково-кварцевыми песчаниками, тонко переслаивающимися с черными и светло-серыми известняками, зеленовато-серыми и бурыми алевропелитами. Известняки содержат онколиты.

Верхи разреза сложены в основном известняками, тонко переслаивающимися с пестроокрашенными алевролитами и филлитами. Постепенно к самым верхам разреза они сменяются массивными плитчатыми темно-серыми и светлыми онколитовыми известняками. Среди известняков имеется пачка обломочных разностей светло-серого цвета, среди обломков которых встречаются порфириты и порфиритоиды. В известняках этой части разреза встречаются линзы желтых и светло-серых кремней с онколитами. Мощность свиты составляет 1200—1700 м. Возраст дарбазинской свиты определяется присутствием среднерифейских онколитов *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl., *O. undosa* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl. (сборы И. И. Радченко и А. А. Недовизина, определения З. А. Журавлевой). Дарбазинская свита может быть сопоставлена с кенкольской серией западной части Киргизского хребта и узунахматской свитой Таласского хребта (Зайцев, Королев, Филатова, 1966).

К позднерифейским образованиям относятся жалгызская и шопшюкинская свиты.

Жалгызская свита выделена в пределах Бурунтау-Джилытауского поднятия. Она сложена зелеными и зеленовато-серыми, иногда

буровато-зелеными полимиктовыми и кварцевыми песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками, содержащими линзы пестрых кварцитов. В низах разреза свиты отмечен пласт конгломератов, содержащий хорошо окатанную гальку, состоящую в основном из белых сахаровидных кварцитов и онколитовых известняков дарбазинской свиты. Характерными для отложений свиты являются пачки серых кварцевых песчаников мощностью 150—250 м. Мощность жалгызской свиты составляет 1100—1300 м. Достаточно ясное положение жалгызской свиты выше дарбазинской и ниже бурултасской свиты кембрия позволяет условно сопоставлять ее с отложениями позднего рифея. Можно усмотреть некоторые черты литологического сходства жалгызской свиты с малокаройской свитой Малого Каратау.

Шопшокинская свита известна пока лишь в юго-восточной части Бурунтауского поднятия (Бурултасский район), где она вскрыта многочисленными горными выработками. Низы вскрытого разреза представлены тиллитоподобными конгломератами. Это преимущественно пестрые, желтые, вишневые, фиолетовые алевролиты, содержащие неокатанные обломки сахаровидных кварцитовидных песчаников, кварцитов, интрузивных пород. Обломки по величине от 5—10 до 30—40 см, эллипсоидальной, часто клинообразной формы со сглаженными ребрами. На отдельных обломках наблюдаются продольные борозды. В этой части разреза встречаются пачки серых и зеленовато-серых песчаников и алевролитов с прослоями ожелезненных доломитизированных известняков. Верхи разреза свиты представлены розовыми и красными слюдистыми песчаниками с редкими прослоями известняков. Мощность свиты не превышает 300—500 м.

Нам представляется возможным параллелизовать шопшокинскую свиту с улутауской серией Большого Каратау. Несмотря на то, что взаимоотношения между жалгызской и шопшокинской свитами не ясны, в пользу предполагаемой стратиграфической последовательности свидетельствует сопоставление их со сходными свитами Тянь-Шаня и Каратау. Шопшокинскую свиту перекрывают тиллитоподобные конгломераты и углисто-кремнистый комплекс бурултасской свиты, содержащей в верхней части разреза хиолителминты, по заключению В. В. Миссаржевского, похожие на представителей родов *Hyalolithellus* и *Torellella* из нижнекембрийских отложений Сибирской платформы.

Каракамысская «глыба». В пределах Каракамысского выступа древних толщ устанавливаются две свиты: орумбайская условного раннего и джамбульская позднего рифея.

Орумбайская свита обнажается только в пределах Каракамысской «глыбы», где она налегает с пачкой конгломератов в основании на гнейсы и сланцы каракамысской свиты. Она представлена в своей нижней части серыми и розовыми порфироидами, редкими и менее мощными пачками слюдино-полевошпатовых и слюдино-полевошпатово-кварцевых сланцев с реликтовой порфировой структурой. Вверх по разрезу количество и объем вулканогенных прослоев уменьшается, а роль сланцев увеличивается. В верхней части разреза преобладают серицито-кварцевые сланцы, переслаивающиеся с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками и гравелитами, содержащими маломощные пласты серых мраморизованных известняков. Мощность свиты более 2000 м. Нам представляется, что орумбайская свита является более древней, чем акбастауская свита Чуйского геоантиклинального поднятия. Учитывая данные Н. Г. Марковой и В. С. Коптева-Дворникова, указывающих на то, что породы акбастауской (егинбулакской) свиты, возможно, возникли за счет хемогенных кремнистых осадков, накопле-

ние которых сопровождало кислые излияния, не исключена возможность парагенетической и возрастной связи данных толщ.

Джамбульская свита в пределах Каракамысской глыбы сложена тем же самым набором пород, что и в Джалаир-Найманском прогибе. Она ложится на порфириды орумбайской свиты, имея в основании базальные конгломераты, галька которых состоит в основном из порфиридов и реже сланцев. По устному сообщению В. И. Волобуева, она также перекрывается углисто-кремнистой толщей, которая может быть сопоставлена с бурултасской свитой кембрия. Таким образом, бурултасская свита или ее возрастные аналоги устанавливаются во всех структурно-фацциальных зонах и могут служить надежным маркирующим стратиграфическим уровнем. Все свиты, лежащие ниже бурултасской свиты, несомненно, принадлежат докембрию.

Б. А. САЛИН, Э. С. КИЧМАН

К СТРАТИГРАФИИ ДООРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЖАЛАИР-НАЙМАНСКОЙ ЗОНЫ ЧУ-ИЛИЙСКИХ ГОР И КЕНДЫКТАСА

В представлениях о стратиграфии доордовикских отложений Джалаир-Найманской зоны Чу-Илийских гор и Кендыктаса в настоящее время нет единой точки зрения. С. Г. Токмачева, А. А. Недовизин (1963) и некоторые другие геологи по материалам среднемасштабных геологических съемок и тематических исследований пришли к выводу о принадлежности их к верхнему докембрию и нижнему кембрию. Однако в процессе последующих более детальных работ был собран материал, показывающий, что разработанная указанными исследованиями стратиграфическая схема требует коренного пересмотра как в отношении вертикальной последовательности отдельных свит и их взаимоотношений, так и в трактовке возраста всего комплекса зеленоцветных отложений в целом. Было установлено, что древние толщи Чу-Илийских гор и хр. Кендыктас образуют единую и непрерывную серию, состоящую из чередования вулканогенных и терригенных толщ, выделенных в самостоятельные свиты. Возраст этой серии определяется как средний—поздний кембрий.

Прежде чем перейти к рассмотрению стратиграфической схемы, необходимо подчеркнуть, что приводимые авторами выводы опираются на стратиграфические взаимоотношения, выявленные на участках замыканий антиклинальных и синклинальных складок, имеющих чаще всего пологие погружения шарниров в 5—20°. В этих условиях полностью исключаются ошибки в определении стратиграфической последовательности и взаимоотношений выделяемых свит, которые, как известно, могут возникать при изучении стратиграфических разрезов на крыльях складок при опрокинутом залегании пород.

В горах Кендыктас в основании видимого стратиграфического разреза залегает вулканогенная какпатасская (копинская) свита. Она обнажена в ядре крупной антиклинали по северо-восточному склону гор и в небольших тектонических блоках в их водораздельной части. Нижняя половина разреза сложена эффузивами андезитово-базальтового ряда с подчиненными им прослоями и пачками туфов, а верхняя — лавами и туфами кислого состава с покровами порфиритов в переходных слоях. В верхах разреза прослеживается пачка песчаников и туфопесчаников с маломощными прослоями туфоконгломератов и гравелитов. Общая мощность свиты оценивается в 5000 м, хотя эта цифра, вероятнее всего, превышает действительную мощность.

Выше, структурно совершенно согласно, залегает жайсанская (булакайрыкская) свита, сложенная кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, филлитовидными и глинистыми сланцами, гравелитами, конгломератами с прослоями и линзами известняков, среди которых присутствуют кремнистые разности. В средней части разреза прослеживается маркирующая пачка кремнистых пород с повышенным содержанием ванадия, фосфора и молибдена. В горизонтах известняков, приуроченных к нижней части разреза, К. И. Дворцовой (1958), И. И. Радченко, Л. И. Боровиковым и Л. Н. Краськовым (1963) собраны остатки трилобитов и беззамковых брахиопод. Мощность свиты 650—850 м.

Вверх по разрезу жайсанская свита сменяется вулканогенно-осадочной сулусайской свитой, сложенной переслаивающимися табачно-зелеными алевролитами, темно-серыми (до черных) тонкослоистыми кремнисто-глинистыми сланцами, вулканомиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, диабазовыми порфиритами и туфами; отмечаются линзы известняков и линзующийся пласт красно-бурых яшм в подошве свиты. Мощность сулусайской свиты 420 м.

В горах Кендыктас разрез завершается джамбульской свитой¹ кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников с прослоями и пачками глинистых филлитовидных сланцев, линзами гравийных конгломератов и яшмовидных пород. Мощность свиты более 500 м.

В пределах Джалаир-Найманской зоны Чу-Илийских гор в ядрах антиклинальных складок, у ст. Анрахай, в горах Кокбастау и в горах Койжарылган обнажается верхняя часть сулусайской свиты, разрез которой полностью идентичен разрезу свиты в горах Кендыктас. Вверх она сменяется джамбульской свитой, имеющей весьма широкое площадное распространение. В ее разрезе основное значение имеют кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники и глинистые сланцы. В средней части разреза присутствуют прослой яшм и яшмовидных кремнистых сланцев, содержащих остатки беззамковых брахиопод и радиолярий. Очень редко отмечаются маломощные прослой гравийных конгломератов с галькой кварца. В верхах разреза выделяется непостоянной мощности пачка тонкозернистых песчаников, глинистых сланцев пестрой окраски с прослоями и линзами яшм и яшмокварцитов. Мощность свиты 900—1000 м.

Завершается разрез толщей основных эффузивов, выделенных как ащисуйская свита. Она имеет относительно ограниченное распространение, обнажаясь в ядрах линейных синклинальных складок. В составе свиты преобладают спилиты и диабазы, нередко имеющие миндалекаменную текстуру и шаровую отдельность. Подчиненное значение имеют туфы и туфоконгломераты. В основании свиты залегает весьма характерный маломощный линзующийся горизонт темно-серых, серых, кремневых или розовых кремнистых известняков и доломитов с брекчиевидной текстурой. По простиранию они нередко замещаются кирпично-красными яшмами с многочисленными остатками спикул губок и радиолярий плохой сохранности. Мощность свиты не превышает 450—500 м.

Для описываемых пород весьма характерны метаморфические преобразования, в результате чего они нередко превращены в кварцево-серицитовые, кварцево-альбито-серицитовые, кварцево-альбито-хлоритовые, эпидото-альбит-актинолитовые и другие сланцы. Степень метамор-

¹ Авторы считают возможным сохранить наименования джамбульской и ащисуйской свит, присвоенные им ранее А. А. Недовизиным (1963), так как объем свит остается без изменений и уточняется лишь их возраст.

физма неравномерна для всей территории развития описываемых отложений и наиболее интенсивно проявлена вдоль узких зон, обычно совпадающих с основными ветвями Джалаир-Найманской зоны глубинных разломов.

Возраст всей серии пород определяется следующими данными. В низах жайсанской свиты собраны трилобиты и беззамковые брахиоподы самых низов верхнего кембрия (Дворцова, 1958; Боровиков, Краськов, 1963). Этим определяется верхний возрастной предел какпатаасской свиты и нижний — для вышележащих сулусайской, джамбульской и ащисуйской свит². Соотношение какпатаасской свиты с более древними отложениями не установлены, поэтому условно принимается, что она охватывает часть или весь средний кембрий. Беззамковые брахиоподы из джамбульской свиты — *Lingula* sp., *Lingulella* sp., *Broggeria? salteri* (Holl), — по заключению В. Ю. Горянского, не являются руководящими и распространены от верхов нижнего кембрия до нижнего ордовика включительно. Радиолярии из кремнистых пород основания ащисуйской свиты, по заключению Р. Х. Липман, имеют нижнепалеозойский облик. Поэтому вопрос о верхней возрастной границе всей серии остается открытым. По нашему мнению, ее формирование закончилось в позднем кембрии и не захватывало начало ордовика, так как на южном склоне гор Кендыктас широко развит полный разрез тремадокского яруса, весьма резко отличающийся от кембрийских отложений северного склона гор Кендыктас по комплексу пород, степени метаморфизма и типу складчатости. Таким образом, возраст всей зеленоцветной доордовикской серии пород Кендыктаса и Джалаир-Найманской зоны Чу-Илийских гор нами определяется как средний — поздний кембрий. Более древние породы среди них не устанавливаются.

² При суждении о возрасте какпатаасской (копинской) свиты следует иметь в виду, что перед накоплением вышележащей жайсанской свиты существовал перерыв в осадконакоплении, устанавливаемый по явному перемыву пород какпатаасской свиты в период накопления жайсанской. Возрастной интервал этого перерыва может быть весьма значительным (прим. ред.).

Л. Н. КРАСЬКОВ, В. Д. ВОЗНЕСЕНСКИЙ

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ И НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ САРЫСУ-БАЛХАШСКОГО И ЧУ-БАЛХАШСКОГО ВОДОРАЗДЕЛОВ

В раннекаледонской структуре Сарысу-Балхашского и Чу-Балхашского водоразделов выделяются Чуйско-Кендыктасская и Прибалхашская геоантиклинальные зоны, разделенные Бетпақдала-Чуилийским геосинклинальным прогибом. К Чуйско-Кендыктасской зоне отнесены два пространственно разобщенных геоантиклинальных выступа: Чуйский и Кендыктасский.

Прибалхашская геоантиклинальная зона расчленяется на Чажагайскую и Шундинскую подзоны. Бетпақдала-Чуилийская геосинклинальная зона в свою очередь подразделяется на Джалаир-Найманскую и Сарытумскую подзоны. В геосинклинальных зонах развиты мощные (до 3000—4000 м) комплексы терригенных, вулканогенно-терригенных и кремнисто-вулканогенных отложений среднего—верхнего кембрия—нижнего ордовика. В геоантиклинальных зонах средне-верхнекембрийские отложения залегают на позднедокембрийском метаморфическом комплексе.

Предлагаемая ниже схема расчленения и сопоставления древнейших отложений Сарысу-Балхашского и Чу-Балхашского водораздела (таблица) основана на результатах многолетних исследований авторов и учитывает данные, полученные за последние годы в процессе крупномасштабных геологосъемочных работ.

В пределах Чуйского поднятия разрез позднего докембрия (вероятно, верхнего протерозоя) начинается тасжарганской свитой. Последняя обнажается в ядре Акбастауской антиклинали. Представлена она кварц-хлоритовыми, кварц-биотит-хлоритовыми, серицито-кварцевыми сланцами с прослоями серых и темно-серых кварцитов. Породы интенсивно дислоцированы. Органических остатков в породах свиты не обнаружено. Мощность свиты 1000—1500 м.

На породах тасжарганской свиты, по-видимому, несогласно залегают отложения акбастаусской свиты. Наиболее полно разрез свиты представлен в районе горы Акбастау, где она подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена кварцитами, переслаивающимися с мраморизованными и доломитизированными известняками и мусковито-кварцевыми, кварц-полевошпато-карбонатными сланцами.

Верхняя подсвита представлена мусковито-кварцевыми, кварц-полевошпато-карбонатными, кварц-мусковитовыми сланцами, чередующи-

Схема сопоставления свит докембрия и нижнего палеозоя

Возраст	Чуйско-Кендыктасская зона		Бетпақдала-
	Чуйское поднятие	Кендыктасское поднятие	Джалаир-Найманская подзона
Нижний ордовик			Акжальская свита, 250—300 м Shumardia sp., Lisogorites striatus Tshug., Ampyxinella sp., Symphyrurus sp., Dichograptus aff. quadribra-chiatus (Hall)
Средний — верхний кембрий			Ащисуйская свита, 600—700 м
			Джамбульская свита, 1000—1200 м Lingulella sp., Lingula sp., Broggeria? salteri (Holl.)
			Сулусайская свита, 400—450 м
			Булак-айрыкская свита, 900—100 м трилобиты Glyptagnostus reticulatus Ang., Ajrikina bulakensis Kr., Hypagnostus aff. truncatus Brög. и беззамковые брахиоподы Acrotreta, Lingulella
Верхний протерозой — нижний кембрий			
	порфиронды, порфиритонды ?		Копинская свита, 800—900 м
	Акбастауская свита, 2000 м ~~~~~ Тасжарганская свита, 1000—1500 м		

мися с прослоями мраморизованных известняков, порфирондов, песчаников с линзами конгломератов. В породах акбастаусской свиты содержатся остатки акритарх. По заключению Б. В. Тимофеева, вмещающие микрофоссилии отложения относятся к нижнему кембрию¹. Мощность свиты около 2000 м.

¹ В списках, приводимых Б. В. Тимофеевым, перечисляется 5 видов трилетных «спор», которых, как известно, нет ни в докембрии, ни в кембрии. Использовать этот список для заключения о возрасте вмещающих слоев нельзя (прим. ред.).

Сырысу-Балхашского и Чу-Балхашского водоразделов

Чулийская зона		Прибалхашская зона		
Сарытумская подзона	Бурунтауское поднятие	Чажогайская подзона	Шундинская подзона	
Сарытумская свита, 700—900 м			Кызылжарская свита, 250—300 м	
Бурубайтальская свита, 1000—1200 м Linnarsonia sp., Lingulella sp., Lingula aff. concinna (M a t h e w), Obolus? sp., радиолярии: Carposphaera cf. papa H i n d e, Liosphaera sp., Ellipsidium? sp.				
Теренкульская свита, 1000 м				
		Узеньская серия	Басагинская свита, 800—2500 м	Аксуранская свита, 100—200 м Goniagnostus nathorsti (Brög.), Doriagnostus incertus (Brög.), Lejopyge aff. laevigata
			Капальская свита, 200—250 м	
	Орумбайская свита, 2000 м	Котыртас-айкарлинская серия	Байэпшинская свита, 700—900 м	
			Алтынсынганская свита, 1500—2000 м	Кенелинская свита, 200—400 м
		Кийская серия	Таскоралинская свита, 800—900 м	
			Сулумонакская свита, 2000 м	

По данным И. В. Хохлова, В. А. Шурыгина, В. И. Яговкина и др. вдоль юго-западного обрамления Акбастауской антиклинали обнажаются породы эффузивно-осадочной свиты, в составе которой кроме кварцитов и кристаллических известняков принимают участие порфириды и порфиroidы. Четких соотношений между подстилающими и перекрывающими отложениями установлено не было. Возможно, что упомянутые эффузивные образования в какой-то мере могут быть сопо-

ставлены с порфиридами орумбайской и копинской свит Бурунтауского и Кендыктасского поднятий.

В пределах последнего более определенное стратиграфическое положение занимает копинская (какпатасская) свита. Необходимо отметить, что детальные работы К. И. Дворцовой, Б. А. Салина, И. И. Радченко, И. А. Аниязова, Э. С. Кичмана и других геологов в горах Кендыктас позволили выяснить соотношение копинской свиты с фаунистически охарактеризованными средне-верхнекембрийскими отложениями.

Копинская свита развита как на юго-западном, так и на северо-восточном склонах гор Кендыктас. По составу копинская свита может быть подразделена на две подсвиты: нижнюю существенно эффузивную и верхнюю туфогенно-осадочную. Она состоит из зеленых, зеленовато-серых, вишневых, серебристо-серых порфиридов, диабазовых порфиритов, кварц-серицитовых, кварц-эпидот-серицитовых, альбит-хлорит-кварцевых, эпидот-хлорит-альбитовых и других сланцев по эффузивам кислого и среднего состава, кератофиров, туфов, туфолав кислого и среднего состава. В кровле свиты отмечается вулканогенно-осадочная пачка. Породы копинской свиты интенсивно дислоцированы, смяты в узкие складки, часто опрокинутые. Общая мощность свиты 900 м. Верхняя возрастная граница свиты определяется ее стратиграфическим положением в разрезе под средне-верхнекембрийскими отложениями, содержащими трилобитов. Однако нельзя уверенно говорить о среднеили раннекембрийском возрасте копинской свиты, так как нижняя возрастная граница ее не установлена. Наличие согласных соотношений между этими двумя свитами, что отмечено в ряде мест на северо-восточном склоне гор Кендыктас, не исключает стратиграфического несогласия между ними.

Возрастным аналогом копинской свиты, возможно, являются эффузивные образования, развитые на р. Бестана (приток р. Сарыбулак), где в линзах известняков, залегающих среди эффузивов кислого состава, нами были собраны остатки беззамковых брахиопод.

В Джалаир-Найманской структурно-формационной зоне (в последнюю мы включаем северо-восточную часть Кендыктасских гор до разрывного нарушения, протягивающегося по р. Кербулак) копинская свита согласно перекрывается булак-айрыкской (или жайсанской) свитой. Она распространена преимущественно на северо-восточном склоне гор Кендыктас. Свита сложена песчаниками кварц-полевошпатового, полимиктового состава, алевролитами, глинистыми и глинисто-кремнистыми, углисто-кремнистыми фосфоритоносными и ванадиеносными сланцами, кремнистыми породами черного, зеленовато-серого и серого цвета, гравелитами, конгломератами, линзами и прослоями известняков с остатками беззамковых брахиопод — *Acrotreta* ex gr. *ophirensis* (Walcott), *A. aff. sagitalis* (Salter), *Lingulella* sp.— и трилобитов — *Glyptagnostus reticulatus* Angelin., *Ajrikinia bulakensis* Kr., *Barandagnostus tchalertensis* Kr., *Pseudagnostus* sp., *Hypagnostus aff. truncatus* Brogger, *Hypagnostus exsculptus* Angelin, *Centroleura* sp. По комплексу трилобитов можно определенно говорить, что фаунистически охарактеризованная часть булак-айрыкской свиты отвечает верхам среднего и низам верхнего кембрия.

В подошве свиты прослеживается известняково-песчано-сланцевая пачка, в которой содержатся линзы и прослои фосфоритов. Мощность отдельных линз достигает 6—9 м. Содержание P_2O_5 в породе составляет 20—27%. Наличие линз фосфоритов отмечается в ряде мест и на более высоких стратиграфических уровнях. Мощность свиты равна 900—1000 м.

Возрастным аналогом булак-айрыкской свиты, по-видимому, являются карбонатно-песчано-сланцевые отложения, развитые на юго-восточном обрамлении Чуйской зоны (южнее ур. Сортантас), в которых также содержатся верхнекембрийская фауна (сборы С. Г. Токмачевой, Л. М. Палец).

В пределах гор Кендыктас булак-айрыкская свита согласно перекрывается вулканогенно-осадочными отложениями сулуйсайской свиты. Впервые эти отложения в ранге свиты были выделены Б. А. Салиным. Эта свита распространена также в районе пос. Анрахай, Кулакшино и в горах Майжарылган. Представлена она полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинисто-кремнистыми, глинистыми сланцами с линзами и прослоями яшм, порфиритами, туфами и туфолавами андезитовых порфиритов, диабазам, конгломератами. В гальках последних содержится эффузивные породы копинской свиты. Мощность свиты 400—450 м. Органических остатков в породах сулуйсайской свиты не обнаружено.

На северо-восточном склоне гор Кендыктас, в горах Кульджабасы и Майжарылган сулуйсайская свита согласно перекрывается породами джамбульской свиты. Последняя распространена на значительной площади Чу-Илийских гор и прослеживается более чем на 300 км. Свита отличается весьма однообразным составом. Она сложена песчаниками полимиктового, кварц-полевошпатового, кварцевого состава, алевролитами, глинистыми сланцами, включает прослой и линзы кремнистых пород, известняков, доломитизированных известняков, доломитов, конгломератов, гравелитов. В разрезе преобладают песчаники. В вишневых алевролитах в районе ст. Кулакшино, в горах Хан-Тай и Джамбул Б. А. Салиным, К. П. Сударчиковым были найдены остатки беззамковых брахиопод *Lingula* sp., *Lingulella* sp., *Broggeria?* *salteri* (Нолл.). Породы свиты в значительной степени дислоцированы. Мощность свиты около 1200 м.

Венчается кембрийский разрез в Джалаир-Найманской подзоне ащисуйской свитой, которая также залегает согласно на породах джамбульской свиты. В ее составе преобладают диабазы, диабазовые порфириты, спилиты, туфы и туфолавы основного и среднего состава, вариолитовые лавы. Меньшую роль в разрезе играют туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, конгломераты, песчаники, алевролиты, линзы и прослой доломитизированных известняков, яшм. В яшмах содержатся остатки радиолярий, спикул губок. Мощность свиты 600—700 м. Выше несогласно залегает акжаласькая свита нижнего ордовика. Соотношений между ащисуйской и акжаласькой свитой нигде не установлено.

В Сарытумской структурно-формационной подзоне палеозойский разрез начинается терригенными образованиями теренкульской свиты. Многими исследователями эти отложения именуются джамбульской свитой и сопоставляются с последней только на основании литологического сходства, причем территориально эти свиты разобщены. Нам представляется, что такая корреляция не совсем правильна. Выделение джамбульской свиты в Сарытумской подзоне приведет только к лишней путанице. Необходимо отметить, что породы вновь выделенной свиты развиты не только в Сарытумской подзоне в ур. Теренкуль, где описан ее опорный разрез, но и в пределах Бурунтавского поднятия, где они залегают на порфиroidной орумбайской свите. В разрезе свиты участвуют полимиктовые, кварц-полевошпатовые, кварцевые песчаники, алевролиты, сланцы, кремнистые породы, линзы доломитизированных известняков. Мощность свиты около 1000 м. Органических остатков в породах свиты не обнаружено.

Вверх по разрезу теренкуальская свита согласно сменяется бурубайтальской свитой. Последняя распространена в районе станции Бурубайтал, в ур. Акжал, Чепчек-Базоба, в горах Суук-Адыр, Котнак, Биик-Тау, в районе колодца Ойкудук, родника Егинбулак и в других местах. На всей территории свита отчетливо разделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита в основном сложена: песчаниками, алевролитами, гравелитами, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами, известняками, доломитами с прослоями микрокварцитов, кварцитов, спилитов, туфов и лав основного состава. Мощность подсвиты не более 700 м.

Верхняя подсвита сложена преимущественно красными и сургучными яшмами полосчатой или массивной текстуры, фтанитами, кремнистыми сланцами с прослоями микрокварцитов, глинисто-кремнистых сланцев и кварцевых песчаников. Мощность верхней подсвиты около 500 м. Общая мощность бурубайтальской свиты равна 1200 м. Вся толща смята в серию мелких складок, часто опрокинутых.

В известняках нижней подсвиты содержатся остатки микрофитолигов *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadoza* Z. Zhur., *Osagia minuta* Z. Zhur., *O. tenuilamellata* Reitl. — определения Н. С. Крылова. Этот комплекс сопоставляется им с комплексом из вендских отложений других регионов. Из этих отложений имеются определения микрофоссилий Э. А. Журавлевой (сборы И. И. Радченко и М. А. Жукова, 1963) — *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl., *O. undosa* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl., которые сопоставляются со среднерифейскими комплексами Урала и Сибири.

В яшмах и кремнистых породах верхней подсвиты содержатся остатки беззамковых брахиопод *Acrotreta* aff. *gracia* Walcott, *A.* aff. *misera* (Billings), *Lingulella* aff. *concina* (Math.) Obolus? sp., *Linnarsofia* sp., *L.* sp. nov., *Lingulella* sp. (сборы С. Г. Токмачевой, Л. М. Палец, Л. Н. Краськова, 1962—1965 гг.), встречающиеся, по заключению В. Ю. Горянского, в верхнем кембрии. Имеются упоминания также о находке в верхней части разреза свиты в районе горы Котнак граптолита *Tetragraptus* sp. (сборы А. А. Недовизина, 1963 г.). Однако эта единственная находка в последующие годы никем повторена не была.

В 1966 г. А. П. Коробкиным в верхах бурубайтальской свиты юго-восточнее гор Кызказган-Биик в известняках и кремнистых породах были собраны криноидеи и цистоидеи плохой сохранности. По мнению Г. А. Стукалиной, возраст отложений, заключающих эти остатки, предположительно может быть установлен как ранний ордовик.

Кроме того, в яшмах и кремнистых породах нами собраны остатки радиолярий *Carposphaera* cf. *papa* Hinde, *Liosphaera* sp., *Sepsphaera* sp., *Lithatraetus* sp., *Trilonoche*? sp., *Ellipsoidium*? sp. и др. По заключению Н. А. Смирновой, приведенный комплекс хорошо сопоставляется с ордовикским комплексом из каратаской свиты Атасуйского района.

При установлении возраста рассмотренных отложений мы руководствовались прежде всего заключениями полученными по беззамковым брахиоподам, криноидеям и радиоляриям. Возраст бурубайтальской свиты в настоящее время принимается нами в пределах верхнего кембрия — нижнего ордовика².

² Из приводимых авторами данных видно, что под именем бурубайтальской свиты объединены две разновозрастные свиты, не имеющие между собой ничего общего. Более подробно этот разрез с учетом последних данных расчленен С. Г. Токмачевой и Л. Н. Палец — см. статью в данном сборнике (прим. ред.).

Стратиграфически выше на породы бурубайтальской свиты несогласно налегает сыртыумская свита. Эти соотношения установлены вблизи горы Ащисай и юго-восточнее гор Кызказган-Биик. Свита сложена туфами, туфолавами основного и среднего состава, диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами, базальтовыми и андезитовыми порфиритами. В подчиненном количестве андезито-дацитовыми, дацитовыми порфиритами, кератофирами, линзами и прослоями доломитизированных известняков, доломитов, яшм, конгломератов, туфоконгломератов, гравелитов, песчаников. Мощность свиты 900 м.

Органических остатков в отложениях свиты не обнаружено.

В юго-западной части Прибалхашской зоны в пределах Бурунтауского поднятия, разрез палеозоя начинается орумбайской свитой. В центральных частях зоны разрез весьма близок к описанному выше разрезу Чуйской зоны.

Орумбайская свита распространена вдоль р. Орумбай и руч. Кызыл-Эспе, в 25 км западнее залива Каракамыс. Свита представлена дацитовыми порфиритами, туфами андезитовых порфиритов, агломератовыми туфами, диабазовыми порфиритами, диабазами, андезитовыми порфиритами, базальтовыми порфиритами, рассланцованными мелкообломочными туфами и туфолавами кварцевых порфиров, кварцевыми порфирами, порфириоидами, порфиритоидами разнообразными сланцами по эффузивным породам, песчаникам, известнякам с плохо сохранившимися остатками криноидей (?) и цистоидей. Первые находки органических остатков принадлежат В. И. Рыцку, В. С. Зайкановой, повторные сборы В. И. Яговкина³. Мощность свиты около 2000 м.

По характерному литологическому составу и стратиграфическому положению орумбайскую свиту, по-видимому, можно сопоставлять с копинской свитой гор Кендыктас. Орумбайская свита перекрывается терригенной теренкульской свитой, состав и мощность которой примерно такие же, как и в описанном выше разрезе урочища Теренкуль.

Стратиграфическая последовательность древних толщ, установленная на остальной части площади Прибалхашской зоны⁴, во многом напоминает стратиграфическую последовательность Чуйско-Кендыктасской и Бетпакдала-Чунлийской зон (табл.). Сулуманакская (сланцевая) свита Прибалхашской зоны сопоставлена с таксажрганской свитой Чуйско-Кендыктасской зоны. Аналогом таскоралинской свиты, вероятно, можно считать акбастаусскую свиту. Алтынсынганскую свиту Прибалхашской зоны следует, по-видимому, параллелизовать с копинской свитой Чуйско-Кендыктасской зоны и Джалаир-Найманской подзоны, а также с орумбайской свитой Бурунтауского поднятия. Большое сходство обнаруживается при сравнении аксуранской и низов булакайрыкской свит. Они имеют сходный литологический состав и содержат одинаковые комплексы трилобитов. Обе эти свиты трансгрессивно залегают на подстилающих образованиях метаморфического комплекса.

³ Судя по приводимой характеристике, к орумбайской свите авторы относят разные члены разреза. В собственно орумбайской свите известняков нет, как нет и реи и доказанных органических остатков (прим. ред.).

⁴ См. доклад В. Д. Вознесенского в этом же сборнике.

В. Я. КОШКИН

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ СПИЛИТО-ЯШМОВОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

В центральной части Северного Прибалхашья параллельно оз. Балхаш располагается крупный Северо-Балхашский антиклинорий, сложенный мощной серией спилитов, диабазов, яшм и терригенных пород. С ранним комплексом спилито-диабазовых вулканитов ассоциируют габбро-перидотитовые интрузивные породы. Основание спилито-яшмовой серии не обнажается. В ее составе выделяются три свиты: 1) итмурундинская — преимущественно спилито-диабазовая с габбро-перидотитовым интрузивным комплексом; 2) казыкская — преимущественно яшмовая; 3) тюретайская — спилито-яшмовая.

Во всех свитах присутствуют терригенные, нередко грубообломочные породы. Перечисленные свиты образуют единую тектоническую структуру, но между итмурундинской и казыкской свитами повсеместно устанавливается разрыв, и в базальных конгломератах казыкской свиты присутствуют обломки всех разновидностей пород итмурундинской свиты, в том числе и габбро-перидотитовых интрузивов.

Морфологически Северо-Балхашский антиклинорий представляет собой субширотную тектоническую структуру, узкую на востоке и сильно расширяющуюся на западе с образованием двух ветвей: Казыкской — северо-западного простирания и Итмурундинской — запад-северо-западного. В западной части, где ширина антиклинория достигает 40—50 км, отчетливо видны складки спилито-яшмового комплекса, линейной и челнокообразной формы. Размеры складок первого порядка меняются от 20 до 70 км в длину при ширине в 5—15 км.

Складки предельно сжатые, усложненные разрывами и мелкой складчатостью высших порядков. Четкость складчатой структуры позволяет однозначно устанавливать взаимоотношения слагающих ее свит. Тектоническая структура спилито-яшмового комплекса Северо-Балхашского антиклинория была создана до верхнего ордовика, а с нашей точки зрения, в конце кембрия — начале ордовика. Перед поздним ордовиком мощные тектонические движения привели к обрушению центральных частей кембрийского антиклинория и заложению по его северному обрамлению Северо-Балхашского прогиба, в котором отложились мощные серии верхнеордовикских, силурийских и девонских осадков.

Вследствие обрушения центральной части кембрийского антиклинория и его северного крыла сохранялось только южное крыло последнего, которое и послужило основой антиклинорной структуры в сред-

нем и отчасти позднем палеозое, в этих же границах он представлен и ныне. При дальнейшем изложении, говоря о северном крыле Северо-Балхашского антиклинория, мы будем иметь в виду его посленнерсионную структуру. По северному крылу Северо-Балхашского антиклинория на древнейшую из слагающих его свит — итмурундинскую, резко несогласно на западе ложится джаманшурукская свита верхнего ордовика, восточнее верхний ордовик размыт (или не отлагался), и на итмурундинской свите лежит силур.

Иного характера взаимоотношения спилито-яшмовых толщ с перекрывающим их силуром (ордовика здесь нет) известны по южному крылу антиклинория. Здесь силурийские отложения протягиваются параллельно погружающемуся к югу южному крылу антиклинория.

Такое положение спилито-яшмового комплекса в геологических структурах Северного Прибалхашья.

Вопрос о возрасте спилито-яшмового комплекса является одной из самых спорных проблем в геологии Северного Прибалхашья.

В настоящее время существует три точки зрения:

1. Итмурундинская свита — докембрий; казыкская и тюретайская — кембрий (Антонюк и др., 1967, 1968).

2. Спилито-яшмовый комплекс является формацией начального этапа развития геосинклинали; время его образования охватывает весь ордовик. Флишодная формация силура постепенно сменяет спилито-яшмовый комплекс, образуя в целом непрерывный согласный ряд формаций. Складчатая структура была создана уже после силура, и она единая как для спилито-яшмовой серии, так и для силуро-девонских отложений. На этой точке зрения стоит группа геологов ВСЕГЕИ (Н. А. Афоничев, Н. А. Пупышев).

3. Третью точку зрения выражает автор данной статьи и геологи ЮКГУ, проводившие в Северном Прибалхашье детальные геологические съемки (А. В. Киселев, А. В. Смирнов, А. К. Мясников). Спилито-яшмовый комплекс отнесен к кембрию, отвечает всей системе. Итмурундинская свита принадлежит нижнему кембрию — нижней части среднего кембрия; казыкская к среднему — верхнему кембрию; тюретайская — к верхнему кембрию.

Кембрийский спилито-яшмовый комплекс рассматривается как начальный этап развития палеозойской геосинклинали, возникшей при раздроблении эпифрейфской платформы. Сторонники первой точки зрения развивают положения Р. А. Борукаева о принадлежности спилито-яшмовых комплексов с габбро-перидотитовыми интрузиями к докембрию. В последние пять-шесть лет это, казалось бы, нашло подтверждение в находках онколитов рифейского возраста как в Северном Прибалхашье (итмурундинская свита), так и в других частях Центрального Казахстана.

Сторонники молодого — ордовикского возраста основываются на уже упомянутой параллельности силурийских тектонических структур и спилито-яшмового комплекса по южному крылу антиклинория. В ряде мест они видят не только параллельность тектонических структур этих комплексов, но говорят о постепенности перехода между ними, проявляющейся в переслаивании спилитов и яшм с песчаниками на границе тюретайской свиты и силура.

Каковы же аргументы автора статьи о кембрийском возрасте спилито-яшмовых толщ, о существовании салаирской фазы тектогенеза, когда была создана основная складчатая структура этого комплекса.

Прежде всего, факт обрушения осевой части антиклинория не вы-

зывает сомнений. С существованием резкого несогласия согласен и Н. А. Афоничев, им, правда, это расценивается как сравнительно второстепенное явление, встречающееся в частных поднятиях. Однако детальные геологические съемки, специальное изучение тектонических структур, литолого-фациальных особенностей силурийских отложений в зонах Северо-Балхашского антиклинория, свидетельствует о грандиозных масштабах инверсии геотектонической структуры. Расположение вулканических зон позднего ордовика (джаманшурукской свиты) свидетельствует о глубоких разломах в краевых частях области обрушения.

Рассматривая все Северное Прибалхашье, мы убеждаемся, что сохранившаяся часть салаирского Северо-Балхашского антиклинория несравненно меньше области позднеордовикского — силурийского погружения, и процесс разрушения древнего антиклинория является ведущим явлением, а не второстепенным, частным, как это считает Н. А. Афоничев. Далее, Н. А. Афоничев (1967) главное доказательство тесной связи спилито-яшмового комплекса и сулура видит в параллельности тектонических структур южного крыла антиклинория. Известную параллельность отрицать нельзя и она действительно на первых порах создает впечатление согласного залегания зеленоцветной терригенной силурийской толщи на спилито-яшмовых породах. Такое же впечатление возникло и у автора статьи при первом составлении среднemasштабной геологической карты в 1952—1954 гг. Но уже при проведении специальных редакционных работ в 1955 г. было установлено несогласное залегание сулура на спилито-яшмовом комплексе. В последующие годы работами как автора доклада, так и другими исследователями были получены дополнительные материалы, подтверждающие несогласное залегание сулура. Устанавливается, что это несогласие своеобразно и в какой-то мере не укладывается в рамки стандартных представлений о формах проявления несогласий.

Южное крыло Северо-Балхашского салаирского антиклинория к началу силурийского осадконакопления представляло собой район грядового тектонического рельефа (что повторяется и сейчас) с узкими крутосклонными яшмовыми грядами, разделенными понижениями, сложенными легко размываемыми спилитами. При ингрессии силурийского моря в своеобразный шхеровый бассейн возникли зоны осадконакопления, следующие параллельно яшмовым грядам как надводным, так и подводным.

Детальное изучение многочисленных обнажений показывает, что общая параллельность гряд и осадков сопровождалась проникновением последних по расселинам и трещинам внутри яшмовых выступов. Часто видно как силурийские отложения, долгое время следующие параллельно яшмовой гряде, резко с торца замыкают ее, по перпендикулярной или диагональной трещине различной величины пересекают яшмовую гряду. Во многих случаях в скальных обнажениях наблюдается заполнение силурийскими осадками глубоких и узких параллельных расселин, давших начало нептуническим дайкам. Нередко вместе с аллохтошным осадочным материалом накапливаются угловатые куски яшм со стенок трещин и расселин, отторженцы подводного скалистого рельефа. Следует учитывать, что крутизна склонов подводного рельефа может быть гораздо больше, чем наземного. В конечном счете, по мере накопления силурийских осадков, весь грядовый подводный рельеф был захоронен. Позднейшие тектонические поднятия осевой части Северо-Балхашского антиклинория и его размыв позволяют наблюдать различные глубины среза силурийских отложений от сплош-

ного поля развития силурийских отложений в зоне перехода к Северо-Джунгарскому синклинорию и постепенное увеличение грядовых выступов яшм среди пород силура по мере продвижения в центральную часть антиклинория.

Необходимо подчеркнуть, что граница полей распространения силурийских отложений и спилито-яшмовых пород чрезвычайно непостоянна; при согласном залегании силур должен бы был ложиться на верхние горизонты тюретайской свиты. Выходы же зеленоцветных песчаников силура граничат с различными породами, от самых верхов тюретайской свиты до ее нижних горизонтов и вплоть до казыкской свиты. В редких случаях можно видеть налегание силура на разные свиты спилито-яшмового комплекса. Так, севернее месторождения Тесиктас среди обширного поля силурийских отложений, которые по северо-восточному и юго-западному бортам антиклинория протягиваются параллельно тюретайской свите, имеется выступ яшм и диабазов казыкской и тюретайской свит, размером $1,5 \text{ км} \times 6 \text{ км}$. Здесь видны сочетания частных «залювов» песчаников между яшмовыми грядами и одновременно тупое торцовое облежание однообразными песчаниками силура слоистой яшмово-диабазовой толщи. Более того, по простиранию к северо-западу силурийские песчаники того же поля по сложному контакту ложатся непосредственно на спилиты, яшмы и гипербазиты итмурундинской свиты.

Таким образом, изучение взаимоотношений силурийских флишондных зеленоцветных пород со спилито-яшмовым комплексом, несомненно, свидетельствует о крупном несогласии между ними.

Другой довод о несогласии, перерыве между спилито-яшмовым комплексом и силуром южного крыла антиклинория основан на отсутствии между этими стратиграфическими комплексами верхнеордовикской джаманшурукской свиты. По северному и западному краям Казыкской ветви Северо-Балхашского антиклинория на итмурундинской свите с резким угловым несогласием залегает джаманшурукская свита, содержащая остатки многочисленных трилобитов, брахиопод, кораллов, криноидей верхнего ордовика. Эта свита является первой в ряду отложений Северо-Балхашского прогиба. Мощность свиты 2000 м. Свита сложена песчаниками, конгломератами, известняками, туфами кислого состава. По границе с антиклинорием установлено несколько вулканических аппаратов, масса субвулканических тел кислого и среднего состава. На джаманшурукской свите с размывом залегают породы лландоверийского яруса силура.

На южном крыле антиклинория джаманшурукской свиты нет, и силурийские отложения (с фауной лландовери в основании) ложатся непосредственно на спилито-яшмовый комплекс. Попытка некоторых авторов считать тюретайскую свиту фаціальным аналогом джаманшурукской свиты в другой зоне не выдерживает никакой критики. Минимальное расстояние между выходами тюретайской и джаманшурукской свит составляет два километра, а состав и тип отложений не имеет ничего сходного. Первая свита сложена спилитами и яшмами, вторая — липаритами, туфитами, кислыми субвулканическими породами, песчаниками, известняками. Таким образом, даже один факт отсутствия джаманшурукской свиты по южному крылу антиклинория свидетельствует о перерыве и несогласном залегании силура на спилито-яшмовом комплексе. Остается, однако, нерешенным до конца вопрос о величине перерыва между джаманшурукской свитой верхнего ордовика и нижележащим спилито-яшмовым комплексом. Большинство исследователей сходятся на том, что в ранне- и среднеордовикскую эпохи спилито-яш-

мовые толщи не накапливались, так как нигде в достоверно ордовикских отложениях не известны подобные формации.

Кембрийские породы Бошекульского района, возраст которых достаточно твердо определен по обильной ископаемой фауне, весьма сходны по составу с толщами спилитов и яшм Северо-Балхашского антиклинория. Еще более сходны со спилито-яшмовым комплексом Северного Прибалхашья ерементауская и акдымская серии Ерементау, до последнего времени безоговорочно причислявшиеся к докембрию. Однако в последние годы в Майкаин-Экибастузском антиклинории, в горах Ерементау, в Чингизском мегантиклинории в ерементауской и акдымской сериях были обнаружены остатки фауны нижнего, среднего и верхнего кембрия. Попытки сторонников докембрийского возраста спилито-яшмовых комплексов представить места сборов фауны как находящиеся в тектонических блоках среди более молодых пород не убедительны.

В последнее время в казыкской свите обнаружены органические остатки кембрийского типа. По устному сообщению Н. А. Афоничева, А. В. Заичкиной в 1967 г. в яшмах казыкской свиты найдены беззамковые брахиоподы, которые, несмотря на плохую сохранность, В. Ю. Горянский определил как формы, характерные для верхнего кембрия — нижнего ордовика. Б. Б. Назаров¹ утверждает, что изученные им радиолярии из яшм итмурундинской и казыкской свит также указывают на принадлежность их к кембрию. Здесь встречен тот же комплекс, что и в кембрийских отложениях Чингиза, где возраст отложений установлен по составу трилобитов и археоцеат. Таким образом, подавляющая часть фактов свидетельствует о кембрийском возрасте спилито-яшмового комплекса Северного Прибалхашья.

Все более явно вырисовывается огромная кембрийская эвгеосинклиналь с мощным инициальным магматизмом. Кембрийская эвгеосинклиналь расположена к северу и востоку от крупных докембрийских глыб — остатков раздробленной эпирифейской платформы (Кокчетавская и Атасу-Джунгарская глыбы). Область Северо-Балхашского антиклинория, для которой характерны спилито-яшмовые породы, была южной зоной кембрийской эвгеосинклинали, окаймлявшей с севера Атасу-Джунгарскую глыбу с миогеосинклинальным типом разреза кембрия.

Кембрийская эвгеосинклиналь представляла начальный этап развития палеозойской геосинклинали Центрального Казахстана, возникшей в местах наиболее глубокого дробления и распада эпирифейской платформы. Для Северного Прибалхашья важнейшую роль имела салаирская фаза тектогенеза, приведшая к временной стабилизации этой области в раннем и среднем ордовике. Новая тектоническая активизация в начале позднего ордовика привела к дроблению и обрушению сводовых частей салаирских антиклинорий и заложению прогибов позднекаледонского этапа развития.

¹ Статья в настоящем сборнике.

Н. А. АФОНИЧЕВ

ДРЕВНИЕ ТОЛЩИ СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ И ДЖУНГАРИИ (тезисы)

Вопрос о возрасте древних толщ Северного Прибалхашья и Джунгарии чрезвычайно важен для понимания геологического строения и развития этих регионов. В то же время он очень сложен и не решен однозначно до настоящего времени.

В Северном Прибалхашье к древним толщам относятся вулканогенно-осадочные отложения, именуемые уртынджалским комплексом. В. Я. Кошкин расчленил их на три свиты. Итмурундинская свита включает спилиты, диабазы, андезиты, кератофиры, яшмы, кремнистые алевролиты, песчаники, гравелиты, известняки. Мощность ее около 3900 м. Казыкская свита сложена яшмами, кремнистыми алевролитами, песчаниками, гравелитами, диабазами. Мощность 2000 м. Тюретайская свита — диабазы, спилиты, яшмы, кремнистые алевролиты, гравелиты, песчаники, — мощностью 900 м. В. Я. Кошкин относит эти отложения к кембрию, а Р. М. Антонюк и некоторые другие геологи — к верхнему рифею. Названные исследователи усматривают резкое несогласие между породами уртынджалского комплекса и вышележащими силурийскими песчано-сланцевыми отложениями. Они считают, что древние толщи Северного Прибалхашья являются складчатым основанием (фундаментом), на котором с раннего силура или с позднего ордовика закладывается среднепалеозойская Джунгаро-Балхашская геосинклиналь.

За последние годы при составлении сводной геологической карты Северного Прибалхашья и Джунгарии, естественно, вновь возник вопрос о возрасте древних толщ. С этой целью нами была проведена детальная геологическая съемка в пределах Итмурундинской и Казыкской антиклиналей, изучены взаимоотношения, внутреннее строение и характер складчатости выделяемых В. Я. Кошкиным стратиграфических подразделений. Собранный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. В антиклинальных складках, где в ядрах выходят древние толщи, всюду устанавливается согласное и последовательное залегание итмурундинской, казыкской, тюретайской свит и песчано-сланцевой толщи нижнего силура. Последняя всегда ложится только на породы тюретайской свиты. Между толщами и свитами отмечаются маломощные конгломераты и гравелиты, состоящие из обломков и плохо окатанных галек яшм, кремнисто-глинистых алевролитов, песчаников, свидетельствующие о незначительных внутриформационных перерывах и

размывах. Аналогичные внутриформационные конгломераты имеют место и внутри толщ. Таким образом, здесь устанавливается относительно непрерывное накопление так называемых «древних» толщ и песчано-сланцевых отложений нижнего силура.

2. Тюретайскую свиту следует рассматривать как переходную свиту между нижней — яшмо-диабазовой частью разреза — и верхней — существенно осадочной — силурийской.

По простиранию часть основных эффузивов этой свиты замещается яшмами и кремнистыми алевролитами, и в этом случае она по составу не отличается от нижележащей казыкской (яшмовой) свиты, другая часть свиты по простиранию часто замещается полимиктовыми песчаниками, где яшмы и диабазы имеют резко подчиненное значение. В подобных разрезах тюретайская свита по составу неотличима от вышележащей нижнесилурийской песчано-сланцевой толщи, где также имеются линзы яшм¹.

3. Породы итмурундинской, казыкской, тюретайской свит и отложения силура залегают в едином структурном плане и слагают единую складчатую структуру. Они смяты в систему линейных напряженных складок с характерными флексуобразными пережимами на крыльях и крутыми шарнирами.

4. По нашим представлениям, тюретайскую свиту следует относить к верхнему ордовику, поскольку она согласно перекрывается нижнесилурийскими отложениями. Нижележащая казыкская свита может принадлежать среднему — верхнему ордовику, а итмурундинская свита — к верхнему кембрию — нижнему ордовику. Итмурундинская свита хорошо сопоставляется с карамурунской свитой Тектурмаса и Атасуйского района, которая сложена также спилитами, диабазами, яшмами, известняками и песчаниками. В Атасуйском антиклинории карамурунская свита подстилается каратасской свитой, содержащей, по данным Н. А. Пупышева, остатки беззачемковых брахиопод верхнего кембрия — нижнего ордовика. Многочисленные радиоларии, собранные Н. А. Пупышевым в древних толщах Северного Прибалхашья, также указывает на ордовикский возраст пород яшмо-диабазового комплекса. Таким образом, в Северном Прибалхашье устанавливается тесная связь пород уртынджальского комплекса с нижнесилурийскими отложениями, охарактеризованными ископаемыми остатками. Здесь выделяется яшмо-спилито-диабазовая и зеленоцветная кремнисто-песчано-сланцевая формации. Они отражают единый этап осадконакопления, характеризующий раннюю стадию развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Все это указывает на то, что в Северном Прибалхашье и Северной Джунгарии в раннем палеозое (в ордовике, а может быть и ранее) заложилась внутренняя первичная геосинклиналь (эвгеосинклиналь) с типичным начальным магматизмом. Поэтому яшмо-спилито-диабазовая формация является неотъемлемой частью формационного ряда Джунгаро-Балхашской складчатой системы.

В отличие от Северного Прибалхашья, в Джунгарии древние толщи имеют совершенно иной вещественный состав. Здесь снизу вверх по разрезу выделяются следующие свиты. Сарычабынская свита сложена кварцитами, кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморами (2500 м). Сууктубинская свита — известняки, доломиты, сланцы, песчаники, кварциты (1500 м). Текелийская свита состоит из углисто-кар-

¹ Нижнесилурийские граптолиты впервые были найдены Р. М. Антонюком в песчано-сланцевой толще, содержащей линзы яшм и прослой кремнистых алевролитов. До находки ископаемых остатков эта часть разреза также относилась к докембрийским образованиям (к тюретайской свите).

бонатных, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, известняков, песчаников (1800 м). Желандинская свита сложена известняками с остатками верхнеордовикских кораллов. Все свиты имеют согласные контакты и почти лишены органических остатков. Сарычабынская отнесена к кембрию, сууктюбинская — к нижнему—среднему, текелійская — к среднему, желандинская — к верхнему ордовику. Породы сарычабынской свиты до последнего времени нами относились к докембрию. На смежной зарубежной территории эти толщи и сейчас рассматриваются как докембрийские. Аналогичные по составу образования имеют место в Атасу-Моинтинском районе (байэпшинская, капальская, басагинская и чажогайская свиты).

Сходство условий седиментации, миогеосинклинальный характер отложений, обилие кварцево-песчаных и карбонатных пород, наличие углисто-кремнистых образований, развитие доломитов указывают на близкий характер геологического развития в раннепалеозойское время южной части Джунгарского Алатау, Западного и Северо-Западного Прибалхашья, позволяя выделить раннепалеозойский относительно устойчивый Атасу-Джунгарский блок, испытывавший медленное погружение, и имеющий свой специфический формационный ряд.

В Джунгарии древние толщи являются складчатым основанием, на котором с раннего девона формируются наложенные флишевые прогибы. Нижнедевонские отложения здесь резко несогласно, имея базальные конгломераты, залегают на сарычабынской, сууктюбинской и текелійской свитах.

ПРОБЛЕМА НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ КЕМБРИЯ В КАЗАХСТАНЕ

Н. К. ИВШИН

НОВЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ФАУНИСТИЧЕСКИЕ ДААННЫЕ ПО РАННЕМУ КЕМБРИЮ И ПОЗДНЕМУ ДОКЕМБРИЮ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА (тезисы)

1. Большинство корреляционных схем северо-запада, северо-востока Центрального Казахстана и области хребта Чингиз до последнего времени исходило из следующего расчленения протерозоя и раннего кембрия (снизу вверх).

Нижний протерозой — ефимовская свита хлорит-серпичитовых сланцев, порфиритондов, амфиболитов и кокчетавская свита слюдяно-кварцитовых сланцев, кварцитов, доломитов.

Средний протерозой — акдымская кварцитовая серия.

Верхний протерозой (рифей, синний) — еремантауская известняково-кварцито-эффузивная серия, подразделяющаяся на тиесскую известняково-диабазовую и жельтаускую известняково-яшмово-кварцитовую свиты.

Нижний кембрий — телескольская тафоосадочная свита и бошекульская спилито-кератофировая серия, подразделяющаяся на джангабульскую спилитовую свиту, сложенную диабазовыми, андезитовыми лавами, их пирокластами, и ашикольскую кератофировую свиту.

Средний кембрий (амгинский ярус) — агырекская эффузивно-осадочная свита, содержащая трилобитов агырекского горизонта низов среднего кембрия (*Erbia sibirica* Sch m., *Olenoides calvus* L a z., *Ptarmigania*), и майданская туфо-терригенно-яшмовая свита с фауной верхов амгинского яруса (майданский горизонт) с *Dinesusida* - *Pseudanotosagina*.

2. Принималось, что агырекская свита резко несогласно залегает на бошекульской серии и тем самым как бы определяет раннекембрийский возраст последней. В своих последних работах Р. А. Борукаев (1965, 1966, 1967) доказывал, что бошекульская спилито-кератофировая серия отвечает всему нижнему кембрию. Все свиты и серии, лежащие стратиграфически ниже бошекульской вулканогенной серии, должны были, по Р. А. Борукаеву, относиться к докембрию — рифею, среднему и нижнему протерозою. Накопившийся за последние годы новый материал заставляет пересмотреть и дополнить приведенную выше стратиграфическую схему протерозоя — раннего кембрия.

3. При повторном изучении стратотипа бошекульской спилито-кератофировой серии в Бошекульском районе в течение 1962—1966 гг., проведенном П. И. Гречушкиным, В. К. Заравняевой, Н. К. Ившиным, Р. А. Копяткевичем было выяснено следующее.

Агырекская свита низов среднего кембрия не залегает и не может залегать несогласно на бошекульской серии, так как синхронные этой свите образования, содержащие ранне-среднекембрийскую фауну агырекского горизонта (*Erbia sibirica*, *Chondragraulos minussensis*, *Olenoides convexus*, *Chondranomocare* P o l e t., *Kootenia elongata*, *Triplagnostus*, *Regina Egorova*) слагают среднюю часть бошекульской серии и согласно подстилают ашикольскую свиту. Эта средняя часть стратотипического разреза, сложенная чередованием лав андезитовых порфиров, их пирокластов и мощных терригенных пачек, обособляется в жаркудукскую свиту андезитовых порфиров.

Джангабульская спилито-диабазовая свита (s. str.) слагает нижнюю треть стратотипического разреза, согласно подстилает жаркудукскую свиту и содержит, по сборам Н. К. Ившина, трилобитов обручевского горизонта верхов ленского яруса — *Edelschteinaspis* L e r m., *Bonnia* cf. *selecta* W a l c., *Bonnia* ex gr. *occipitalis* R a s e t t i, *Granularia obrutchevi* P o l e t., *Kooteniella* L e r m., *Erbia granulosa* L e r m., *Chondragraulos minussensis* L e r m.

4. Бошекульская спилито-кератофировая серия в Чингизе также расчленяется на три свиты, причем средняя — андезитовая свита и верхняя (трахито-кератофировая) фаунистически охарактеризованы.

5. В горах Агырек низы разреза джангабульской свиты охарактеризованы довольно богатым трилобито-археоциатовым комплексом обручевского горизонта верхов ленского яруса — *Edelschteinaspis* L e r m., *Erbia sibirica* (S c h m i d t), *Kooteniella* sp. и археоциаты *Achaecyathus* sp., *Teregocyathus* aff. *erbiensis* K r a s n., *Syringocyathus aspectabilis* V o l o g d., *Tegerocyathus diffenderes* K o n., *Teger. fungunus* K o n., *Tegerocyathus borovikovi* K o n., *Agyrekocyathus* gen. nov., *Kasachstapocyathus* gen. nov.

Выявлено, что контакт джангабульской свиты с фаунистически охарактеризованной терригенно-яшмовой агырекской свитой (*Olenoides*, *Platmigania*, *Corynexochus*, *Kootenia mutabilis* N. T c h e r n) здесь тектонический.

6. Таким образом, твердо установлено, что бошекульская спилито-кератофировая серия на северо-востоке Центрального Казахстана и в Чингизе соответствует верхней трети ленского яруса — нижней половине амгинского яруса (низы и средняя часть). Только низы серии (джангабульская спилито-диабазовая свита) относятся к самым верхам нижнего кембрия, а средняя часть (жаркудукская андезитовая свита в Бошекульском районе, синхронная ей агырекская терригенно-яшмовая свита в других районах) и верхняя часть серии (ашикольская свита кератофиров и трахидацитов) относятся к амгинскому ярусу среднего кембрия.

7. Становится очевидным, что нельзя больше исходить из старой стратиграфической схемы: и считать все «добошекульские» свиты рифейскими — среднепротерозойскими. Естественно предположить, что подстилающие бошекульскую серию телескольская свита и ерементауская серия относятся не к венду и рифею, а к нижнему кембрию. Новый фактический материал полностью подтверждает подобное решение вопроса.

8. Ерементауская серия (известняково-яшмово-кварцито-диабазовый комплекс) является наиболее устойчивым членом колонны древних

образований Центрального Казахстана. По онколитам возраст традиционно считался рифейским, но в настоящее время (впервые Т. М. Жаутиковым) в ереметауской серии Акчатауского антиклинория в хребте Чингиз обнаружен обширный и разнообразный комплекс археоциат. Фаунистически охарактеризована здесь самая верхняя пачка мощностью в 400 м, принадлежащая тиесской известняково-диабазовой свите и непосредственно подстилающая бурые и мясо-красные яшмо-кварциты желтауской свиты ереметауской серии. В пластах и линзах известняков, пересланяющихся с покровами диабазов, содержится фауна археоциат баканасского горизонта алданского яруса нижнего кембрия — *Enthmolinitus Zhur.*, *Enthm. aff. rozanovi Zhur.*, *Ваcatocyathus Vologdin*, *Ваcat. tunicatus Zhur.*, *Bicyathus Vologdin*, *Bicyat.*, ex gr. *ertaschkensis Vologd.*, *Paranacyathus subartus Zhur.*, *Protophareta Borneimann*, *Ajacityathus Bedford*, *Robustocyathus Zhuravleva*, *Loculicyathus Vologdinsicyathus sp.*, *Sphinctocyathus sp.* (определения Н. К. Ившина, А. Ю. Розанова, А. Г. Поспелова).

По данному комплексу баканасский горизонт Казахстана может быть сопоставлен с камешковским горизонтом алданского яруса Саяно-Алтайской геосинклинальной области. Учитывая стратиграфическую приуроченность баканасского фаунистического горизонта к середине разреза серии, нижнекембрийский (алданский) возраст ереметауской известняково-кварцито-диабазовой серии в Чингизе следует считать доказанным. Возраст онколитов из этой серии должен быть пересмотрен. Лежащая стратиграфически выше ереметауской, но ниже бошекульской серии, телескольская свита может быть отнесена к низам ленского яруса.

9. Сходные по вещественному составу, строению разрезов, стратиграфическому положению и составу комплексов онколитов и радиолярный образования ереметауской известняково-кварцито-диабазовой серии Аркалыкского, Майкани-Экибастузского, Бошекульского, Ереметауского, Ешкеольмесского антиклинориев и обрамления Кокчетавского массива всеми исследователями считались синхронными; они также должны быть отнесены к алданскому ярусу нижнего кембрия.

10. Граница между рифеем и нижним кембрием может быть намечена в подошве тиесской диабазовой свиты ереметауской серии Чингиз-Майканинского, Ешкеольмесского антиклинориев, по основанию известняково-эффузивной серии Кокчетавского массива, по подошве уртынжальской серии Атасуйского района, по базальным слоям ащисайской диабазовой свиты Бетпакадалы, по основанию яшмово-диабазовой серии Северо-Восточного Прибалхашья. На возможный кембрийский возраст ереметауской серии и синхронных ей свит ранее указывали Л. И. Боровиков и В. Ф. Беспалов. Таким образом, граница между поздним протерозоем и кембрием в Центральном Казахстане должна быть резко смещена вниз.

11. К верхнему протерозою, как указывалось уже Н. А. Штрейсом (1963), могут быть отнесены николюско-бурлукская свита филлитовидных сланцев, кокчетавская кварцито-сланцевая свита, ефимовская сланцево-порфиритоидно-амфиболитовая свита Северного и Северо-Восточного Казахстана и их аналоги в других районах Центрального Казахстана.

12. Акдымская кварцитовая серия традиционно относилась к среднему протерозою, но фактически имеет нижнепалеозойский — среднекембрийский возраст. На это указывают стратиграфическое положение (она располагается в интервале между джангабульской свитой нижнего кембрия и торткудукской свитой верхнего кембрия) и находки

Н. К. Двойченко фауны беззамковых брахиопод в пачках кварцитов средней части серии.

13. К настоящему времени в нижнем кембрии Центрального Казахстана известны только два разновозрастных фаунистических горизонта: баканасский середины алданского яруса и обручевский верховленского яруса. Ниже баканасского горизонта, если исходить из биостратиграфической шкалы алданского яруса Сибири, в разрезах Казахстана возможно выявление по крайней мере двух фаунистических комплексов, отвечающих биостратиграфически кундатскому и бадахскому комплексам Сибири. Поиски и установление этих самых древних фаунистических комплексов алданского яруса, а также выявление доподлинно рифейских микрофоссилий в более древних («доерементауских») отложениях — трудный, но, очевидно, наиболее верный путь к установлению границы между верхним протерозоем (рифеем) и кембрием в Казахстане.

А. А. АРУСТАМОВ, М. Н. КОРОЛЕВА, А. Р. ПОТЕХА, Л. Н. РАКОВА,
И. Л. ФИШМАН

ВЕНДСКИЕ И НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ АКЧАТАУСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ЧИНГИЗА

Геологическое изучение Чингизской складчатой области, проводившееся в последнее десятилетие, показало, что ядра Акчатауского, Чингизского и Аркалыкского антиклинориев сложены наиболее древними образованиями, вытянутыми в виде узких зон северо-западного направления. Они представлены вулканитами, которые Р. А. Борукаевым выделены в вулканогенную офиолитовую формацию и параллелизуются им с еремантауской осадочно-эффузивной серией Центрального Казахстана (Борукаев, 1962; Борукаев и др., 1964). До 1965 г. эти наиболее древние породы Чингиза почти всеми геологами картировались как докембрий.

Геологические работы, проводимые Восточно-Казахстанским геолуправлением (Жаутиков и др., 1968), показали, что офиолитовая формация, развитая в осевых зонах Чингизского, Акчатауского и Аркалыкского антиклинориев является, по-видимому, разновозрастной и относится к раннему кембрию (джангабульская свита). Этот вывод был сделан на основании того, что в одном тектоническом блоке в центральной части Акчатауского антиклинория (левобережье р. Курбаканас) Т. М. Жаутиковым обнаружены остатки археоциат, определенных А. Ю. Розановым и Н. К. Ившиным как принадлежащие алданскому ярусу.

Кроме того, на правом берегу р. Балкыбек в линзе известняка им же отмечено присутствие археоциат (?), однако списки их нигде не приводятся. Следовательно, находка археоциат в районе р. Курбаканас (руч. Бидайхатын) явилась первой в Казахстане, где алданский ярус был твердо установлен. Но по этим данным вряд ли можно было однозначно решить спорный вопрос о возрастной принадлежности вулканитов и яшм, развитых в пределах всей центральной части Акчатауского антиклинория, а тем более распространять полученные выводы на Чингизский и Аркалыкский антиклинории.

Нельзя не учитывать данные, полученные М. Б. Мычкиком, обнаружившим в 1966 г. в Акчатауской структурно-фацальной зоне в 2,5 км юго-восточнее родника Багтакон (северо-восточный склон хр. Акчатау) в глыбе известняка остатки онколитов, которые, по определению В. А. Журавлевой, представлены *Osagia tenuillamellata* Reittl и *O. columnata* Reittl. Эти микропроблематики указывают на среднери-

фейский возраст вмещающих их пород. Глыба известняка находится в базальных слоях нижнего ордовика, непосредственно перекрывающих «древние» образования хребта Акчатау. Сам факт находки среднерифейских онколитов, как отмечает М. Б. Мычник, даже в переотложенном виде, свидетельствует о том, что рифейские отложения в Чингизе существуют. По сообщению Р. М. Антоюка, в районе гор Шокпактас им также обнаружены органические остатки рифейского возраста, но уже в коренном залегании.

Таким образом, в ядерных частях антиклинальных зон Акчатауского антиклинория кроме фаунистически охарактеризованных пород нижнего кембрия, возможно, присутствуют и более древние образования.

В процессе изучения вулканогенных образований нижнего палеозоя геологами Казахского научно-исследовательского института минерального сырья был собран новый геологический и палеонтологический материал, который позволяет внести существенные дополнения в представления о границе кембрия и докембрия (Арустамов и др., 1969). Были составлены стратиграфические разрезы Акчатауского антиклинория (рис. 1), в которых одним из авторов статьи выделены осадочные и вулканогенные формации (Фишман, 1969).

Среди вулканогенных пород основного состава яшмово-базальтовой формации в бассейне р. Балкыбек в 0,7 км севернее точки Т. М. Жаутикова, А. В. Потехой были обнаружены остатки археоциат, губок, водорослей и хнолитов, которые, по заключению А. Г. Поспелова, характеризуют алданский ярус нижнего кембрия.

По данным Н. П. Мешковой (1965), подобные массовые скопления скелетных остатков (не содержащие трилобитов) выделяются в основании нижнего кембрия многих районов мира. В частности, они известны в Алтае-Саянской области, Сибири, Южной Австралии, Канаде и в некоторых других районах, но до сего времени не выделялись в Казахстане.

Северо-западнее названного участка в горах Кызыл-Кайын и юго-восточнее в горах Ушкарасакал, в отдельных тектонических блоках наблюдаются яшмоиды, силицилиты, пересланяющиеся с подчиненными покровами базальтов. В прослоях яшм этих разрезов обнаружены породообразующие радиолярии и спиккулы губок, которые, по заключению А. Г. Поспелова, могут относиться к верхнему протерозою или нижнему кембрию, а в одном случае к венду. Эти данные и громадная мощность отложений позволяют сделать вывод о существовании в изученном районе промежуточной толщи между докембрием и кембрием, сопоставляемой с вендским комплексом, сформировавшимся примерно в интервале 570—680 млн. лет (Соколов, 1964). Для рассматриваемой части Казахстана этот комплекс пород назван нами кызылкайынским (рис. 2). Наиболее древними породами этого комплекса являются яшмоиды и силицилиты, вскрытые в горах Кызыл-Кайын, Ушкарасакал и некоторых других участках.

В северной части гор Кызыл-Кайын обнажается мощная (2000 м) толща, состоящая почти целиком из яшм и силицитов с редкими прослоями спилитов. Эти породы протягиваются в северо-западном направлении и ограничены разломами. Они содержат местами многочисленные, плохо сохранившиеся породообразующие радиолярии: *Cenosphaera* sp., *Carposphaera* sp., *Cenellipsis* sp., *Liosphaera* sp., *Stylostarus* sp., спиккулы губок *Protospongia* sp. и проблематику — *Algotactis* sp. Эти ископаемые остатки, по мнению А. Г. Поспелова, характеризуют, вероятнее всего, докембрий — вендский комплекс.

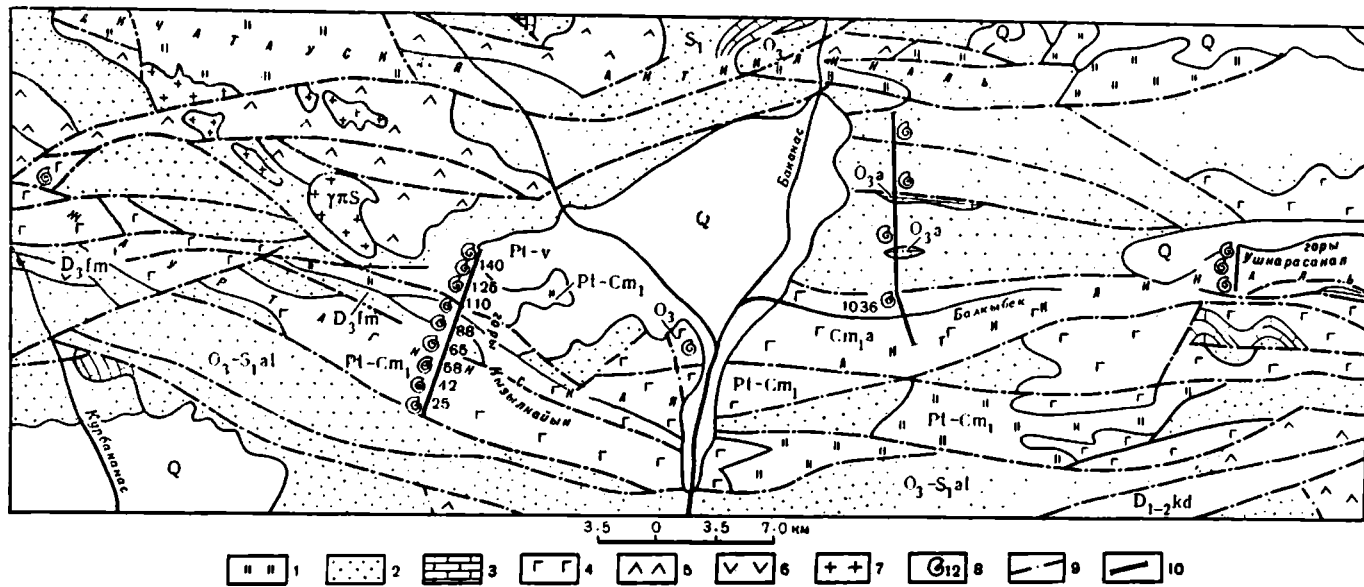


Рис. 1. Схема площадного распространения осадочных и вулканогенных формаций Акчатауского антиклинария: 1 — терригенно-кремнистая формация (яшмы, резе силлицилиты); 2 — существенно терригенные отложения; 3 — существенно карбонатные отложения; 4 — базальтовая формация; 5 — существенно терригенные отложения; 6 — существенно карбонатные отложения; 7 — интрузивные породы; 8 — палеонтологические остатки; 9 — разломы; 10 — положение описанных разрезов

Разрез яшмо-базальтовой формации в горах Ушкарасакал (см. рис. 2) сложен в основном силицилитами. Базальты и яшмы встречаются в подчиненном количестве. Изучение радиолярий из пород этого разреза показало, что здесь присутствует комплекс породообразующих радиолярий: *Liosphaeridae*, *Cenosphaera* sp., *Stylostarus*? sp. и спикулы губок *Protospongia* sp. По возрасту эти силицилиты, по-видимому, следует относить также к венду (?).

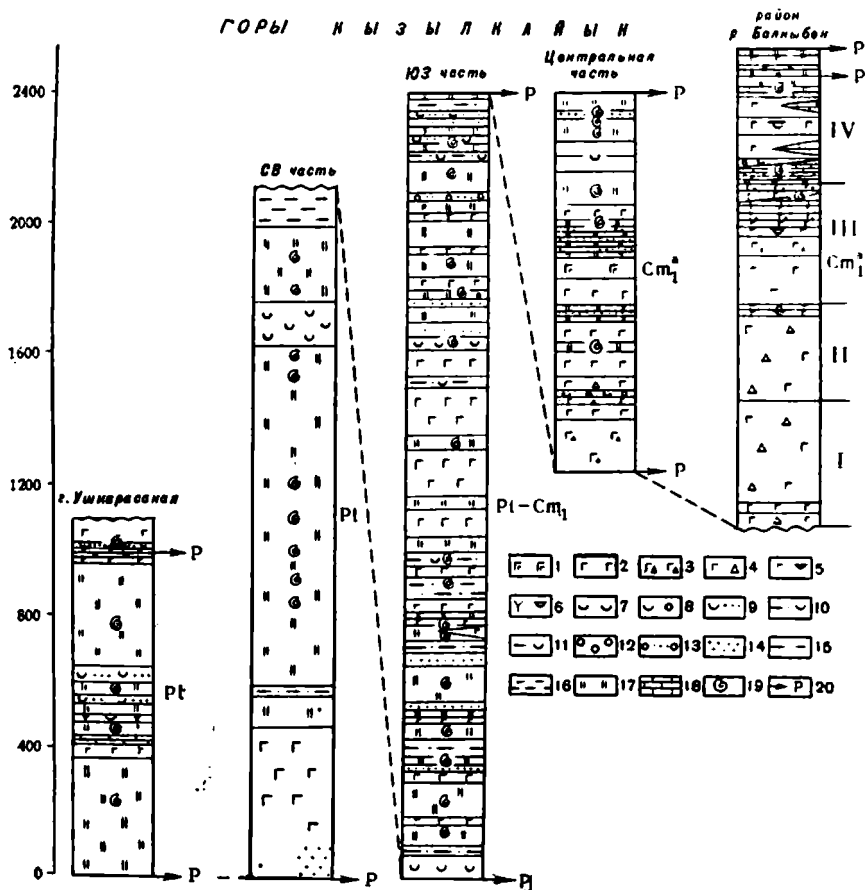


Рис. 2. Сопоставление разрезов верхнепротерозойских — нижнекембрийских образований южной части Акчатауского антиклинория: 1 — габбро; 2 — базальтовые порфириты; 3 — кластолавы базальтовых порфиритов; 4 — агломеративные туфы базальтовых порфиритов; 5 — лапиллиевые туфы базальтовых порфиритов; 6 — лапиллиевые кристалловитротуфы дацитовых порфириров; 7 — пепловые туфы; 8 — туфоконгломераты; 9 — туфопесчаники; 10 — туфоалевролиты; 11 — туфопелитолиты; 12 — конгломераты; 13 — конгломерат-песчаники; 14 — песчаники; 15 — алевролиты; 16 — аргиллиты; 17 — яшмы, силицилиты; 18 — известняки; 19 — остатки фауны; 20 — разломы

В юго-западной части гор Кызылкайын обнажается разрез, характеризующийся частым переслаиванием яшм и силицитов (36,8%), лав базальтового состава (36,4%) и бессистемно размещенных среди них маломощных пачек гонкообломочных осадочных пород (23,3%) и пепловых туфов (3,5%). Эти толщи протягиваются в северо-западном направлении, имеют крутое падение (60—90°) и отделены от северного

блока крупным разломом. Лавы слагают покровы мощностью в несколько метров или пачки мощностью до 250 м. Это базальтовые афириты темно-зеленого, зеленовато-черного цвета с вариолитовой и микродиабазовой структурами. Покровы лав многократно переслаиваются с близкими по мощностям пачками сургучно-красных или полосчатых яшм, светло-серых силицилитов. Среди последних резко преобладают яшмы. Они состоят из микрозернистой кремнистой массы с пылевидной вкрапленностью гидрогематита, количество которого колеблется в широких пределах; наблюдаются также «рогульки» вулканического стекла и чешуйки биотита.

Наиболее характерный признак описываемых пород — это постоянное присутствие породообразующих радиолярий, представленных *Liosphaera* sp., *Cenosphaera* sp., *Carposphaera* sp., *Senellipsis* sp., *Litharium* sp., *Xiphostylis* sp.?, иногда губок *Protospongia* и нитчатых водорослей, напоминающими *Epiphyton*. Радиолярии четко выделяются на темном фоне породы в виде светлых пятен, так как содержат значительно меньшее количество включений гидрогематита, но некоторые из них, наоборот, резко обогащены железистым веществом и имеют светлую внешнюю оторочку; встречаются экземпляры и с концентрическим строением.

Отдельные прослои яшм имеют псевдобрекчиевую структуру — остроугольные обломки погружены в цементирующую микрозернистую кремнистую массу, неотличимую от основной массы обломков. В некоторых случаях цемент отличается от раздробленной породы по содержанию гематита и тогда брекчиевидность устанавливается легко. По-видимому, дробление пород происходило в диагенетическую стадию их формирования.

Терригенные породы представлены исключительно тонкообломочными разностями — песчаниками, алевролитами и аргиллитами, преимущественно серовато-бурой окраски, обусловленной присутствием большого количества бурых обломков и наличием лимонита в цементе. Текстура массивная и лишь изредка встречается параллельная слоистость с мощностью прослоев в первые сантиметры. Сортировка и окатанность плохая. Чаше наблюдаются прослои мощностью от 10 до 40 м; они обычно ассоциируют с яшмами. В терригенных пачках очень часто нижние горизонты сложены более грубозернистыми песчаниками, средние — алевролитами, переходящими выше в аргиллиты.

Рассматриваемые породы сложены обломочным материалом, на 80—90% состоящим из продуктов разрушения вулканогенных пород дацитового и андезито-дацитового состава. Во всех разновидностях пород постоянно присутствуют обломки кристаллов плагиоклаза, кварца, пироксена, амфибола, магнетита.

Изложенные выше особенности строения и состава терригенных пород, заставляют предполагать формирование их за счет мутьевых потоков, способных выносить большие объемы обломочного материала в отдельные участки бассейна. С упомянутым способом переноса и отложения осадков хорошо согласуются такие важные признаки осадочных пород, как плохая сортировка и плохая окатанность, преобладание массивных текстур и смешанных типов пород. Подобное переслаивание лав базальтового состава с кремнистыми породами наблюдается также и южнее р. Балкыбек.

Стратиграфически выше мы помещаем разрез, который отличается от предыдущих развитием пироксен-плагиоклазовых базальтовых порфиритов, их туфов и кластолав. Он отделен от юго-западного блока крупным разломом и контактирует с верхнедевонскими образованиями.

В нижней части этого разреза в яшмовых прослоях присутствуют частью породообразующие радиолярии: *Cenosphaera* sp., *Cenellipsis* sp., *Carposphaera* sp., *Rhodosphaera* sp., представители рода *Liosphaeridae*, а вверху разреза в прослое песчаника имеются водоросли: *Grivanelia* sp., *Epiphyton* sp., *Osagia irregularis* Reittl., *Globulella* sp. и археоциаты *Archaeolynthus* sp. nov. (определения А. Г. Поспелова). Эти породы, по-видимому, следует считать уже нижекембрийскими и проводить границу с вендскими образованиями по появлению порфиритов, кластолав, агломератовых туфов, туфоконгломератов.

Фаунистически наиболее полно охарактеризован разрез бассейна р. Балкыбек. Здесь серия моноклинально падающих на северо-восток под углом 60—70° вулканогенных пород образует горст-антиклиналь, отделенную от более молодых образований долгоживущими крупными разрывными нарушениями.

Главенствующая роль в нижней части этого разреза принадлежит вулканогенным породам основного состава (94%) и только в верхах разреза появляются линзы, прослой известняков и туфоконгломератов небольшой мощности (6%). По литолого-петрографическим особенностям весь видимый разрез разделен на четыре пачки (снизу вверх):

- | | |
|--|-------|
| 1. Темно-зеленые агломератовые туфы плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтовых порфиритов | 375 м |
| 2. Темно-зеленые, часто с буроватыми оттенками агломератовые туфы базальтовых порфиритов | 290 м |
| 3. Буровато-серые и темно-серые миндалекаменные плагиоклазовые, оливин-плагиоклазовые и оливин-пироксен-плагиоклазовые базальтовые порфириты с единичными горизонтальными туфами того же состава | 380 м |
| 4. Темно-серые базальтовые афириты с прослоями туфов, туфоконгломератов, силлимитов, известняков со скелетными остатками археоциат, водорослей, губок и хиолитов | 400 м |

Лавы составляют 41% рассматриваемого разреза. Выделяемые горизонты эффузивов сложены серией наслоенных друг на друга мало-мощных, обычно не более 10 м, потоков, отделяемых друг от друга пачками брекчневых лав, кластолав, реже прослоями туфов, туфоконгломератов и известняков. В кровле протоков развиты буровато-коричневые кластолавы миндалекаменных микропорфиритов с гематизированным стекловатым базисом, смещающиеся ниже темно-серыми миндалекаменными плагиоклазовыми базальтами с интерсертальной основной массой. В центральной части потока увеличивается степень раскристаллизации, здесь появляются миндалекаменные микронабазы. Верхняя часть потоков характеризуется миндалекаменным строением, меньшей раскристаллизацией, альбитизацией и гематитизацией.

По структурно-текстурным признакам лавы подразделяются на базальтовые порфириты, базальтовые афириты и кластолавы.

В верхней части разреза в известняке (четвертая пачка) содержатся остатки археоциат *Ajacyathus* sp., *Dokidocyathus* sp., *Loculocyathus* sp.; *Robustocyathus* sp., *Bicyathus* sp., *Protopharetra* sp., *Flindersicyathus* sp., *Sphinctocyathus* (?) sp. В массовом количестве встречаются водоросли *Renalcis* cf. *jacuticus* Korde, *R.* cf. *seriata* Korde, *Epiphyton evolutum* Korde, *E. confractum* Korde, *E. furcatum* Korde, *E. pseudoflexuosum* Korde, *Razumovskia* sp., *Confervites* sp., а также губки (*Chancelloria* cf. *aldanica* Zhur. et Korde) и хиолиты. По заключению изучавшего эту коллекцию А. Г. Поспелова, породы, содержащие перечисленные остатки, относятся к алданскому ярусу нижнего кембрия. По-видимому, балкыбекский разрез как литологиче-

ски, так и отчасти и по скелетным остаткам может быть сопоставлен с разрезом центральной части гор Кызыл-Кайын.

Из рассмотрения приведенных материалов должны быть сделаны следующие выводы: 1) в восточной части Казахстана впервые выделен комплекс пород, названный нами кызылкайынским; он залегает на рубеже протерозоя и нижней части алданского яруса, под так называемыми «бестрилобитовыми слоями»; 2) имеющийся в нашем распоряжении материал показывает, что до тех пор, пока детально не изучены разрезы древних толщ (докембрий и нижний кембрий) в Акчатауском, Чингизском и Аркалыкском поднятиях, их нельзя считать одновозрастными и относить целиком к нижнему кембрию; 3) бассейн р. Балкыбек пока почти единственное место в Казахстане, где образования алданского яруса подтверждены обильным комплексом органических остатков (археоциаты, губки, водоросли, хиолиты). Эти слои следует называть балкыбекскими, а разрез считать опорным; 4) изученные скелетные остатки породообразующих радиолярий и спикул губок из разрезов гор Кызыл-Кайын и Ушкарасакал также имеют важное значение для характеристики яшм и силицилитов этой части Казахстана; 5) установлено, что широкая полоса яшмо-базальтовой формации, выходящая в ядре Жауртагинской горст-антиклинали, сложена породами как алданского, так, по-видимому, и более древнего — вендского — возраста; 6) по стратиграфическому положению и органическим остаткам кызылкайынскую яшмово-базальтовую формацию следует сопоставлять с юдомским комплексом Сибири.

Б. Б. НАЗАРОВ

РАДИОЛЯРИИ ДРЕВНИХ КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЗАХСТАНА

До настоящего времени проблема возрастного положения кремнисто-вулканогенных образований Центрального Казахстана является предметом острой полемики. За исключением радиолярий, органические остатки в данных отложениях отсутствуют. Стратиграфию древних толщ Центрального Казахстана следовало бы разрабатывать на основе изучения распространения радиолярий.

Однако исследование нижнепалеозойских радиолярий в настоящее время находится лишь на стадии фиксации их местонахождений или же в лучшем случае схематического описания форм без анализа их стратиграфического значения. К тому же большинство крупных работ о палеозойских радиоляриях относится к концу прошлого столетия. В этих работах имеются подчас весьма грубые ошибки в датировке возраста слоев с радиоляриями (мезозойской вместо палеозоя и наоборот), что искажало и обесценивало выводы о вертикальном распространении и стратиграфической приуроченности многих родов радиолярий. Изучение радиолярий нередко производилось из разрозненных единичных местонахождений и главным образом из «немых», стратиграфически не изученных толщ. Почти не было сделано попыток проследить различия фаун радиолярий в горизонтах древних отложений, которые по совокупности других палеонтологических данных были бы достаточно надежно датированы. Эти неточности, ошибки, а также трудности в изучении древних радиолярий дали повод считать, что ископаемые радиолярии бесполезны для определения геологического возраста, а корреляция кремнисто-вулканогенных отложений по их остаткам невозможна. В настоящее время это мнение прочно утвердилось и поддерживается многими исследователями, что сильно тормозит развитие соответствующих палеонтологических исследований.

К сожалению, в Казахстане не известно единого непрерывного разреза кремнисто-вулканогенных толщ, который охватывал бы отложения от докембрия до силура или выше. Поэтому фаунистически охарактеризованные разрезы кембрия и ордовика, в которых изучались радиолярии, пространственно разобщены. Исследование морфологических особенностей раковин радиолярий из нижне- и среднекембрийских отложений Чингизского антиклинория (бассейны рек Балкыбек, Бельсу — джангабульская свита нижнего кембрия, майданская свита среднего кембрия), верхнекембрийских толщ Сарытумской синклинали в Юго-Западном Прибалхашье (бурубайтальская свита, верхняя подсви-

та), нижнеордовикских в урочище Найман-Чингизской геосинклинальной зоны (найманская свита), среднего ордовика в районе оз. Сасыксор (копалинский, караканский и еркебиданский горизонты) северо-востока Центрального Казахстана и верхнего ордовика в Северо-Западном Предчиргизье в бассейне р. Балатундык (чокпарский горизонт) позволило установить два комплекса радиолярий.

Радиолярии первого комплекса характеризуются относительно простым строением. Наиболее часто встречаются одно- и двухсферные формы, внутреннее строение которых не всегда ясно выражено, с одной, реже двумя основными или радиальными иглами. Второстепенные шипы не видны. Они, видимо, отсутствуют или не сохранились. Поры сравнительно крупные, правильные, округлые, стенка внешней раковины толстая. Радиолярии относятся к отрядам *Spumellaria* сем. *Sphaeroideae* родам *Dorysphaera*, *Liosphaera*, *Carposphaera*, *Cenosphera*, *Xiphosphaera*, *Cenellipsis* (?), причем в основном преобладают крупные радиолярии размером 0,25—0,35 мм, относящиеся к родам *Dorysphaera* и *Liosphaera*. Данный комплекс радиолярий характерен для кембрийских отложений. Несмотря на то что многие роды радиолярий известны и в настоящее время, в такой ассоциации они типичны только для кембрийских отложений.

Радиолярии второго комплекса имеют более сложное строение. Наряду с односферными широко распространены двух-, трех-, а иногда и четырехсферные формы. Число радиальных игл увеличивается до трех-четырех, реже шести. Наряду с решетчатым (наиболее распространенным) скелетом появляются радиолярии с губчатым скелетом, а также эллипсоидальные формы. Поры радиолярий простые, реже конические, округлые, часто имеют форму неправильного многоугольника. Радиолярии более мелкие и имеют тонкую стенку наружной раковины. Они относятся к отрядам *Spumellaria* сем. *Sphaeroideae* и *Prunidaeae* и родам *Thecosphaera*, *Xiphosphaera*, *Trilonche*, *Dorysphaera*, *Doryplegma*, *Druppus*, *Dorydictium*, *Ellipsoidium*, *Spongoplegma*, *Acanthosphaera*, *Rhodospaera*, *Cenellipsis*, *Haliomma* и др. Данный комплекс радиолярий установлен в ордовикских отложениях. Наряду с родами, виды которых живут и ныне, для ордовика характерны роды *Doryplegma*, *Dorydictium* и др., встречающиеся только в ископаемом состоянии. Такая ассоциация ископаемых и современных родов радиолярий позволяет достаточно уверенно выделять ордовикские отложения.

Данные комплексы радиолярий прослеживаются и в других районах Казахстана. Кембрийские радиолярии обнаружены в фаунистически охарактеризованных разрезах кембрия в районе гор Аркалык (оз. Рысай), на южных склонах Акчатауского хребта в Чингизской геосинклинальной зоне и в ряде мест Западного Прибалхашья.

Ордовикские радиолярии также встречаются в фаунистически охарактеризованных отложениях ордовика — в среднем ордовике гор Улькун-Коянды, Аксак-Коянды на северо-востоке Центрального Казахстана, в урочище Отызбес в Северо-Западном Предчиргизье (средний—верхний ордовик), в джаманшурукской свите верхнего ордовика в Северо-Восточном Прибалхашье, а также в нижнем и среднем ордовике южных и западных склонов Кокчетавского массива.

Таким образом, можно отчетливо видеть различия и специфику каждого из указанных комплексов и проследить их на значительной территории. Исходя из этого, радиолярии на данном этапе изучения могут быть использованы для расчленения кремнисто-вулканогенных толщ нижнего палеозоя до систем и для корреляции этих отложений.

Некоторые радиолярии — *Doryplegma armatum* Rued., *Carpophraera* nana Hinde, *Doryplegma gracile* Hinde, *D. priscum* Rued., *Halimma velustum* Hinde и др. из ордовикских отложений Казахстана — сходны с такими же формами из ордовика Северной Америки, Южной Шотландии и Англии (Корнуэлл), что свидетельствует о возможности и более широких параллелизаций.

Во многих работах по региональной геологии Казахстана указывается, что радиолярии встречаются в докембрийских образованиях, хотя возрастное положение этих толщ является спорным. Прежде чем перейти к рассмотрению радиолярий из этих отложений, кратко укажем, что известно о докембрийских радиоляриях вообще. В настоящее время можно считать установленным, что среди многочисленных «сенсационных» находок органических остатков очень немногие сохранили право рассматриваться в качестве представителей докембрийской фауны. Это положение полностью применимо к «докембрийским» радиоляриям, упоминания о которых фигурируют во многих обобщающих работах (учебниках палеонтологии, Стратиграфическом словаре, справочном руководстве «Геология СССР» и тому подобных). Чаще всего в этих руководствах упоминаются радиолярии, описанные Кафе (Cayeux, 1894) из докембрийских фтанитов Лланд де Вард Бриовера Северной Бретани. Несмотря на плохую сохранность, Кафе были описаны 45 видов радиолярий размером от 1 до 50 мк, причем не только сферических спумеллярий, но даже сложно устроенных населлярий, таких, как *Tripilidium*, *Tripocalips*, *Dioclocarpa*, которые в больших количествах появляются только с позднего палеозоя. Как показали исследования Рюста (Rüst, 1895), Рауфа (Rauff, 1896), Дефляндра (Deflandre, 1949, 1957) и Мюллера (Müller, 1965), оболочки данных организмов, так же как и каексии, описанных из этих же отложений Грендором (Graindor, 1956), сложены не кремнеземом, а органическим углеродистым веществом. Поэтому рассматриваемые формы не могут относиться к радиоляриям, раковина которых состоит из кремнезема как у современных, так и у ископаемых представителей отр. *Spumellaria* и *Nasellaria*, или из кремнезема и сернокислого стронция — целестина у представителей отр. *Acantharia*. В настоящее время проблематичные образования из Бриовера относят к акритархам, так же как и «радиолярии» из альгонских лидитов Чехии, описанных И. Родичем (Rodič, 1931).

Радиолярии из серии Аделанда Южной Австралии, описанные Дэвидом и Хоучином (David et Howchin, 1896), как показали исследования Глесснера (Glaessner, 1958), являются неорганическими образованиями. Природа ископаемых радиолярий, описанных Чепменом (Chapman, 1923), из предположительно, докембрийских сланцев вблизи Менсфилда не вызывает сомнения. Однако в последние годы получены новые данные относительно возраста менсфилдских сланцев. По Дейли (Daily, 1963), ниже кремнистых сланцев с радиоляриями в песчанистых известняках найдены обильные остатки хиолитов, брахиопод, гастропод, а также археоциат, указывающих на нижнюю половину нижнего кембрия.

За последние 10—15 лет из докембрийских платформенных и геосинклинальных образований различных мест земного шара описано множество разнообразных организмов, но о радиоляриях нигде не упоминается. Не удалось обнаружить радиолярии и при просмотре многочисленных препаратов из заведомо докембрийских отложений различных регионов Советского Союза. Обработка органическими кислотами пород докембрия в лаборатории Геологического института АН СССР показала полное отсутствие в них организмов с кремнистым скелетом.

Таким образом, в настоящее время нет достоверных фактов, указывающих на присутствие радиолярий в докембрии. О том же свидетельствует и рассмотрение кремнисто-вулканогенных содержащих остатки радиолярий отложений Казахстана, которые по тем или иным соображениям обычно относят к докембрию.

В Северо-Западном Предчингизье в разрезе горы Токай развита толща основных лав с прослоями и линзами яшм, кварцитов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. Она несогласно перекрывается молассовидными отложениями — конгломератами и гравелитами с пачками тонкослоистых яшм и кремнистых сланцев. По основным лавам, вмещающим линзы с микропроблематикой верхнего рифея, по пироксенам калий-аргоновым методом установлен возраст, который не выходит за пределы $1\ 028-910 \pm 100$ млн. лет¹. Абсолютный возраст, определенный по времени внедрения интрузий габбро и плагногранитов, прорывающих данную толщу, определен калий-аргоновым методом по амфиболу в 580 ± 50 млн. лет. Кремнистые разновидности пород содержат остатки радиолярий, характерные для кембрийского комплекса и сходные по родовому составу с радиоляриями из нижнего кембрия гряды Ушкызыл в бассейне р. Балкыбек. На кембрийский возраст отложений указывает присутствие совместно с радиоляриями в породах губок и обломков раковин беззамковых брахиопод и трилобитов в шлифах.

В Майкаин-Экибастусском антиклинории в районе гор Агырек кремнистые породы — яшмы, кремнистые алевролиты резко несогласно перекрываются терригенно-кремнистыми отложениями с фауной верхней половины нижнего кембрия. Радиолярии из кремнистых пород характерны для кембрийского комплекса, и данные отложения могут быть сопоставлены с разрезом нижнего кембрия бассейна р. Балкыбек.

На северо-востоке Центрального Казахстана в Ерементау-Ниязском антиклинории в докембрии выделяются ерементауская и акдымская серии (соответственно средний и верхний рифей). Ерементауская серия в свою очередь подразделяется на тиесскую свиту, сложенную эффузивами основного состава, и жельтаускую, имеющую двучленное строение. Нижняя подсвита сложена преимущественно доломитизированными и окремненными известняками, содержащими онколиты среднего рифея (Клинггер, 1968), а верхняя — кремнистыми породами. Возраст лав тиесской свиты (по пироксенам калий-аргоновым методом) равен $1\ 270 \pm 300$ млн. лет, а верхний возрастной предел нижней подсвиты жельтауской свиты по рвущим ее диабазам равен $670 \pm 1\ 000$ млн. лет (калий-аргоновый метод по пироксенам). Радиолярии были обнаружены в верхней подсвите жельтауской свиты в разрезах гор Жельтау, Мыншокур, Базашкыртау, Каратау и относятся к родам *Liosphaera*, *Dorysphaera*, *Sagrosphaera* и др., обычным в кембрийском комплексе. На этом основании жельтаускую свиту следует отнести к кембрию и, по всей вероятности, к нижнему или среднему отделам. Нижняя подсвита, видимо, имеет рифейский возраст. Очень многочисленны радиолярии в акдымской серии. Они относятся к родам *Xiphosphaera*, *Sagrosphaera*, *Thecosphaera*, *Dorysphaera*, *Cepellipsis*, *Druppula* (?) и сходны с радиоляриями из бурубайтальской свиты верхнего кембрия, что подтверждается и находками в яшмах акдымской серии беззамковых брахиопод.

В Тектурмасском антиклинории выделяется толща различных кварцитов и яшм, основных эффузивов с прослоями и линзами терригенных

¹ Значение позроста здесь и далее приводится по данным Р. М. Антонюка и др. (1967, 1968).

пород, которые известны как уртынжалский комплекс позднего докембрия. В составе комплекса выделяются каратасская и сарытауская (объединяющая ранее выделявшиеся карамурунскую и тектурмасскую) свиты. Верхний возрастной предел этого комплекса калий-аргоновым методом по хлоритизированным биотитам из плагиогранитов, рвущих эти отложения, определен в 770 ± 40 млн. лет. Радиолярии многочисленны по всему разрезу. Затруднительно что-либо сказать о возрасте каратасской и карамуранской свит. Радиолярии сходны по родовому составу с комплексами радиолярий из среднего кембрия р. Бельсу и верхнего кембрия из юго-западного Прибалхашья (бурубайтальская свита). Наиболее многочисленны радиолярии в тектурмасской свите. Они относятся к родам *Trilonche*, *Gromyosphaera*, *Xiphostylus* и др., которые характерны для второго или ордовикского комплекса, сходны по составу с формами из ниже-среднеордовикских отложений Сасыксорской синклинали северо-востока Центрального Казахстана.

В Северо-Восточном Прибалхашье, по данным В. Я. Кошкина, эффузивно-кремнистая толща разделяется на три свиты: итмурундинскую — эффузивно-кремнистую; казыкскую — яшмовую; тюретайскую — эффузивно-яшмовую. Первые две свиты нередко относились к докембрию (к верхнему рифею), а тюретайская — к кембрию. Из пород итмурундинской свиты определен комплекс верхнерифейской микропроблематики, представленный в основном местными формами, и имеются определения абсолютного возраста в большом интервале от 310 до 890 млн. лет. Изучение радиолярий показало, что в породах итмурундинской и казыкской свит содержатся радиолярии кембрийского облика, причем радиолярии итмурундинской свиты сходны с радиоляриями нижнего—среднего кембрия разрезов рек Балкыбек и Бельсу, а казыкской свиты — с радиоляриями из бурубайтальской свиты верхнего кембрия. В тюретайской свите найдены *Gromyosphaera* sp., *Drupula* sp., *Ellipsoidium* sp., *Litharium* sp., *Staurolonche* sp., *Amphisphaera* sp., *Thecosphaera* sp. и др., характерные для ниже-среднеордовикских отложений.

Из изложенного видно, что в ряде случаев имеет место значительное несовпадение данных относительного возраста эффузивно-кремнистых толщ, полученных на основании определения радиолярий и радиогеохронологических определений. Состав радиолярий желтауской (горы Токай, Агырек, Ерементай), итмурундинской, казыкской, каратасской, карамурунской свит и акдымской серии дает основание отнести эти толщи к кембрию, а комплекс радиолярий из тюретайской и тектурмасской свит свидетельствует об их ордовикском возрасте. В то же время калий-аргоновым методом по амфиболам, пироксенам, слюдам из эффузивов и рвущих эти толщи интрузивных пород получены, по видимому, приувеличенные значения возраста, на основании чего описанные выше эффузивно-кремнистые толщи помещались в докембрий. Объяснить эти расхождения в данное время не представляется возможным. С одной стороны, необходима самая тщательная проверка и интерпретация полученных значений изотопного возраста. С другой — необходимо дальнейшее уточнение палеонтологических данных. Вывод о том, что радиолярии, как и другая фауна, появляются лишь с начала кембрия, является пока гипотезой, которая требует дальнейшей проверки. За последнее время получены новые данные для ее подтверждения. Тем не менее нужно значительно больше фактов, чтобы считать это положение строго доказанным. Можно полагать, что находки радиолярий, видимо, будут свидетельствовать о палеозойском или более молодом возрасте вмещающих их отложений.

Н. В. ПОКРОВСКАЯ, Г. Х. ЕРГАЛИЕВ

ДРЕВНЕЙШИЕ СЛОИ КЕМБРИЯ В МАЛОМ КАРАТАУ

(тезисы)

1. В течение ряда лет возраст фосфоритоносных толщ в Малом Каратау считался среднекембрийским. Основанием для такого вывода послужили определения трилобитов, найденных в 1939 г. в обнажениях по р. Коксу П. Л. Безруковым и Б. М. Гиммельфарбом в известково-кремнистых сланцах, залегающих в 10 м выше фосфоритоносной толщи.

2. В 1963 г. Б. М. Келлер, а затем и другие исследователи обнаружили почти на том же стратиграфическом уровне по р. Ушбас несомненные нижнекембрийские трилобиты. В результате возникло несоответствие в определении возраста фосфоритов в разрезах, отстоящих друг от друга на расстоянии всего лишь в два десятка километров.

3. Для выяснения причины этого расхождения в 1968 г. были проведены тематические исследования группой сотрудников ГИН АН СССР, ГИН АН КиргССР и ИГН КазССР как в разрезах р. Коксу, так и р. Ушбас. Они увенчались новыми находками трилобитов. Обработка материалов позволила прийти к следующим выводам.

Был подтвержден прежний вывод о нижнекембрийском возрасте надфосфоритоносной пачки на р. Ушбас по присутствию трилобитов *Hebediscus orientalis* Ch a n g, *Pagetellus anabarus* L a z., известных в атбаданском горизонте алданского яруса.

Известково-кремнистые сланцы, обнаженные по р. Коксу, также датированы нижним кембрием по массовым находкам видов *Redlichia Cossmanni* и *Paleolenella Rep.* совместно с *Kootenia abascanica* (P o l e t.). Было установлено, таким образом, что фосфоритоносная толща Малого Каратау принадлежит низам нижнего кембрия; выяснены истинные взаимоотношения разрезов рек Коксу, Ушбаса и проведено их сопоставление.

4. Прежние представления о среднекембрийском возрасте фосфоритовой толщи Малого Каратау базировались главным образом на присутствии в разрезах р. Коксу трилобита *Kootenia abascanica* (P o l e t.) — вида, характерного для санаштыкгольского горизонта Западного Саяна. Этот горизонт ошибочно считался принадлежащим середине среднего кембрия. В 1950 г. Н. В. Покровской был доказан его нижнекембрийский возраст, что признается сейчас и подтверждается всеми исследователями.

А. М. МАМБЕТОВ, В. В. МИССАРЖЕВСКИЙ

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОКАМЕНЕЛОСТЯХ ИЗ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ТОЛЩ МАЛОГО КАРАТАУ

В последние годы в практику палеонтолого-стратиграфических исследований древнейших толщ широко внедрился метод химического препарирования. С его помощью удастся извлекать из различных карбонатных пород окаменелости, трудно обнаруживаемые обычными методами, не говоря уже об их выделении из породы (Розанов, Миссаржевский и др., 1969; Мешкова, 1969).

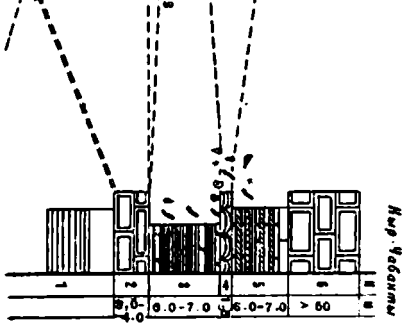
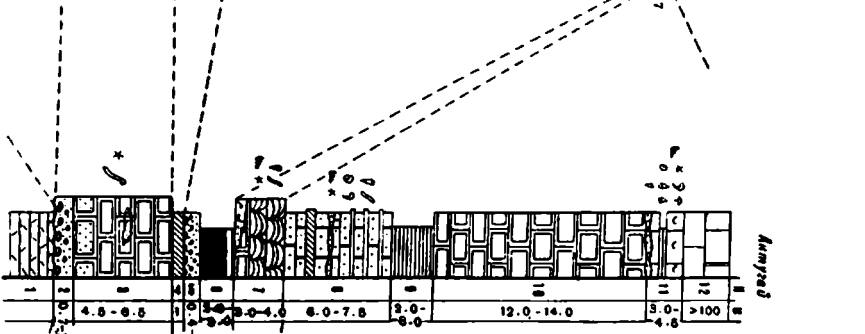
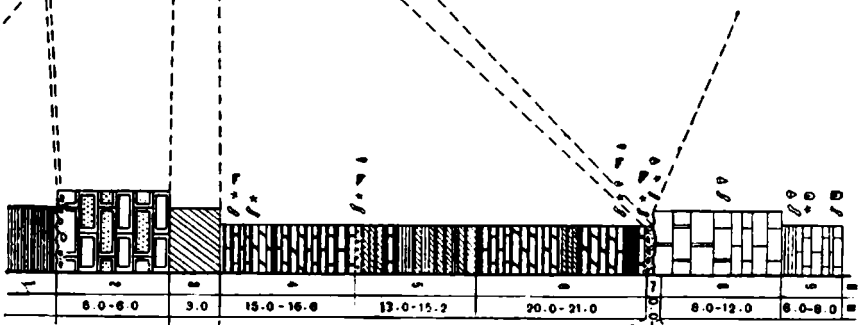
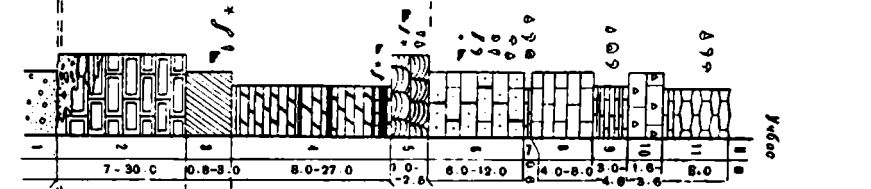
Это обстоятельство побудило поставить подобного рода работы для изучения пород чулактауской фосфоритоносной свиты, которая, как известно, очень слабо охарактеризована палеонтологически. Для этого нами детально с послойным отбором образцов изучен ряд разрезов — на правом берегу р. Ушбас, в урочище Аулно-Тогай; на правом берегу р. Коксу, месторождения Коксу; района с. Актугай, месторождения Қарашат и по р. Қыр-Чабақты.

Образцы из всех карбонатных прослоев чулактауской и низов шабактинской свит растворялись в уксусной, муравьиной кислотах и изучались в шлифах. В результате с разных стратиграфических уровней получены многочисленные остатки ископаемых в виде раковин и ядер. Большинство из них относится к мало изученным или совершенно не известным группам. Однако среди всего этого многообразия встречаются формы, близкие к уже описанным из нижнего кембрия Сибирской платформы, что позволяет не только отметить приуроченность окаменелостей к той или иной пачке пород, но и делать определенные стратиграфические выводы.

Ниже дано распределение полученных комплексов окаменелостей в различных пачках чулактауской и низов шабактинской свит. Положение и корреляция этих пачек приведены на рисунке.

1. Наиболее древними из изученных нами пород являются так называемые «нижние доломиты» (пачки: 2 — Ушбас, 2 — Коксу, 2 — 3 — Актугай, 2 — Қыр-Чабақты). Из этих доломитов ранее (Келлер, Покровская, 1965) был определен вендский (юдомский) комплекс микрофитоцитов. По нашим сборам из актугайского разреза З. А. Журавлевой также определен юдомский комплекс микрофитоцитов: *Vesicularites concretus*, *Z. Zhur.*, *V. reclus* *Z. Zhur.*, *Nubecularites morulus* *Z. Zhur.* В результате растворения многочисленных образцов нижних доломитов в кислотах отсюда же получены единичные обломки раковин хиолитов, хиолителъминитов и ханцеллорий (?) — разрез Актугая и района месторождения Джетымтау; сборы Т. Д. Джумалиева.

Докембрий	нижний кембрий		отдел
	Томмотский	Атдабанский	ярус



- | | | | | | |
|--|----|--|----|--|----|
| | 1 | | 8 | | 15 |
| | 2 | | 9 | | 16 |
| | 3 | | 10 | | 17 |
| | 4 | | 11 | | 18 |
| | 5 | | 12 | | 19 |
| | 6 | | 13 | | 20 |
| | 7 | | 14 | | 21 |
| | 22 | | 23 | | |

Стратиграфическая схема и распределение органических остатков в чулуктауской и в горах шаббатинской свиты некоторых районов Малого Каратау: 1 — известняки; 2 — тонколитчатые известняки; 3 — волнистослоистые известняки; 4 — брекчиевидные известняки; 5 — детритусовые известняки; 6 — доломитизированные известняки; 7 — песчаные доломитизированные известняки; 8 — доломиты; 9 — рассланцованные фосфорит-кремнистые, глинистые породы; 10 — железо-марганцевая пачка; 11 — песчанистая примесь в карбонатных породах; 12 — конгломераты; 13 — кремни; 14 — эффузивно-осадочные породы курганской свиты малокарыйской серии; 15 — фосфориты; 16 — окремненные фосфориты; 17 — фосфориты с карбонатным цементом; 18 — фосфоритовые конгломераты; 19, а — трилобиты рода *Hefidiscus*, б — трилобиты несопоставимые; 20, а — хиолиты, б — хиолительминты; 21, а — беззамковые брахиоподы, б — гастроподы; 22, а — томмотиды, б — конодонтоморфные образования; 23, а — ханцеллорин, б — остракоды, пелециподы. М — мощность в метрах; N — номер пачки

Последние данные нуждаются в тщательной проверке. В случае подтверждения наличия скелетных окаменелостей в «нижних доломитах», возраст последних следует считать не древнее кембрийского. Определения юдомского комплекса микрофитоцитов с этого же стратиграфического уровня не может считаться определяющим, так как имеются случаи нахождения этого комплекса в древнейших слоях нижнего кембрия, представленных доломитами.

2. Выше доломитов почти во всех разрезах лежит пачка кремней (пачки: 3 — Ушбас, 3 — Коксу, 4 — Актугай). В кремнях ушбасского разреза, в линзах доломита обнаружен довольно обильный комплекс окаменелостей, практически аналогичный комплексу из низов фосфоритовой пачки разреза Коксу. Среди окаменелостей определены: хиолительминты — *Pseudorthotheca ex gr. acuticineta* C o b b., *Hyolithellus* sp.; хиолиты — *Uniformitheca* sp.; конодонтоморфные образования рода *Protohertzina* и др.; *Chancelloria* sp.

3. На кремнях, в ряде случаев с конгломератами в основании разреза (с. Актугай), лежит невыдержанная по мощности фосфоритоносная толща (пачки: 4 — Ушбас, 4,6 — Коксу, 6 — Актугай, 3 — Кыр-Чабакты). Из карбонатных прослоев разных уровней обнаружены: хиолиты — *Uniformitheca* sp., *Allathecidae* gen. et sp. ind.; гастроподы — *Coreospiridae* gen. et sp. ind.; хиолительминты — *Hyolithellus ex gr. vladimirovae*, *Torelrella* sp., *Pseudorthotheca ex gr. acuticineta* C o b b.; конодонтоморфные *Protohertzina* (2 вида); беззамковые брахиоподы; губки — *Chancelloria* sp. и ряд проблематичных форм, в том числе *Anabarites* sp.

4. Фосфоритоносная толща пород, как правило, с постепенным переходом практически повсеместно перекрывается литологически четко выделяющейся так называемой железо-марганцевой пачкой, представленной строматолитовыми доломитами (пачки: 5 — Ушбас, 7 — Коксу, 7 — Актугай, 4 — Кыр-Чабакты). Помимо литологических особенностей, пачка выделяется своеобразием комплекса окаменелостей. Особенно обильны хиолиты двух новых видов рода *Uniformitheca*. В этом отношении пачка может рассматриваться в качестве эпиболи для этой группы окаменелостей. Кроме хиолитов из железо-марганцевой пачки выделено большое количество других органических остатков. Особенно их много в Актугайском разрезе, так как породы пачки (очевидно, за счет меньшей доломитизации) хорошо растворяются в кислотах. В большом количестве встречаются здесь хиолительминты: *Hyolithellus ex gr. vladimirovae* Miss., *Torelrella biconvexa* Miss., *Hyolithellus* sp.; томмотиды представлены несколькими новыми

родами, а также формами, близкими к роду *Camenella*, широко распространенному в древнейших слоях нижнего кембрия Сибирской платформы. Обильны здесь разнообразные ханцеллории, а также проблематики из рода *Sachites*. Встречаются конодонтоморфные образования из рода *Hertzina*, близкие к *H. danica Poulsen*, описанной из нижнего кембрия Борнхольма (*Poulsen, 1966*). Очень редко встречаются беззамковые брахиоподы.

5. Вышележащая шабактинская свита в каждом из четырех рассматриваемых разрезов начинается породами, довольно резко отличающимися друг от друга. Кроме того, в ряде случаев, например в разрезе по р. Коксу, в основании шабактинской свиты наблюдаются следы размыва, конгломераты и песчаники. Возможно, что в основании шабактинской свиты в ряде районов имеется перерыв, и она ложится на чулактаускую свиту разными горизонтами. Это обстоятельство, очевидно, и является следствием несовпадения в определении возраста основания свиты по трилобитам на р. Коксу (*Апкинович, 1961*) и Ушбасе.

В разрезах Ушбаса на железо-марганцевую пачку ложится пачка бурых сильно песчаных доломитов с обильным комплексом трилобитов, хиолитов, брахиопод, остракод, палеципод, губок, хиолительминтов, конодонтоморфных образований. Эта пачка названа нами пачкой бурых доломитов. В разрезе с. Акутагай этим слоям, очевидно, соответствует пачка песчаных доломитов с прослоями кремней. Здесь список окаменелостей несколько отличается от приведенного выше, особенно из-за отсутствия трилобитов, преимущественного развития конодонтоморфных образований и хиолительминтов. На р. Коксу эта часть разреза отсутствует. В общем, список окаменелостей пачки бурых доломитов выглядит следующим образом: трилобиты рода *Ushbaspis*, хиолиты — *Burithes ex gr. elongatus*, *Burithes sp. nov.*, *Allathecidae gen. et sp. ind.*, *Conotheca sp.*, *Uniformithecа sp.*, *Turcutheca sp. nov.* Здесь также встречаются мелкие, своеобразные хиолиты (пока еще не описанные) из семейства *Sulcavitidae*, широко распространенные в атабанском ярусе Сибирской платформы (*Microcornus parvulus gen. et sp. nov.*), *Chancelloria sp.*, губки, пластинчатожаберные, *Hyolithellus ex gr. vladimirovae M i s s.*, *Torellella sp.*, *Hertzina ex gr. danica Poulsen* и другие конодонтоморфные образования, гастроподы родов *Tanpuella*, *Ginella*, *Coneospiridae gen. et sp. ind.* Имеется много мелких беззамковых брахиопод, встречающихся с двумя соединенными створками, различные виды рода *Sachites*, остракоды, отнесенные В. А. Ивановой к роду *Hesslandona*, отряда *Bradoniida*, а также представители подкласса *Archaeostraca*. Кроме того, встречен ряд проблематичных образований неясного систематического положения. В общем, комплекс окаменелостей из пачки бурых доломитов несет явно выраженные черты сходства с комплексом атабанского яруса Сибирской платформы.

Над бурыми доломитами в ушбасском разрезе, в двух прослоях кремнелых тонкоплитчатых известняков обнаружены многочисленные трилобиты, определенные Н. В. Покровской как *Hebediscus orientalis Chang*, *Neopagetina sp.*, *Calodiscus cf. lobatus (Hall)*, *Pagetiellus sp.*, *Redlichia sp.*, разные виды рода *Ushbaspis*. Здесь же имеются многочисленные беззамковые брахиоподы.

В акугайском разрезе в пачках 9 и 10 окаменелости отсутствуют. Пачка 11 лежит на неровной, размытой поверхности нижележащего слоя и представлена внизу песчаниками, а выше брахиоподовыми ракушками. Кроме брахиопод здесь следует отметить находку форм из характерного для середины нижнего кембрия рода *Discinella (s. l.)*.

Здесь же имеются хнолиты, ханцеллории, конодонтоморфные образования и трилобиты рода *Ushbaspis*.

Анализируя приведенные здесь далеко не полные списки окаменелостей можно прийти к следующим выводам. Во-первых, в фосфоритовой толще Малого Каратау может быть выделено несколько стратиграфических уровней, каждый из них охарактеризован определенным комплексом органических остатков. В дальнейшем, при монографической обработке окаменелостей эти уровни могут быть обоснованы как местные зоны. Во-вторых, вся чулактауская свита, включая, очевидно, и пачку нижних доломитов, относится к низам нижнего кембрия и соответствует томмотскому ярусу Сибирской платформы или, во всяком случае, его верхней части. В-третьих, разрезы Малого Каратау, хорошо обнаженные и легко доступные, насыщенные разнообразными органическими остатками, могут служить в дальнейшем эталоном для разработки детальной стратиграфии нижнего кембрия для Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Особенно это важно для толщ, лишенных таких традиционных руководящих групп ископаемых как трилобиты и археоциаты.

РЕШЕНИЕ КАРАГАНДИНСКОГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ

Карагандинское совещание после рассмотрения и обсуждения представленных докладов пришло к следующим решениям¹.

Методы стратиграфического расчленения. Ведущим методом стратиграфического расчленения докембрия в условиях Казахстана и Тянь-Шаня является историко-геологический. Он дополняется радиогеохронологическим методом, а для верхнего докембрия — также биостратиграфическим методом, нашедшими широкое применение при изучении докембрия щитов древних платформ и многоэпизодических в стратиграфию древних толщ Казахстана и Тянь-Шаня.

Историко-геологическим методом раскрываются черты строения и последовательность напластования метаморфических толщ посредством изучения их литологических особенностей как в отношении первичного состава, так и метаморфизма; установлением соотношений выделяемых стратиграфических единиц в привязке к определенным, достаточно ясно расшифровываемым складчатым структурам, чему в последние годы способствует расширение детальных геологосъемочных работ; анализом границ стратиграфически обособляющихся толщ, особенно несогласных контактов; изучением первично-обломочных пород, особенно конгломератов; анализом соотношения стратифицированных толщ с интрузивными и гранитизированными образованиями. Детальность исследований позволяет подойти к формационному изучению метаморфических толщ докембрия, выявить направленность в изменении состава и строения метаморфических толщ, провести анализ возможно хода осадконакопления и метаморфических преобразований, чем создается объективная основа для стратиграфического расчленения. Однако ряд перечисленных направлений, к сожалению, не получил еще достаточно широкого применения (изучение грубообломочных пород, геохимическое изучение метаморфических толщ и др.), что пока ограничивает возможности историко-геологического метода при стратиграфических построениях.

Биостратиграфический метод продуктивно применяется при изучении древних толщ Северного Тянь-Шаня, где установлены три последовательно сменяющихся комплекса строматолитов, подобные комплексы, известным в классических разрезах верхнего докембрия Южного Урала, Сибирской платформы и Енисейского кряжа. В Казахстане биостратиграфический метод находит пока ограниченное применение. Здесь известны лишь единичные находки строматолитов, а более распространенные онколиты и катаграфии встречаются в разобщенных районах, их комплексы не образуют последовательной смены в

¹ Решения совещания также опубликованы в журнале «Советская геология», 1970, № 3.

стратиграфических разрезах и в значительной степени представлены местными формами, что затрудняет их привязку к стратотипическим разрезам.

Использование данных радиогеохронологических исследований, получающих все более широкое применение при стратиграфических работах в Тянь-Шане и особенно в Казахстане встречает определенные затруднения, связанные с приуроченностью докембрийских пород названных регионов к комплексу основания палеозойских геосинклиналей, испытавшему значительную последующую тектоно-магматическую переработку. Эти затруднения выражаются в искажении («омоложении») цифр геологического возраста. В настоящее время наиболее широко в рассматриваемых регионах применяются свинцово-изотопный и альфа-свинцовый методы, в меньшей мере рубидий-стронциевый метод. Возможности использования калий-аргонового метода в условиях Казахстана и Тянь-Шаня для стратиграфических целей наиболее ограничены, так как калий-аргоновые отношения наиболее подвержены изменениям в связи с воздействием на докембрийские породы палеозойских интрузий, имеющих здесь широкое распространение.

Граница протерозоя и кембрия в Казахстане и Тянь-Шане в последние годы получила более определенное, чем ранее, палеонтологическое обоснование. Главным опорным разрезом для установления этой границы является разрез Малого Каратау, где в основании шабактинской свиты обнаружены трилобиты атдабанского горизонта, а в нижележащей чулактауской свите — хиолиты кенядинского горизонта алданского яруса.

Граница протерозоя и кембрия проводится в основании чулактауской свиты; она прослеживается путем сопоставлений в пределах Каратау-Таласской и Чаткало-Нарынской структурно-фациальных зон Тянь-Шаня в основании бешташской, шорторской серий, курумсакской свиты, а также в Байконурском синклинии в Центральном Казахстане в основании коктальской свиты. Вторым районом, где биостратиграфические данные позволяют достаточно уверенно определить положение нижней границы кембрия, является хр. Чингиз. Здесь установлены комплексы хиолитов и археоциат нижних горизонтов алданского яруса. Поскольку ни в хр. Чингиз, ни в хр. Малый Каратау нет палеонтологических данных о присутствии нижней зоны алданского яруса (суннагинского горизонта), не исключено, что какая-то часть (вероятно, небольшая) нижележащих толщ имеет также нижекембрийский возраст.

Менее определенно положение основания кембрия в других районах Казахстана (Северо-Восточный Казахстан, Атасу-Моинтинский водораздел, Чу-Илийские горы). Древнейшие трилобитовые комплексы здесь относятся к верхам ленского яруса (северо-восток Центрального Казахстана) или к среднему кембрию (Атасу-Моинтинский водораздел, Чу-Илийские горы и хр. Кендыктас).

Верхний докембрий. В верхнем докембрии выделяются следующие главные стратиграфические подразделения.

1. Вендский комплекс обособляется по строматолитам (*Lipella avis* Kr y l., *Patomia ossica* Kr y l., *Sacculia* и др.), микрофолитам (*Vesicularites bothridioformis* K r a s n o p., *V. lobatus* Re it l., *V. concretus* Z. Zh u g., *Volvatella zonalis* N a r.) и по радиогеохронологическим определениям. На основании этих данных к аналогам венда относятся малокаройская, акбулакская, джетымская и улутауская серии. Две последние серии, являющиеся стратиграфическими аналогами, содержат два маркирующих уровня тиллитоподобных конгломератов.

тов в пределах Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня и Байконурского синклинория в Улутуа. Нижняя граница аналогов вендского комплекса намечается по налеганию рассматриваемых отложений на гранитоиды актасского комплекса Улутуа (возраст определяется в 610 ± 50 млн. лет по свинцово-изотопному методу, 620 ± 60 млн. лет по альфа-свинцовому методу) и Кумыстинского массива Большого Каратау (720 ± 70 млн. лет по альфа-свинцовому методу).

2. Верхний рифей включает караганскую серию Северного Тянь-Шаня, содержащую характерный комплекс строматолитов (*Minjargia calciolata* (K o g.), *Gymnosolen* cf. *ramsayi* S t e i n m., *Inseria toctogulia* K r y l.). На более низком стратиграфическом уровне в верхнем рифее располагаются вулканогенные толщи (коксейская серия Улутуа, свита Большого Нарына и их аналоги), прорванные вышеупомянутыми гранитоидами и имеющие возрастные датировки в пределах $720—860$ млн. лет (альфа-свинцовый метод по сингенетичному циркону из эффузивов). За основание верхнего рифея условно приняты кокчетавская кварцито-песчаниковая серия, имеющая широкое региональное распространение в Кокчетавском массиве, и ее аналоги в Улутуа, Атасу-Моинтинском водоразделе, Еременту-Ниязском районе, а также джельдысуйская свита Северного Тянь-Шаня. Эти толщи содержат обломочные цирконы с возрастом 1450 млн. лет (свинцово-изотопный метод) и $1000—1100$ млн. лет (альфа-свинцовый метод), что определяет условный нижний возрастной предел кокчетавской свиты. Датировки в $1000—1100$ млн. лет требуют подтверждения другими радио-хронологическими методами. До их получения не может быть полностью снято предположение о более древнем ранне-среднерифейском возрасте кокчетавской серии.

3. Средний рифей выделяется в объеме кенкольской, сарыбулакской, ортогауской и узунжальской серий Северного Тянь-Шаня. Условно, по литологическому сходству с ними сопоставлена боздакская серия Улутуа. Три первые серии содержат комплекс среднерифейских строматолитов (*Baicalia kirgisica* K r y l., *B. baicalia* (M a s l.), *Tungusia* и др.).

Условно, по литологическому сходству, с ними сопоставлена боздакская серия Атасу-Моинтинского водораздела, прорванная узунжальским комплексом гранитоидов, возраст которых по единичному определению, безусловно требующему проверки, принят в 1400 млн. лет (свинцово-изотопный метод).

Стратиграфически ниже среднерифейских отложений в Северном Тянь-Шане залегают караджилгинская и ичкелетауская серии, которые связаны с вышележащими отложениями сходством состава, слабым проявлением регионального метаморфизма и резко отличаются по этим признакам от нижележащих толщ. Условно эти серии включены в состав верхнего протерозоя (нижнего рифея?).

В большинстве районов Казахстана (Улутуа, Кокчетавский массив, северо-восток Центрального Казахстана) среднерифейские толщи, по-видимому, практически отсутствуют, а более древние образования испытали метаморфизм и гранитизацию на рубеже $1000—1100$ млн. лет. Основная масса радио-хронических датировок из этих образований показывает значения возраста, отвечающие данному этапу метаморфизма, хотя имеются отдельные определения со значениями как более древними (до 1400 и 1700 млн. лет), так и более молодыми (до 850 млн. лет). Как-либо палеонтологические доказательства возраста досреднерифейских отложений в Тянь-Шане и в Казахстане отсутствуют.

Большое разногласие вызвала интерпретация стратиграфических разрезов Еремантау-Ниязского, Атасуйского районов, хр. Чингиз и Северного Прибалхашья. Одна группа исследователей, опираясь на изучение комплексов микропроблематик и радиогеохронологические определения (от 680 до 1 200 млн. лет), относит уртынджалскую и еремантаускую серии, а также непосредственно связанные с ней толщи, к рифею (среднему, верхнему рифею, венду). Согласно другой точке зрения, базирующейся на находках в кремнисто-яшмовых толщах радиоларий, к настоящему времени еще весьма слабо изученных, а также брахиопод из толщ, не отделявшихся ранее от уртынджалской и еремантауской серий, практически все неметаморфизованные вулканогенные спилитово-яшмовые и терригенные толщи принадлежат к нижнему палеозою — являются кембрийскими или даже ордовикскими. Вопрос о возрасте вулканогенных и вулканогенно-терригенных толщ, лежащих ниже слоев с заведомо палеозойской ископаемой фауной (археоптатами, трилобитами, брахиоподами), в настоящее время не может быть решен однозначно.

Нижний докембрий (дорифей) выделяется как в Казахстане, так и в Тянь-Шане. При его возрастном расчленении единственным надежным методом остается историко-геологический. Нижний докембрий включает два интервала разреза:

1) верхний — условный средний и нижний протерозой — сложен метаморфическими толщами, регионально метаморфизованными в фации зеленых сланцев и обычно хорошо сохранившими черты первичного строения.

2) нижний — условный нижний протерозой — архей образован кристаллическими сланцами.

Нижний — средний протерозой наиболее полно представлен в Улутау (аралбайская, карсакпайская, жийдинская, майтюбинская серии), где его разрез может считаться опорным. Эти толщи образуют два комплекса, нижний из которых (аралбайская и карсакпайская серии) отвечает раннему этапу развития геосинклинали, а верхний (жийдинская и майтюбинская серии) — ее заключительному этапу. Толщи рассматриваемого стратиграфического уровня распространены также в Кокчетавском массиве, но разрез их здесь фрагментарен. Вероятно, аналоги этих толщ имеются в Южном Казахстане и, возможно, в Тянь-Шане, однако их присутствие здесь должно быть уточнено.

Архей — нижний протерозой. Самые древние толщи докембрия, представленные кристаллическими сланцами, широко распространены в Центральном Казахстане (зерендинская серия Кокчетавского массива, бектурганская серия Улутау, шингаревская, осакаровская и ошагандинская свиты северо-востока Центрального Казахстана). Они известны также на значительных площадях в Тянь-Шане (актюзская, кеминская, киргизская серии). Фрагменты этих толщ, возможно, имеются и в ряде других районов, в частности в Южном Казахстане (каракамысская, жингельдинская, сарыбулакская свиты).

Возрастная привязка наиболее древних толщ условна, дана главным образом по признаку их глубокого регионального метаморфизма и залеганию в видимом основании разреза, а также по положению ниже крупного регионального несогласия. Толщи, относимые к архею — нижнему протерозою, в разных районах могут быть не строго разновозрастны; сопоставление их в значительной мере условно.

Отдельные исследователи, основываясь на радиогеохронологичес-

ких определениях, считают возможным относить метаморфические толщи полностью или частично к рифею.

Корреляционная схема. Основными стратиграфическими единицами местных и региональных шкал докембрия являются серии, выделяемые по естественным структурно-фациальным зонам и отражающие определенные этапы их развития. Межрегиональная корреляция докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня возможна, как правило, лишь в объеме серий и только в отдельных случаях до свит.

При корреляции докембрийских отложений использовались историко-геологические данные (этапность в развитии, формационные особенности, перерывы и несогласия, изменения структурного плана, возрастное положение интрузий, стадийность метаморфизма), литологические маркирующие уровни, среди которых важное значение имеют тиллолитоподобные конгломераты венда, а также кварциты кокчетавской серии. В верхнем докембрии эти критерии дополняются палеонтологическими и радиогеохронологическими.

Совещание приняло рабочую корреляционную стратиграфическую схему (см. таблицу), в которую вошли разрезы докембрия северной части Тянь-Шаня с тремя структурно-фациальными зонами (Киргизско-Терская, Каратау-Таласская и Чаткало-Нарынская), Улутау с тремя структурными зонами (Улутауский антиклинорий с Карсакпайским синклинорием, Майтубинский антиклинорий, Байконурский синклинорий), Кокчетавского массива, юго-восточной части Атасу-Моинтинского водораздела, района гор Ерементау, Нияз и Ишкеольмес, а также Северного Прибалхашья.

Ввиду значительных разногласий в трактовке стратиграфической последовательности и возраста древних свит Западного Прибалхашья, Чу-Илийских гор, Восточной Бетпакадалы, хребтов Кендыктас и Чингиз, Атасуйского района было признано целесообразным не включать стратиграфические схемы указанных районов в общую корреляционную схему и считать необходимым доработать их к стратиграфическому совещанию, которое будет проведено в Алма-Ате в 1971 г. В первую очередь это касается тех регионов, по которым представлялись разные (взаимноисключающие) стратиграфические схемы (Атасуйский район, Чу-Илийские горы, хр. Кендыктас).

Включив в корреляционную таблицу стратиграфическую схему докембрия юго-восточной части Атасу-Моинтинского водораздела, совещание отметило, что разрезы докембрия в западной части этого района недостаточно изучены и рекомендовало создать после проведения дополнительных исследований единую схему стратиграфии докембрия Атасу-Моинтинского водораздела. Необходимы также дальнейшие исследования по разработке стратиграфической схемы докембрия Кокчетавского массива, а для Улутау — более широкие радиогеохронологические работы.

Совещание отметило, что ряд вопросов стратиграфии и геологии докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня требуют уточнения и дальнейшего изучения. Совещанием были даны следующие рекомендации.

В области стратиграфии. Первоочередной задачей следует считать установление положения границы между протерозоем и кембрием в Ерементау-Ниязском, Атасуйском районе, хр. Чингиз, Северном Прибалхашье, Чу-Илийских горах, хр. Кендыктас, Киргизско-Терской зоне Северного Тянь-Шаня. Частной, по весьма важной задаче дальнейших исследований, является более точное обоснование возраста ва-

наднесенных слоев кембрия в пределах Чаткало-Нарынской зоны и Улутау. Требуется уточнения положение шинсайской свиты в разрезе Ишимской Луки.

Необходима постановка специальных работ по изучению стратиграфии яшмово-днабазовых серий Тектурмасского, Ерементауского, Чингизского антиклинориев, Северного и Западного Прибалхашья.

Для всех районов Казахстана и Тянь-Шаня следует дать более надежное обоснование нижней границы верхнего протерозоя (рифея), а для отдельных областей также и более низких возрастных рубежей, что представляет, естественно, более сложную задачу (границы между средним и нижним протерозоем, протерозоем и предполагаемым археем).

При стратиграфических исследованиях следует шире применять историко-геологический метод, усилить работы по формационному анализу, по изучению магматизма и структуры докембрия. Большое значение должны приобрести специальные исследования по корреляции разрезов докембрия (в том числе по методам корреляции). Большое внимание должно уделяться изучению вещественного состава и условий образования толщ докембрия, состава галек конгломератов, а также геохимии осадочных и метаморфических толщ. Ввиду большого значения для корреляции уровней тиллитоидных конгломератов, кварцитов кокчетавской серии и ее аналогов следует поставить работы по уточнению стратиграфического положения и условий образования этих толщ.

Поскольку стратиграфическая последовательность толщ докембрия может быть установлена только при вполне ясных структурных соотношениях, изучение стратиграфии должно сопровождаться изучением складчатой структуры докембрия в участках опорных разрезов.

В связи с широким распространением в докембрии рассматриваемых районов глубоко и сложно метаморфизованных толщ совещание считает необходимым продолжение специальных петрологических работ для раскрытия истории метаморфизма и установления первичной природы метаморфических пород.

В биостратиграфических исследованиях требуют дальнейшего развития палеонтологические методы расчленения докембрия. Необходимо уточнение стратиграфического значения радиолярий, проведение комплексных работ по изучению этих органических остатков и установлению возраста вмещающих их отложений другими методами (радиогеохронологическим, по другим группам ископаемой фауны или флоры). Особенно это касается тех мест, где радиолярии указываются ниже палеонтологически охарактеризованных отложений алданского яруса нижнего кембрия (хр. Чингиз), либо в толщах, имеющих докембрийские значения радиологического возраста (Ерементау-Ниязский район, Тектурмас и др.).

Требуется уточнение распространения комплексов онколитов и катаграфий в разновозрастных толщах Казахстана, а также изучение их в охарактеризованных строматолитами рифейских толщах Северного Тянь-Шаня с целью создания региональной стандартной схемы вертикального распространения конкретных видов (форм) и родов (групп) этих органических остатков. Создание такой схемы особенно необходимо потому, что некоторые онколиты и катаграфии, считающиеся в Сибири и на Урале характерными для среднего рифея, в Казахстане рядом исследователей отмечаются непосредственно ниже палеонтологически охарактеризованных толщ кембрия, либо в составе этих толщ.

Следует усилить биостратиграфические работы по характеристике

пограничных горизонтов докембрия и алданского яруса нижнего кембрия.

В области радиогеохронологии. Должны быть продолжены специальные работы по радиологическому датированию докембрийских образований, в особенности изохронным рубидий-стронциевым, свинцово-изотопным, а также альфа-свинцовым методами. Централно-Казахстанскому геологическому управлению рекомендуется организовать методические работы по датировке наиболее важных геологических объектов докембрия Центрального Казахстана различными радиогеохронологическими методами с целью получения реперных цифр, а также организовать комплексные геологические и радиогеохронологические работы. Считать необходимым постановку работ по изучению влияния палеозойских интрузий на получаемые разными методами радиологические датировки докембрийских образований Казахстана.

Провести перечисленные выше работы в порядке подготовки к региональному стратиграфическому совещанию по докембрию и палеозою Казахстана, то есть к 1971 г.

К предстоящему совещанию считать необходимым:

а) представить материалы по всем рассмотренным на настоящем совещании регионам, а также Мугоджарам;

б) подготовить наиболее важные маршруты для экскурсий 1971 г. включив в них маршруты по разрезам Малого и Большого Каратау, хр. Чингиз;

в) поставить специальные доклады, освещающие методическую сторону, возможности и сравнительную оценку различных методов радиогеохронологии в условиях Казахстана, а также палеонтологического метода в стратиграфии докембрия.

Решение настоящего совещания опубликовать, а также передать в МСК и в Научно-редакционный совет, просив его внести соответствующие коррективы в легенды издаваемых региональных и государственных геологических карт. Выразить благодарность ЦКГУ и геологическому факультету МГУ за организацию настоящего совещания и предшествующих ему экскурсий.

г. Караганда, 11 сентября 1969 г.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А. А. Важнейшие вопросы геологии и металлогении Мугуджар. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1969, № 5.
- Абдулин А. А., Водорезов Г. А., Гетлинг Р. В., Касымов М. А., Костик В. А., Львов К. А. и др. К проблеме стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Мугуджар. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1968, № 6.
- Абдулин А. А., Касымов М. А. Новые данные по стратиграфии метаморфических толщ Южных Мугуджар. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1967, № 3.
- Абдулин А. А., Касымов М. А., Львов К. А. Геологическое строение и структурное районирование Мугуджар. В сб.: «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня». Алма-Ата, «Наука», 1969.
- Абдулкабирова М. А. Материалы по петрографии метаморфических пород Кокчетавского района. Алма-Ата, 1949.
- Авдеев А. В. О возрасте порфироидов Атасу-Моинтинского водораздела. В кн.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». Л., «Недра», 1965.
- Адышев М. М., Калмурзаев К. Е., Королев В. Г. К стратиграфии кембрийских отложений Сары-Джазского района. «Мат-лы по геологии Тянь-Шаня», вып. 3. Фрунзе, 1962.
- Адышев М. М., Шабалин В. В., Калмурзаев К. Е. Древняя кора выветривания в кровле верхних тиллитоподобных пород. ДАН СССР, 1967, т. 172, № 1.
- Альперович Е. В. Стратиграфия ордовикских отложений Атасу-Жамшинского водораздела. В кн.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». Л., «Недра», 1965.
- Альперович Е. В., Лагай А. С. О возрасте «оолитовой» толщи Северо-Западного Прибалхашья. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1965, вып. 4.
- Анкинович С. Г. К стратиграфии нижнего палеозоя Джебаглы-Каратау-Улугауской зоны. «Тр. Совещ. по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, 1960.
- Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1961.
- Антонюк Р. М., Клиггер Б. Ш. К вопросу о возрасте уртынжальской серии (Центральный Казахстан). ДАН СССР, 1968, т. 180, № 4.
- Антонюк Р. М., Клиггер Б. Ш., Морозова И. М. К вопросу о возрасте ерентауской серии северо-востока Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1967, № 2.
- Арустамов А. А., Королева М. Н., Потеха А. В., Ракова Л. Н., Фишман И. Л. Об отложениях алданского яруса Акчатауского антиклинория (восточная часть Центрального Казахстана). Геология, разведка и методы изучения полезных ископ. Казахстана. «Мат-лы научн. конференции КазНИИМС». Алма-Ата, 1969.
- Афоничев Н. А. Основные черты развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы (ранний палеозой, силур и девон). «Сов. геол.», 1967, № 2.
- Ахмеджанов М. А., Базарбаев Э. Р. Новые данные о возрасте кокпатасской свиты Букантау (Центральные Кызылкумы). «Узб. геол. журн.». Ташкент, 1967, вып. 5.
- Бабичев Е. А., Богоявленская И. А., Булыго Л. В., Мазарович О. А., Минервин О. В., Розен О. М. О природе грании Кокчетавского докембрийского массива (Центральный Казахстан). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1968, № 1.
- Бакиров А. А., Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратигра-

- фии восточной части хребтов Уланского и Нарын-Тоо. «Мат-лы по геологии Тянь-Шаня», вып. 1. Фрунзе, 1961.
- Байбулатов Э. В. Акчиташское серноколчеданное месторождение и его генезис. Фрунзе, 1964.
- Белодусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Древние толщн Северного Тянь-Шаня. Л., «Недра», 1964.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Особенности регионального метаморфизма докембрия Средней Азии. «Вести. Ленингр. ун-та», 1968а, № 24.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Формации и геологическая история докембрия Средней Азии. МГК, Доклады сов. геологов, пробл. 4. Л., «Наука», 1968б.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Кангро О. Г. Докембрий Кызылкумов и проблема связи Тянь-Шаня с Уралом. «Вести. Ленингр. ун-та», 1968а, № 6.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Кангро О. Г. О возрасте ягнобской свиты. В сб.: «Вопросы стратиграфии палеозоя». Изд-во ЛГУ, 1969б.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Ташилов А. Ф. Докембрий Среднего Тянь-Шаня. Л., «Недра», 1969.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. «Сов. геол.», 1954, № 41.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозонд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья 1-я. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1965, т. XL, вып. 5.
- Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Келлер Б. М., Орлов И. В., Семихатов М. А., Филатова Л. И. Совещание по стратиграфии докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня. «Сов. геол.», 1970, № 3.
- Богданов А. А., Мазарович О. А., Михайлов А. Е., Четверикова Н. П. Новые данные о геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района. «Сов. геол.», 1955, № 48.
- Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джекказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. сер., 1955, вып. 6.
- Боровиков Л. И. Западная часть Центрального и Южного Казахстана. В кн.: «Стратиграфия СССР», Кембрийская система. М., «Недра», 1965.
- Боровиков Л. И. Фосфориты в Атасуйском районе Центрального Казахстана. «Разведка и охрана недр», 1960, № 5.
- Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. сер., 1961, вып. 41.
- Боровиков Л. И., Крыськов А. Н. Кембрийские отложения в горах Кендыктас (Южный Казахстан). ДАН СССР, 1963, т. 151, № 3.
- Борукбаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Борукбаев Р. А. Стратиграфия кембрийских отложений Восточного Казахстана. «Тр. Совещ. по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, 1960.
- Борукбаев Р. А. (Редактор). Геология Чингизской геоантиклинорной зоны (Центральный Казахстан). «Тр. ГИН». Алма-Ата, 1962.
- Борукбаев Р. А., Ившин Н. К., Ергалиев Г. Х. Кембрий Казахстана. «Вопросы геологии Казахстана». «Мат-лы к XXII сессии МГК». Алма-Ата, 1964.
- Вахрамеев В. А. Геологические исследования в Северо-Восточном Прибалхашье. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1941, т. XXI, вып. 1.
- Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии, лист «Аулие-Ата» (северо-западная часть). «Тр. Центр. научно-исслед. геолого-развед. ин-та», 1935, вып. 67.
- Вернадский В. И. О значении радиологии для современной геологии. МГК, XVII сессия, т. 1. М., 1937.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.
- Вишневская И. И., Трусова И. Ф. Новые данные по геологии гор Жаксы-Арганы (Северный Улуту). «Изв. высш. учебн. завед.», геол. и разв., 1962, № 6.
- Вишневская И. И., Трусова И. Ф. Акжальский массив ультраосновных пород (Центральный Казахстан). «Изв. высш. учебн. завед.», геол. и разв., 1965, № 5.
- Вишневская И. И., Трусова И. Ф., Филатова Л. И. Петрография Центрального Казахстана, т. 1. М., «Недра», 1967.
- Вознесенский В. Д., Зайцев Ю. А. К сопоставлению стратиграфических разрезов докембрия Атасу-Моинтинского водораздела и Улуту. «Мат-лы по геол. Центр. Казахстана», т. X. Изд-во МГУ, 1970.
- Ганеев И. Г., Зыков С. И. О древнем оруденении на территории Центрального Казахстана. «Сов. геол.», 1961, № 1.
- Гарьковец В. Г., Хамрабаев И. Х. О геологической и металлогенической связи палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня и Южного Урала. В кн.: «Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана». М., «Наука», 1967.
- Гарьковец В. Г. Роль представлений о связи Тянь-Шаня с Уралом при изучении

- и расширении рудных перспектив Тянь-Шаня. «Узб. геол. журн.». Ташкент, 1968, вып. 5.
- Головенок В. К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. Л., «Недра», 1966.
- Дворцова К. И. Кембрийские фосфоритоносные отложения в горах Кендыктас. ДАН СССР, 1958, т. 123, № 5.
- Добрынин В. М., Сигитова Е. М. Новые данные по стратиграфии кембрийских и нижнеордовикских отложений Южного Улутау. «Мат-лы по геол. и полезным ископаемым Центрального Казахстана». «Тр. ЦКГУ», 1962, вып. 2.
- Другова Г. М. Метаморфизм гранулитовой фации архея Алданского щита. МГК, XXII сессия, «Доклады сов. геологов», пробл. 13. М., «Наука», 1964.
- Ергалиев Г. Х. К стратиграфии венда и кембрия Байконур-Каратау-Джебаглинской зоны. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1965, № 6.
- Ефимов И. А. Экзотическая формация докембрия Северного и Южного Казахстана. МГК, XXII сессия, «Доклады сов. геологов», пробл. 16. М., «Наука», 1963.
- Ефимов Н. А., Данилов Ю. С. Об абсолютном возрасте образования пород докембрийской формации Кокчетавского антиклинория (Сев. Казахстан). «Тр. XI сессии Комиссии по опред. абс. возр. геол. формаций». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Жаутиков Т. М., Кленина Л. Н., Козлов М. С., Титов В. И. Основные новые данные по стратиграфии Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. «Мат-лы республ. научно-технической конференции молодых геологов КазССР». Алма-Ата, 1968.
- Жуков Ю. В. Кембрийские отложения верховьев р. Нарын и их рудоносность. «Тр. упр. геол. и охр. недр», 1960, № 1.
- Жуков М. А., Радченко И. И. О возрасте древних отложений центральной части Бетпакдалинского антиклинория. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1964, вып. 3.
- Журавлева З. А. Онколиты и катаграфин рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. «Тр. ГИН АН СССР», 1964, вып. 114.
- Журавлева З. А. Диагностические признаки онколитов и катаграфин и распределение их в разрезе рифея Южного Урала. «Тр. ГИН АН СССР», 1968, вып. 188.
- Зайцев Ю. А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане. МГК, XXIII сессия, «Доклады сов. геологов», пробл. 3. М., «Наука», 1968.
- Зайцев Ю. А., Зыков С. И., Краснобаев А. А., Ступникова Н. И., Филиппович И. З. О возрасте гранитов и гранито-гнейсов Карсакапайского поднятия (Ц. Казахстан). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1968, № 6.
- Зайцев Ю. А., Королев В. Г., Филатова Л. И. О сопоставлении протерозоя Тянь-Шаня и Улу-Тау. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1966, № 4.
- Зайцев Ю. А., Розанов С. Б. Строение зеленокаменных и железорудных серий протерозоя Карсакапайского синклинория в Южном Улутау. «Мат-лы по геол. Центр. Казахстана», т. X. Изд-во МГУ, 1970.
- Зайцев Ю. А., Филатова Л. И., Милеев В. С., Розанов С. Б., Хераскова Т. Н., Япаксурт О. В. Основные черты строения докембрия Улутау (Центральный Казахстан). «Бюлл. МОИП», отд. геол., т. XL, 1965, вып. 6.
- Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. Новые данные о строении докембрия Улутау (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана). «Мат-лы по геол. Центр. Казахстана», т. X. Изд-во МГУ, 1971.
- Зайцев Ю. А., Хераскова Т. Н. Строение и условия накопления верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ восточного крыла Байконурского синклинория. «Мат-лы по геол. Центр. Казахстана», т. X. Изд-во МГУ, 1970.
- Зубинов Е. И., Зубцова Е. И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня. ДАН СССР, 1966, т. 169, № 1.
- Касымов М. А. Шебектинская свита нижнего палеозоя Мугоджар. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1969, № 3.
- Келлер Б. М. Совещание по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969, № 4.
- Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 4.
- Келлер Б. М., Покровская Н. В. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 6.
- Келлер Б. М., Семихатов М. А. Опорные разрезы рифея материков. «Итоги науки», сер. геологии, стратиграфии, палеонтологии. Изд-во ВИНТИ. М., 1967.
- Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта. «Мат-лы по геологии Тянь-Шаня». Фрунзе, 1964а.
- Киселев В. В., Королев В. Г. Основные черты тектоники западной части Кир-

- гизского хребта. Сб. «Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня». Фрунзе, 1964б.
- Клинигер Б. Ш. Онколиты и катаграфии центральной и юго-восточной частей Еремантау-Ниязского антиклинория (Центральный Казахстан). «Тр. ГИН АН СССР», 1968, вып. 188.
- Книппер А. Л. О стратиграфии нижнепалеозойских отложений Южного Улутау. «Сов. геол.», 1959, № 10.
- Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклинория (Центральный Казахстан). «Тр. ГИН АН СССР», 1963, вып. 90.
- Комар В. А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. «Тр. ГИН АН СССР», 1966, вып. 154.
- Комар В. А., Семихатов М. А. Строматолиты в детализации стратиграфии верхнего протерозоя. МГК, XXIII сессия, «Доклады сов. геологов», пробл. 4, 1968.
- Коржинский Д. С. Факторы равновесий и минералогические фации глубинности. «Тр. ГИН АН СССР», 1940, № 12.
- Королев В. Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. «Мат-лы по геол. Тянь-Шаня». Фрунзе, 1962, вып. 3.
- Королев В. Г. Средняя Азия. В кн.: «Стратиграфия СССР», т. 2, Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Королев В. Г. Стратиграфия верхнего докембрия Тянь-Шаня и Каратау. «Стратиграфия докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня». Тез. докл. Карагандинского совещания по стратигр. докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. Изд-во МГУ, 1969.
- Королев В. Г., Крылов И. Н. К стратиграфии верхнего докембрия Северного Тянь-Шаня. ДАН СССР, 1962, т. 144, № 6.
- Королюк И. К. Строматолиты кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра. «Тр. ИГИРГИ», 1960, т. 1.
- Королюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Крати К. О. Геология карелид Карелии. «Тр. ЛАГЕД», 1963, № 16.
- Креницкий Д. Д., Креницкая В. М. «Информ. бюлл. Урал геол. упр.», 1958, № 5—6.
- Крылов И. Н. О строматолитах Уральского рифея. ДАН СССР, 1959, т. 126, № 6.
- Крылов И. Н. Столчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. «Тр. ГИН АН СССР», 1962, вып. 69.
- Крылов И. Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. «Тр. ГИН АН СССР», 1967а, вып. 171.
- Крылов И. Н. Строматолиты пограничных слоев докембрия и нижнего кембрия. «Тез. докл. на совещании по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия». Уфа, 1967б.
- Крылов И. Н., Нужнов С. В., Шаповалова И. Г. О строматолитовых комплексах среднего рифея. ДАН СССР, 1968, т. 181, № 2.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, 1968.
- Лазыко Е. М. Об особенностях развития земной коры в архее и протерозое. «Изв. высш. учебн. завед.», геол. и разв., 1961, № 11.
- Лихачев Ю. А. и др. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. Л., Гос-топтехиздат, 1963.
- Львов К. А. Кембрийская система Урала и Пайхой. «Стратиграфия СССР», т. 3, кембрийская система. Л., «Недра», 1965.
- Макурин А. С. Новые данные по стратиграфии докембрия хребта Куруктаг. «Тр. МГРИ», т. 38. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Мамаев Н. Ф. Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклинория. М., «Наука», 1967.
- Марков М. С. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Каракапайского синклинория. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1958, № 4.
- Марков М. С. Тектоника южной части Карсакапайского синклинория. «Тр. ГИН АН СССР», 1962, вып. 72.
- Маркова Н. Г. Докембр. восточной части Бетпак-Далы и сопредельный районов Казахстана. «Тр. совещ. по унификации стратиграф. схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, 1960.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бетпак-Далы. «Тр. ГИН АН СССР», вып. 62, 1961.
- Маслов В. П. Строматолиты. «Тр. ГИН АН СССР», 1960, вып. 41.
- Медведева И. Е. Парагенетический анализ некоторых метаморфических пород

- Макбальского поднятия в Северном Тянь-Шане. «Изв. высш. учебн. завед.», геол. и разв., 1960, № 10.
- Медведев В. Я., Королук И. К. К вопросу о возрасте древних толщ Киргизского и Таласского хребтов Северного Тянь-Шаня. ДАН СССР, 1958, т. 123, № 2.
- Мешкова Н. П. О нижней границе нижнего кембрия. В сб.: «Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия». Новосибирск, 1965.
- Мешкова Н. П. К вопросу о палеонтологической характеристике нижнекембрийских отложений Сибирской платформы. В кн.: «Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока». М., «Наука», 1969.
- Михайлов Н. П. Комплекс платформенных перидотито-пироксенито-норитовых интрузий Кокчетавской глыбы. «Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана». Тез. докл. первого Казахст. петрографич. совещ. Алма-Ата, 1965.
- Наливкин Д. В. Северный Каратау. «Изв. геол. комитета», 1924, т. 43, № 9.
- Недовизин А. А. Докембрий и кембрий Чу-Илийских гор и Юго-Восточной Бетпак-Далы. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1963, № 3.
- Недовизин А. А. Ванадиеносные отложения Чу-Илийских гор. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1963, № 6.
- Недовизин А. А. Стратиграфия древних толщ гор Котнак (Бетпак-Дала). «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1966, № 3.
- Нужнов С. В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., «Наука», 1967.
- Орлов И. В., Габай Н. Л., Краснобаев А. А., Розен О. М., Серых В. И. Применение альфа-свинцового метода абсолютного датирования горных пород при геологических исследованиях в Центральном Казахстане. «Сов. геол.», 1968, № 9.
- Павлова Т. Г. Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улутау. «Тр. ГИН АН СССР», 1964, вып. 101.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. «Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та», 1962, № 5.
- Перчук Л. Л., Летников Ф. А., Удовкина Н. Г., Ленных В. И., Мудров И. А. Генезис эклогитов Кокчетавской глыбы. ДАН СССР, 1969, т. 186, № 2.
- Петровский А. Д. Кембрийские, ордовикские и силурийские отложения Южного Урала и Мугоджар. Автореф. дисс. Л., 1965.
- Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.
- Пупышев Н. А., Донских В. В., Михневич И. П. К стратиграфии кембрийских отложений Северо-Западного Прибалхашья. «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 23.
- Пятков К. К. и др. О наличии фаунистически охарактеризованных кембрийских отложений в Центральных Кызылкумах. «Узб. геол. журн.», Ташкент, 1969, вып. 1.
- Пятков К. К. и др. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, 1967.
- Резолюция совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1958.
- Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В. и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М., «Наука», 1969.
- Розанов С. Б., Филатова Л. И. О железорудных формациях докембрия Улутау (Центральный Казахстан). В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 2. М., «Недра», 1967.
- Розен О. М. К вопросу о кошкарбайской свите Кокчетавского массива. «Вестн. АН КазССР» (186), 1960, № 9.
- Розен О. М. Стратиграфия и особенности магматизма раннего докембрия Кокчетавского массива. В кн.: «Магматизм и метаморфические образования Центрального Казахстана». Тр. первого Казахст. петрографич. совещания, т. 1. Алма-Ата, 1968.
- Розен О. М. К вопросу о происхождении эклогитов. ДАН СССР, 1969, т. 186, № 3.
- Розен О. М., Краснобаев А. А. О возрасте гнейсов Кокчетавского массива. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1966, т. XXI, вып. 1.
- Розен О. М., Серых В. И., Борщевский Ю. А., Краснобаев А. А., Гаврилов Е. Я., Попова Н. К., Суровая А. Н. О соотношении данных абсолютного возраста докембрия и прорывающих каледонских гранитоидов на примере Кокчетавского массива. «Тр. XIII сессии Комиссии по опред. абс. возр. геол. формаций». М., «Наука», 1966.
- Сабдюшев Ш. Ш. и др. Новые данные о докембрии и кембрии Тамдытау. Ташкент, 1969.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. М., «Недра», т. I, 1964; т. II, 1967.
- Семенова Т. П. Об абсолютном возрасте древних метаморфических образований

- Северного Казахстана по данным аргонного метода. «Тр. XI сессии Комиссии по опред. абс. возр. геол. формаций». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. «Тр. ГИН АН СССР», 1962, вып. 68.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. «Сов. геол.», 1963, № 4.
- Синицын В. М. Восточный Тянь-Шань и Бейшань. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Синицын Н. М. О тектонике докембрия. «Вестн. Ленингр. ун-та», 1957, № 12.
- Смирнов А. М. Докембрийские образования Дальнего Востока. В кн.: «Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири». Красноярск, 1967.
- Соколов Б. С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. МГК, XXII сессия, 1964.
- Степаненко А. Ф. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев рек Чаткал и Сандаш (Тянь-Шань). «Тр. ВАГТ», 1958, вып. 4.
- Стратиграфия докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня. (Тез. докл. совещания в г. Караганде). Изд-во МГУ, 1969.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Ташинина М. В. Изверженные породы Боролдайтай и Кулантау (хр. Каратау). Алма-Ата, 1951.
- Трусова И. Ф. Докембрий северо-западной части Центрального Казахстана. «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Трусова И. Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива. «Сов. геол.», 1956, № 51.
- Трусова И. Ф. Явления полиметаморфизма в кристаллических сланцах докембрия Центрального Казахстана. «Изв. высш. учебн. завед.», геол. и разв., 1961, № 1.
- Трусова И. Ф. Кокчетавский массив. В кн.: «Петрография Центрального Казахстана», т. 1. М., «Недра», 1967.
- Трусова И. Ф., Вишневская И. И. Новые данные по стратиграфии докембрия Северного Улутау. «Изв. высш. учебн. завед.», геол. и разв., 1969, № 3.
- Трусова И. Ф., Филатова Л. И. Докембрийские образования Северо-Западного Казахстана. «Изв. высш. учебн. завед.», геол. и разв., 1962, № 2.
- Тугаринов А. И. Эпохи минералообразования в докембрии. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 9.
- Тугаринов А. И., Библикова Е. В., Розен О. М., Поляков А. Л. О гренильской фазе магматизма в Северном Казахстане. «Геохимия», 1970, № 1.
- Филатова Л. И. К стратиграфии докембрийских образований западной части Центрального Казахстана (Улутау). «Сов. геол.», 1956, № 52.
- Филатова Л. И. Докембрий Улутау. «Мат-лы по геол. Центр. Казахстана», т. V. Изд-во МГУ, 1962.
- Филатова Л. И. Комплекс гнейсов окрестностей гор Эскулы (Центральный Казахстан). В сб.: «Вопросы региональной геологии СССР». Изд-во МГУ, 1964.
- Филатова Л. И. Стратиграфия метаморфических толщ Центрального Казахстана (в связи с разработкой корреляционной схемы докембрия). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1970, № 2.
- Филатова Л. И., Богатырева Н. А. К стратиграфии древнейших толщ докембрия Улутау. «Мат-лы по геол. Центр. Казахстана», т. X. Изд-во МГУ, 1970.
- Филатова Л. И., Флиппович И. З. Гранито-гнейсовые формации и условия их образования. «Мат-лы IV Всесоюзного петрографического совещания». Баку, 1969.
- Филатова Л. И., Япакурт О. В. О протерозойских конгломератах Южного Улутау. «Мат-лы по геол. Центр. Казахстана», т. X. Изд-во МГУ, 1970.
- Фишман И. Л. Геологические формации нижнего палеозоя Акчатауского антиклинория. Геология, разведка и методы изучения полезных ископаемых Казахстана. «Мат-лы II научн. конф. КазИМСа». Алма-Ата, 1969.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. «Тр. Иркутского гос. ун-га», 1951, т. 5, вып. 2.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. В кн.: «Геология и петрология докембрия». «Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та», сер. геол. М., Изд-во АН СССР, 1962, № 5.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Изд-во ЛГУ, 1966.
- Херасков Н. П., Милановский Е. Е. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала. Изд. МОИП, 1953.
- Ху Шу-жун. Проблемы стратиграфии кембрия в горах Куруктаг. «Новости зарубежной геологии». Л., ОНТИ ВСЕГЕИ, 1959, вып. 13.

- Шлыгин Е. Д. Архейские и протерозойские отложения Северного Казахстана. «Тр. совещ. по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, 1960.
- Шлыгин Е. Д. Палеогеография Кокчетавской глыбы в раннем допалеозое. «Тр. Казахского политехнического института». Алма-Ата, 1967, № 26.
- Штрейс Н. А. Основные черты стратиграфии докембрия Центрального Казахстана. «Тр. совещ. по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, 1960а.
- Штрейс Н. А. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. МГК, XXI сессия, Доклады сов. геологов, пробл. 8, «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия», 1960б.
- Штрейс Н. А. Центральный Казахстан. «Стратиграфия СССР», т. 2, «Верхний докембрий». М., Госгеотехиздат, 1963.
- Япаскурт О. В. К стратиграфии боздакской серии докембрия Южного Улутая. «Маг-лы по геол. Центр. Казахстана», т. 10. Изд-во МГУ, 1970.
- Яскович Б. В. Кембрий Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1968.
- Armstrong R. L. K-Ar dating using neutron activation for Ar analysis: granitic plutons of the eastern Great Basin, Nevada and Utah Geochim. Cosmochim. Acta 1966, vol. 30, No. 6.
- Cayeux L. Les preuves de l'existence d'organismes dans le terrain Precambrien. premiere note sur les Radiolaires precambrien. «Bull. Geol. Soc. France», ser. 3, 1894, vol. XXVII.
- Chapman F. Report of fossilis from upper Cambrian horizon at Loyola near Mensfield. «Bull. Geol. Soc. Victoria», 1923, No. 46.
- Daily B. The fossiliferous cambrian suceession on Flurieu Peninsula South Australia. «South Aust. Mus.», 1963, vol. 14, No. 3.
- David F. and Howchin W. Note on the occurence of cast of Radiolaria in Precambrian (?) rocks South Australia. Proc. Linn Soc. New, Wales, 1896, vol. XXI.
- Deflandre G. Les soi disant Radiolaires du Precambrien de Bretagne et la quetion de l'existence de Radiolaires embryonnaires fossiles. «Bull. Soc. Zool. France», 1949, No. 74.
- Deflandre G. Remarques sur deux du Protistes du Precambrien (Arnolia Hovasse, 1954, Cayexipora Graindor, 1957). Comp. Rend. Acad. Sci., 1957, vol. 244, No. 21.
- Glaessner M. F. The oldest fossils of South Australia. Geol. Rundschau, 1958, vol. 47, No. 2.
- Graindor M. J. Cayexidae nov. fam. organismes a'squelette du Brioverian. Comp. Rend. Acad. Sci., 1957, vol. 24, No. 15.
- Grünenfelder M. Heterogenität akzessorischer zircon und die petrogenetische Bedeutung ihrer Uran/Blai — Zerfallsalter. «Schweiz. Mineralog. und Petrogr. Mitteilungen», 1963, vol. 43, No. 1.
- Hinde G. Radiolaria from the lower palaeozoic Rocks of the South of Scotland. Ann. Mag. Nat. His. ser. VI, 1890, vol. VI.
- Hinde G. Same Ordovician Radiolarian chert from the Southern Uplands of Scotland. Quar. Journ. Geol. Soc., 1890.
- Hinde G. Notes on Radiolaria from the Lower Palaeozoic Rocks (Llandeilo — Cardoc) of the South of England. Ann. Mag. Nat. His. London, 1890.
- Poulsen V. Early cambrian distacodontid conodonts from Bornholm. Biol., Medd., Dan., Vid., Selsk., 1966, vol. 23, No. 15.
- Müller A. H. Die präkambrische Lebewelt. Erscheinungen und Probleme Biol. Rundschau, 1965, Bd. 2, Nr. 2.
- Norin E. Geology of Western Guruq Tagh, Eastern Tein-Shan. Rep. from the Sc. Exped. to the NW Prov. under Lead. of Dr. Sven Hedin (the Sini-Swedish Exped). III — Geology, I. Stockholm, 1937.
- Rauff H. Über angebliche Organismenreste aus präkambrischen Schichten. Neues Jahrb. Miner. Geol., Paläontol., 1896, No. 1.
- Rodič J. Radiolarien in Kieselschiefern Mittel böhmens Lotus, 1931, No. 79.
- Rüst D. Beiträge zur Kenthis der fossilen Radiolarien aus gesteinen der Jura. Palaeo- graphica, 1895, Bd. 31, 45.
- Ruedemann R. Ordovician red Normanskill chert at Fly Summit. Washington, Conty. New York, 1936, vol. 47, No. 10.
- Ruedemann R., Wilson T. Eastem New York ordovician Chert. Bull. Geol. Soc. America, 1936, vol. 47, No. 10.

СОДЕРЖАНИЕ

От редакции

3

Общие вопросы расчленения докембрия

Б. М. Келлер. Некоторые общие вопросы стратиграфии докембрия Казахстана	7
Е. Д. Шлыгин. Время и режим образования допалеозойских отложений Казахстана	12
Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев. Историко-геологический принцип расчленения докембрия	18
И. Н. Крылов. Значение строматолитов для стратиграфии верхнего докембрия Казахстана и Средней Азии	24
Б. Ш. Клингер. Микрофитолиты древних толщ Центрального Казахстана и их стратиграфическое значение	32

Стратиграфия докембрия отдельных регионов и вопросы корреляции

Ю. А. Зайцев, Л. И. Филатова. Стратиграфия докембрия Улугтау в связи с разработкой общей схемы расчленения докембрия Центрального Казахстана	36
Н. А. Богатырева, Ю. А. Зайцев, С. И. Зыков, А. А. Краснобаев, Н. И. Ступникова, М. В. Траянова, Л. И. Филатова, И. З. Филиппович. Результаты радиогеохронологических исследований метаморфических комплексов Южного Улугтау	54
Н. Ю. Бардина, И. И. Вишневская, И. Ф. Трусова. Новые данные по стратиграфии докембрия Северного Улугтау	68
О. М. Розен. Стратиграфия и радиогеохронология докембрия Кокчетавского массива	75
В. Д. Вознесенский. Стратиграфия допалеозойских и нижнепалеозойских отложений Атасу-Моинтинского водораздела	85
Е. В. Альперович. Древние карбонатные толщи Северо-Западного Прибалхашья	90
А. А. Абдулин, Г. И. Водорезов, М. А. Касымов, К. А. Львов. Стратиграфия и корреляция древних толщ Мугуджар	97
Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев. Стратиграфия докембрия Тянь-Шаня и Кызылкумов	106
Ю. А. Алексин. Стратиграфия и метаморфизм древних толщ Макбальского поднятия	113
В. Г. Королев. Стратиграфия верхнего докембрия Тянь-Шаня и Каратау	117
Е. И. Зубцов. Улугтау-Тяньшаньский тиллитоносный комплекс позднего докембрия	119
Э. С. Кичман. К стратиграфии кокджотской серии хребта Малого Каратау	127
Ю. А. Зайцев, В. Г. Королев, Л. И. Филатова, Е. Д. Шлыгин. Сопоставление разрезов докембрия Центрального Казахстана и Тянь-Шаня	130
Б. В. Яскович, Ш. Ш. Сабдюшев, И. А. Поникленко, В. А. Гриднев, Р. Р. Усманов, Г. В. Болгова. О докембрии Западного Узбекистана	136

О. И. Ким, А. Л. Суздальский. Докембрий Центральных Кызыл-кумов	142
И. М. Мирходжаев, В. А. Хохлов, Л. П. Игнатьева, В. Е. Голловин. Стратиграфия докембрийских образований юго-западных отрогов Гиссарского хребта	145

Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-кремнистых толщ спорного возрастного положения

Р. М. Антонюк. Докембрий северо-востока Центрального Казахстана	152
Н. К. Двойченко. Стратиграфия кембрия Ереметау	161
Н. А. Пупышев, А. В. Зайкина, В. С. Зайканова, Н. А. Смирнова. Стратиграфия древних толщ Ереметау-Заилийской и Джунгаро-Балхашской складчатых систем	164
С. Г. Токмачева, Л. М. Палец. Докембрийские образования Юго-Западного Прибалхашья и Юго-Восточной Бетпакады	175
Б. А. Салин, Э. С. Кичман. К стратиграфии доордовикских отложений Джалаир-Найманской зоны Чу-Илийских гор и Кендыктаса	182
Л. Н. Краськов, В. Д. Вознесенский. Сопоставление разрезов докембрийских и нижнепалеозойских отложений Сарысу-Балхашского и Чу-Балхашского водоразделов	185
В. Я. Кошкин. К вопросу о возрасте спилито-яшмового комплекса Северного Прибалхашья	192
Н. А. Афоничев. Древние толщи Северного Прибалхашья и Джунгарии	197

Проблема нижней границы кембрия в Казахстане

Н. К. Ившин. Новые стратиграфические и фаунистические данные по раннему кембрию и позднему докембрию Центрального Казахстана	200
Н. А. Арустамов, М. Н. Королева, А. Р. Потеха, Л. Н. Ракова, И. Л. Фишман. Вендские и нижнекембрийские образования южной части Акчатауского антиклинория Чингиза	204
Б. Б. Назаров. Радиолярии древних кремнисто-вулканогенных отложений Казахстана	211
Н. В. Покровская, Г. Х. Ергалиев. Древнейшие слои кембрия в Малом Каратау	216
А. М. Мамбетов, В. В. Миссаржевский. Новые данные об окаменелостях из фосфоритоносных толщ Малого Каратау	217
Решение Карагандинского стратиграфического совещания	222
Литература	229

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ КАЗАХСТАНА И ТЯНЬ-ШАНЯ

Редакторы *Ю. А. Зайцев, Б. М. Келлер, М. А. Семихатов*
Технический редактор *Г. И. Георгиева*

Сдано в набор 22/1 1971 г. Подписано к печати 18/V 1971 г. Л-82019
Формат 70×108¹/₁₆ Бумага тип. № 1 Физ. печ. л. 15,0 Усл. печ. л. 21,0+3 вкл. (0,875)
Уч.-изд. л. 18,52 Изд. № 158/зак. Зак. 140 Тираж 700 экз. Цена I р. 49 к.

Издательство Московского университета
Москва, ул. Герцена, д. 5/7.
Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы

Рабочая корреляционная схема докембрия Центрального Казахстана и северной части Тянь-Шаня (к решениям Совещания)

Возраст	Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня			Улутау			Кокчетавский массив с его южным обрамлением	Юго-восточная часть Атасу Моинтинского водораздела	Еремантау-Нияз, Ишкельмес	Северное Прибалхашье	
	Киргизско-Терекская	Каратау-Таласская	Чаткало-Нарынская	Байконурский синклиниорий	Майтубинский антиклинорий	Улутауский антиклинорий и Карсакапский синклиниорий					
Кембрий	Капкатасская серия, 3000 м	Шабактинская, бешташская (трилобиты St_1, St_2, St_3) 200—400 м, чулактауская свита (хиолиты кенядинского горизонта), до 130 м	Шорторская серия, кулантауская (трилобиты St_2, St_3) курумсакская свиты, 160—430 м	Коктальская свита (трилобиты St_3 в верху разреза), 200—500 м					Узеньская серия (басагинская, аксуранская, копальская свиты), 1000—2500 м	Акдымская серия, 2500 м	Казыкская свита, 1000 м
Верхний протерозой	аналог вендского комплекса	Терексейская свита, до 400 м	Джетымская (улутауская) серия, до 3000 м	Улутауская серия, до 1200 м			Карашатская, байконурская свиты, 150—200 м	Котыртас-айкарлинская серия (алтынсынганская, кепелинская и байэшинская свиты), 200—2000 м	Тобезальская серия, 1500 м		
		Малокаройская серия, до 1200 м		Жалтауская свита, 350—520 м	Жалтауская свита, 350 м	Шинсайская свита, 500 м					
		Учкошойская серия, до 1350 м	Карагаинская серия, до 3000 м	Акбулакская серия, 1350 м		Братолюбовская серия, до 2500 м					
	Терекская свита, до 2700 м		Свита Большого Нарына (кайнарская свита), до 3000 м		Белеутинская серия, 3000 м	Никольско-бурлукская свита, 1100—1200 м	Телескольская свита (?), 3000 м		Итмурундинская свита, 3500 м		
	Джелдысуйская свита, 150—300 м			?	Кокчетавская серия, 1200 м	Боздакская серия, 1600 м	Кокчетавская серия, до 2500 м		Таскоралинская свита, 500—900 м		Кокчетавская серия, 1500 м
Кенкольская, сарыбулакская серия, до 4000 м	Узунахматская свита, до 2500 м	Толщи доломитов, сланцев, конгломератов, основных эффузивов, до 1700 м		Боздакская серия, до 3000 м	Боздакская серия, 1600 м		Сулумонакская свита, 2000 м				
средний	Оротауская серия, более 3000 м						Канкская серия				
	Караджилгинская серия, 3000 м	Ичкелетауская серия, до 2300 м									
нижний рифей (?)											
					Майтубинская серия, 9000 м		Боровская серия	Шарыкская и куспекская свиты, 2200 м			
Нижний — средний протерозой (?)					Жийдинская серия, 4600 м			Иманбурлукская свита, 2600 м			
						Карсакапская серия, 4000 м		Ефимовская свита, 2600 м			
Архей? — нижний протерозой	Киргизская серия, 6000 м	Каракульджинская свита, 3000 м	Касанская серия, свита Малого Нарына, свита Куйлю, до 5000 м			Аралбайская серия, 6800 м		Зерендинская серия, 9000 м	Ошагандинская свита, 500—600 м		
	Кеминская серия, 7000 м					Бектурганская серия, 5000 м			Осакаровская свита, >700 м		
	Актюзская серия, 6000 м								Шингаревская свита, >2000 м		

Схема стратиграфии докембрия Тянь-Шаня и Кызылкумов (по Л. Н. Бельковой и В. Н. Огневу, 1969 г.)

	Кызылкумы				Южный Тянь-Шань					Средний Тянь-Шань			Каратау-Таласская зона			Северный Тянь-Шань			Восточный Тянь-Шань
	Султануздаг	Центральные Кызылкумы	Знаэтинские горы	Северный Нуратау		Гиссарский и Зеравшанский хребты	Каратегин	Юго-западный Гиссар	Бассейн р. Кассан	Атбашинский хребет	Большой Каратау	Верхний Нарын	Бассейн р. Сарыджас	Малый Каратау	Таласский Алатау	Тахталыкская гряда	Киргизский, Заилийский и восточная часть Таласского хребта	Терская Алатау	Кандыктас
Кровля	Силур	Девон, силур, верхний ордовик, кембрий		Девон, силур	Девон, силур, кембрий	Девон, силур, ордовик, кембрий	Силур	Юра, нижний карбон	Кембрий	Силур (и нижний палеозой?)	Фосфороносные и ванадиеносные слои нижнего кембрия			Средний кембрий			Кембрий	По Ху Шу-жуну, нижний кембрий	
Вендский комплекс	—	Гранитоиды		Гранитоиды			—	—	—	—	Рангские граносиениты	Джетымская серия	Каройская серия	Карагоинская серия	Караджилгинские граносиениты				Свиты по А. С. Махурину Хонголчены, 300 м Шичуань, 135 м Лочен, 500 м Замоктыбулак, 800 м Отунбулак, 1600 м Чжообисань, 950 м
Ряфей		Ауминзинская свита		Маджерумская свита	Ягнобская свита	—	—	—	—	Кумыстинские граниты	Свита Большого Нарына	Кокджотская серия	Узунахматская серия	Кенкольская серия	Сарыбулакская свита			Северосыныртагская, 900 м Сыныртагская, 650—700 м	
Средний протерозой						Шаурская свита?	—	—	—	Свита Алмалы			Бакаирская свита	Караджилгинская свита			Южносыныртагская, 675 м		
Нижний протерозой			Базиты, гипербазиты			Базиты	—	—	—	Базиты и гипербазиты			Базиты, гипербазиты	—	—	Сынырская, 3190 м Тунурбулак, 870 м Каракошун, 480 м			
Архей	Нижняя урусайская свита		Знаэтинская свита	Улусская свита		—	Каратегинская серия	Байсунтауская серия	Кассанская свита	Атбашинская свита	Бессазская свита	Кристаллические породы Малого Нарына	—	Каракульджинская свита	Каракульджинская и каргишская свиты	Кристаллические породы Боорду, Джилярка, Большого и Малого Кемина и др.	Кристаллические породы Куйлю и Акшыйряка	Сарыбулакская свита	Гнейсовая серия архея