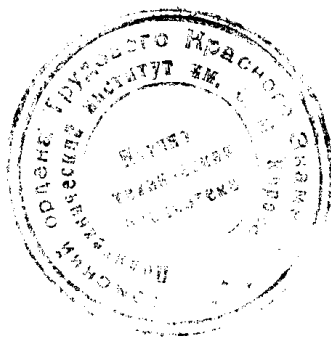


А. Г. Сивов

Нижний кембрий Западного Саяна

1858/



ИЗДАНИЕ ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Введение

Значение кембрийских отложений, участвующих в геологическом строении Западного Саяна, трудно переоценить. Достаточно сказать, что к этим образованиям, занимающим около $1/3$ всей площади Западного Саяна, приурочиваются различные по своему петрографическому составу интрузии и генетически связанная с ними разнообразная минерализация.

Однако разработанные в свое время на материалах мелкомасштабных геологических съемок и без должных палеонтологических оснований стратиграфические схемы кембрийской системы Западного Саяна являются далеко не совершенными и находятся в явном противоречии с новыми данными, полученными за последние годы. Характерным примером этому могут служить отложения так называемой западносаянской формации или третьей верхней толщи кембрия, которые ранее рассматривались как самые верхние члены кембрия Западного Саяна и относились к среднему кембрию, а теперь, по материалам новейших исследований, они, по крайней мере в районах типичного их проявления, оказываются нижнекембрийскими и составляют основание названной системы.

Мало того, эти новые данные свидетельствуют и о том, что западносаянская формация не является однородной, а представляет более сложное образование, состоящее из нескольких самостоятельных стратиграфических единиц, отделенных друг от друга отчетливо выраженными тектоно-денудационными перерывами. В отложениях некоторых из этих стратиграфических единиц нередко обнаруживаются нижнекембрийские органические остатки, в значительной степени уточняющие возраст вмещающих окаменелости пород. В связи с последним гораздо точнее определяется возраст гипербазитовой интрузии Западного Саяна и более уверенно устанавливается докембрийский возраст известной джебашской формации, широко распространенной в пределах последнего. Однозначное решение этих вопросов имеет не только большой теоретический интерес, но и важное практическое значение.

Вот почему я счел возможным в первую очередь изложить в настоящей работе материалы по стратиграфии нижнего кембрия Западного Саяна, основанные главным образом на моих личных многолетних исследованиях в названном горном массиве. К этому меня побудило также и то обстоятельство, что в литературе вновь появилась тенденция расширить объем нижнего кембрия за счет чуждых для него образований, распространенных вдоль северо-западного фаса Западного Саяна [9, 103—104] и выделенных в свое время в нижнемонокскую и верхнемонокскую формации низов среднего кембрия. Такое объединение является не только шагом назад в понимании геологии Западного Саяна, но и дезориентирует практиков в решении ряда важных практических задач, связанных с поисками и разведками полезных ископаемых.

графиях, а изредка появляющиеся трилобиты составляют предмет особой моей работы.

Настоящая работа, выполненная на кафедре исторической геологии и палеонтологии Томского политехнического института им. С. М. Кирова, представляет один из разделов темы „Кембрий Западного Саяна“, утвержденной 5. Министерством высшего образования СССР.

О западносаянской формации Западного Саяна

Прежде чем приступить к рассмотрению фактического материала по стратиграфии нижнего кембрия, возникла необходимость особо обсудить вопрос о положении в стратиграфической схеме кембрия Западного Саяна известной западносаянской формации и характерной для него гипербазитовой интрузии.

Мотивы, которые побудили постановку этого вопроса, значение его в направлении выяснения стратиграфии нижнего кембрия я попытаюсь показать в дальнейшем изложении.

Как известно, прототип западносаянской формации был установлен М. А. Усовым еще в 1936 г. по материалам геологов, проводивших исследования в Табатском районе северного склона Западного Саяна. Названный автор полагал, что нижний горизонт формации сложен водорослевыми известняками, иногда с остатками брахиопод и трилобитов, которые, будучи близкими к верхнеторгашиным, указывают на нижнюю половину среднего кембрия [47, 78—79; 43, 61—63]. В вышележащем горизонте преобладают среднего и основного состава эффузивы зеленокаменного облика, перемежающиеся с темными песчано-глинистыми сланцами, порою интенсивно хлоритизированными, вследствие чего обладающими зеленой окраской. В верхнем горизонте песчано-глинистые образования приобретают преобладающее значение, и среди них появляется много мергелистых, иногда темных воющих известняков, часто метасоматически замещенных кремнистыми растворами с превращением их в кремнистые породы.

В других участках северного склона массива отложения западносаянской формации являются более глубоко метаморфизованными, так что они в Приенисейском и Кантегирском районах некоторыми исследователями признавались докембрийскими и выделялись в I отдел метаморфической толщи.

Вместе с тем М. А. Усов считал, что широко распространенные в Западном Саяне плутоны гипербазитовой интрузии в главной своей массе располагаются в поле развития западносаянской формации и являются характерными для нее стратиграфическими документами [43]. Они выражены пестрой гаммой пород от перидотитов до соссюритизированных и амфиболизированных габбро с редким развитием своих дифференциатов, каковыми являются альбитит-аплиты (Табатский район) и своеобразные горнблендиты типа иссита, сильно актинолизированные [47, 79—82]. При этом М. А. Усов подчеркивал, что исходившие от гипербазитовой магмы богатые кремнистые растворы вызвали энергичное окремнение боковых пород с образованием своеобразных метасоматических силицилитов [47, 79; 43, 62], столь широко представленных в составе западносаянской формации.

Подобным составом осадочно-пирогенная западносаянская формация характеризуется и на юго-восточном склоне Западного Саяна, в частности, Усинском и Амыльском районах, где она также прорвана сравнительно крупными плутонами гипербазитов.

В Табатском плане западносаянская формация, по мнению М. А. Усова, располагается на размытой поверхности арбатской формации [47, 77] или свиты в понимании прежних исследователей [29, 176] и перекрывается глубокометаморфизованными породами, признаваемыми за нижнесилурийские.

Последние в других районах Западного Саяна налегают на гипербазиты без базального конгломерата и в связи с резкими тангенциальными движениями тесно пришлифовались к змеевикам, что создавало представление о внедрении гипербазитов в нижнесилурийскую толщу, в таконскую или начальную фазу эрийской складчатости [47, 82; 43, 62]. Впрочем, М. А. Усов отмечал, что в Усинском районе удалось установить наличие под нижним силуром самостоятельной осадочной формации (кемтерекская в моем понимании), которая располагается на размытой поверхности среднего кембрия с гипербазитами [47, 32 и 83].

Эти представления о среднекембрийском возрасте и составе западно-саянской формации вошли прочно в геологическую литературу и даже нашли себе место в учебнике по исторической геологии [12].

Однако еще в 1937 г. мною доказывалось, что прежние исследователи ошибались в определении стратиграфического положения верхней толщи кембрия [16, 5], являющейся одним из аналогов западносаянской формации. А несколько позже, на примере юго-западной части Табатского района были приведены убедительные материалы, свидетельствующие о том, что другой аналог этой формации, узунаргинская толща, трансгрессивно и резко несогласно, с базальным конгломератом в основании, перекрывается арбатской формацией, с которой я отождествлял ранее выделенную мной кемтерекскую толщу юго-восточного склона Западного Саяна. Затем, подтвердив прежние наблюдения Ю. А. Кузнецова [17, 24] и др., установивших под арбатской свитой мощную пирогенно-осадочную толщу — первая нижняя толща кембрия [16, 5], я расчленил последнюю на две самостоятельные формации — нижнемонокскую и верхнемонокскую, возраст которых в то время определялся в рамках низов второй половины среднего кембрия [39, 128—134]. Наконец, было показано, что нижнемонокские эффузивы рассекают отложения узунаргинской формации, а гальки пород последней, с ясно выраженными реликтовыми тектоноструктурами [33], уже обнаруживаются в базальном конгломерате верхнемонокской формации [39]. Это служило основанием рассматривать узунаргинскую формацию наиболее древним членом кембрия, по крайней мере, не моложе нижнего кембрия, что аргументировалось и палеонтологическими документами. Так, в известняках рч. М. Арбат, слагающих, как мне казалось одно время, низы узунаргинской формации, были обнаружены остатки археоциат, которые признавались принадлежащими к камешковскому комплексу, относимому к верхам нижнего кембрия [38, 136].

Близким по составу и возрасту к археоциатам рч. М. Арбат являются археоциатовые ассоциации рч. Б. Кызас, встреченные там в карбонатном горизонте, расположенном внутри сланцевых пород третьей верхней толщи кембрия [39, 135]. Вместе с тем, из литературных источников было известно, что археоциатовые известняки рч. М. Арбат, с некоторыми перерывами в обнажениях, прослеживаются на северо-восток и, смыкаясь там с трилобитово-водорослевыми известняками кл. Бабак (нижний горизонт прототипа западносаянской формации), образуют один синхронный горизонт. В связи с этим бабаковский водорослево-трилобитовый горизонт и перекрывающие его два верхних компонента прототипа западносаянской формации мною стали считаться нижнекембрийскими, а не среднекембрийскими, как их определял на основании фауны трилобитов М. А. Усов.

Таким образом, как будто бы удалось доказать, что прототип западносаянской формации и его аналоги — третья верхняя толща кембрия, узунаргинская формация — являются синхронными образованиями с возрастом не моложе нижнего кембрия, вследствие чего отпадала необходимость сохранения двух последних наименований.

Несколько позже уточнялась стратиграфия кембрия южного склона Западного Саяна. В результате детальных геологических исследований юго-

западной окраины Куртушибинского хребта известная здесь узунаргинская формация, аналог западносаянской формации [34, 406], была расчленена на две самостоятельных стратиграфических единицы, отделенных одна от другой несогласиями. Нижней из них, сложенной пазинитовыми и графитизированными сланцами, с пачками кварцитов и доломитизированных водорослевых известняков, было присвоено название аккольской формации. Верхней же, представленной терригеново-эффузивными, сильно рассланцованными, метаморфизованными сланцами, с подчиненными им пластами микрокварцитов и линз известняков, иногда с остатками водорослей и археоциат, очень плохой сохранности, было дано название чингинской формации [39, 136].

Кроме того, проведя кратковременные исследования в бассейне верхнего течения рч. Элэхема, левого притока Улухема, мною были подтверждены прежние наблюдения З. А. Лебедевой, свидетельствующие о том, что распространённые в возвышенностях Актоврак (водораздел между Темерсуком и Элэхемом) археоциатовые известняки прорываются гипербазитами и в контакте с последними превращаются в характерную синевато-серую кремнистую породу [24, 120].

Собранные из упомянутых известняков археоциаты в присутствии среди них *Ajacyathus otichtaschensis* и других форм оказались сопоставимыми с известным камешковским комплексом археоциат. В то время я не имел возможности установить характера соотношений между актовракскими известняками и отложениями чингинской формации, но при этом и тогда не возникало сомнений в том, что первые из них занимают более высокое стратиграфическое положение в разрезе нижнего кембрия.

На северном склоне Западного Саяна синхронные отложения чингинской формации устанавливались без особых затруднений. С нею я сопоставил литологически сходные осадки узунаргинской формации [38, 27], протягивающиеся непрерывной полосой от истоков рч. М. Арбат на северо-востоке до верховий Б. Кызас на юго-западе. На северном склоне с достаточными основаниями устанавливались и аналоги актовракских известняков, с которыми сопоставлялись известняки рч. М. Арбат, Б. Кызас, там и здесь охарактеризованные остатками археоциат камешковского комплекса, а так же известняки кл. Бабак, причем сопоставление последних приводилось не только по мотивам, изложенным выше, но главным образом при учете новых данных, появившихся к этому времени.

Дело в том, что в 1946 г. в палеонтологический кабинет Западносибирского геологического управления была доставлена коллекция археоциат, собранная, как гласил приложенный к ней документ, на прямом продолжении известняков кл. Бабак.

По определению П. С. Краснопеевой, среди археоциат оказался *Ajacyathus otichtaschensis*, который, кроме известняков кл. Бабак, возвышенностей Актоврак, был установлен также в известняках рч. Б. Кызас и который признавался важной коррелятной формой для камешковского комплекса археоциат.

Но при сопоставлении стратиграфических членов нижнего кембрия южного и северного склонов Западного Саяна возникли некоторые противоречия, которые, естественно, требовали устранения.

Главное противоречие заключалось в том, что на южном склоне известняки с камешковским комплексом археоциат считались залегающими в верхах чингинской формации (возвышенности Актоврак), тогда как на северном склоне соотношения между названными членами рассматривались обратными (кл. Бабак, рч. М. Арбат). Это противоречие оказалось легко устранимо при учете указаний К. И. Богдановича [5, 274] и других исследователей, свидетельствующих об опрокидывании метаморфических толщ северного склона Западного Саяна к северу.

В соответствии с этой концепцией можно было предположить, что стратиграфические члены нижнего кембрия (западносаянская формация) северного склона находятся в опрокинутом залегании и, следовательно, известняки кл. Бабак (нижний горизонт западносаянской формации по М. А. Усову) и рч. М. Арбат с камешковскими археоциатами являются самыми верхними членами отдела, а не наоборот, как полагал в свое время М. А. Усов. При таком толковании стратиграфического положения известняков кл. Бабак становилось очевидным, что средний и „верхний“ горизонты прототипа западносаянской формации составляют нижние члены последней, и мной они стали сопоставляться с отложениями чингинской формации или ее аналогом узунаргинской, которые, в свою очередь, признавались древнее известняков рч. М. Арбат.

Признав известняки с камешковским комплексом археоциат (рч. М. Арбат, кл. Бабак, сопот Актоврак) синхронными, я стал объединять их в одну стратиграфическую единицу, за которой, по ряду соображений, сохранялось название—западносаянская формация, причем между ней и нижележащей чингинской формацией предполагалось наличие перерыва и несогласия. Коротко останавлиюсь на тех основаниях, которые побуждали меня высказать последнее предположение.

Напомню, что в сопках Актоврак известняки с камешковскими археоциатами, объединенные в западносаянскую формацию, прорываются и метаморфизуются гипербазитами. Затем, еще в 1940 г., на северном склоне Западного Саяна, в хребте Каир мною была выделена каирская микродиоритовая (метадiorитовая) интрузия, прорывающая и метаморфизующая отложения узунаргинской (чингинской) формации [38, 27; 39, 140]. Каирская микродиоритовая интрузия мною предположительно считалась более древней, чем гипербазитовая, которая, в свою очередь, рассматривалась древнее майнских троньмитов середины среднего кембрия.

Анализ указанных соотношений между перечисленными интрузивными формациями неизбежно приводил к выводу, что за нижнекембрийскую эпоху имели место две фазы тектогенеза, ранняя из которых проявилась в послечингинское время и сопровождалась становлением микродиоритов. Более поздняя фаза разразилась в послезападносаянский век (после накопления известняков с камешковским комплексом археоциат) и с ней было связано внедрение гипербазитов.

В связи с изложенным предположение о перерыве и несогласии между западносаянской и чингинской формациями приобретало значение достоверности. Эту западносаянскую формацию, сложенную только известняками с остатками археоциат и трилобитов, я стал относить к верхам нижнего кембрия, что находилось в полном соответствии с представлениями о возрасте камешковского комплекса археоциат и чему как будто бы не противоречили трилобиты кл. Бабак, признаваемые более древними, нежели трилобиты санаштыкгольского известняка, возраст которых в это время стал определяться в рамках низов среднего кембрия.

Столь подробное изложение некоторых материалов, касающихся стратиграфии прототипа западносаянской формации и ее аналогов, вызвано необходимостью внести разъяснение в стратиграфическую схему, помещенную в одной из моих работ, опубликованной в 1948 г. В этой схеме [39, 136] прототип западносаянской формации признавался равным по объему нижнекембрийскому отделу, расчленяемому на три формации, из которых первым двум нижним были присвоены новые названия.

За верхним же нижнекембрийским членом, ограниченным в объеме археоциато-трилобитовыми известняками, сохранялось название западносаянская формация на том основании, что она прорывается гипербазитами, которые в то время рассматривались для этой формации важнейшими стратиграфическими документами [20; 22; 43].

Однако в более поздней своей работе, опубликованной в 1950 г., за верхним нижнекембрийским членом не было сохранено прежнего его названия (западно-саянская формация), а ему было присвоено новое наименование—бабаковская формация [40], причем на мотивах, побудивших заменить одно название другим, в то время остановиться не представилось возможным.

Вполне естественно, что на этих причинах необходимо, хотя бы в общем виде, несколько здесь задержаться. Еще А. Н. Чураков, основываясь на ряде общих соображений, высказывал предположение о возможном докембрийском возрасте гипербазитов Западного Саяна и вмещающих последние отложений, сопоставляемых названным исследователем с известной кутеньбулукской свитой [54, 152—153]. Несостоятельность взглядов А. Н. Чуракова по обсуждаемому вопросу являлась настолько очевидной, что на них не было необходимости останавливаться. У меня не вызывало никаких сомнений в том, что гипербазиты, прорывающие палеонтологически охарактеризованные нижнекембрийские отложения, не могут быть древнее последних. На ошибки же З. А. Лебедевой, настаивавшей на каледонском возрасте гипербазитов южного склона Западного Саяна, указал в свое время В. А. Кузнецов [42; 18; 19].

Но, в свою очередь, В. А. Кузнецов привел, как мне казалось в то время, достаточно убедительные доказательства в отношении среднекембрийского возраста гипербазитов южного склона Западного Саяна. Он в правобережье р. Улукхема, близ города Шагонара выделил эффузивно-осадочную, с остатками р. *Paradoxides* толщу, которую, сравнивая с ранее установленной им актовракской формацией, признавал аналогом прототипа западно-саянской формации в понимании объема и состава последней М. А. Усовым [20; 22, 28].

Если ошибочность сопоставлений эффузивно-осадочной толщи с р. *Paradoxides* с прототипом западносаянской формации для меня была очевидна, то сомневаться в среднекембрийском возрасте первой из них не было никаких оснований. Следовательно, оставалось признать, что в Западном Саяне имеется две разновременных гипербазитовых интрузии, одна из которых прорывает западносаянскую (актовракскую) формацию среднего кембрия, а другая, пересекает тоже западносаянскую формацию, но нижнекембрийского возраста. Известно, что наличие в местной стратиграфической номенклатуре нескольких с одинаковыми названиями, но с различными объемами, составом и особенно возрастом стратиграфических единиц, всегда порождает всякого рода недоразумения при обобщении геологических материалов, поэтому я и счел возможным не сохранять за верхним нижнекембрийским членом прежнего его названия—западносаянская формация, а присвоил ему новое наименование—бабаковская формация. Это переименование необходимо было сделать и потому, что гипербазиты Западного Саяна, как мне казалось, будучи разновозрастными, не могли больше рассматриваться важнейшими стратиграфическими документами только для западносаянской формации в понимании ее состава и возраста М. А. Усовым.

Вместе с тем, элиминирование описанными выше методами всех частных неточностей стратиграфии как прототипа западносаянской формации, так и ее аналога нижнекембрийского отдела позволяло, как мне казалось одно время, рассматривать эти стратиграфические единицы не только соизмеримыми по объему и возрасту, но и считать уточненный разрез первой из них за эталонный разрез для второй. Но эти представления оказались в резком противоречии с появившимися в геологической литературе взглядами, возрождавшими прежние представления о среднекембрийском возрасте известняков кл. Бабак, которые к тому же стали рассматриваться самыми молодыми стратиграфическими членами кембрия Западного Саяна.

В самом деле Н. С. Зайцев и Н. В. Покровская доказывали, что слабо измененные эффузивнотерригеновые отложения (номенклатура авторов)

рч. Табат и Б. Кызас и более глубоко метаморфизованные породы западно-саянской формации являются будто бы близкими по возрасту образованиями, укладывающимися в рамки нижнекембрийского отдела. Кроме того, один из упомянутых авторов Н. В. Покровская безоговорочно утверждала, что в известняках кл. Бабак якобы обнаруживаются среднекембрийские трилобиты, а в известняках кл. Санаштыкгол—нижнекембрийские, и притом даже не моложе зоны *Protolenus*. [9, 104].

У меня не было сомнений в том, что Н. С. Покровская допускала серьезные ошибки в своих „новых“ стратиграфических построениях, объединяя в нижнекембрийский отдел различные по степени метаморфизма толщи и рассматривая известняки кл. Бабак, положение которых в разрезе она не установила, моложе известняков кл. Санаштыкгол. Однако отдавая себе отчет в том, что мои доказательства в этом направлении, частично изложенные выше, не могли быть исчерпывающими, я поставил перед собой задачу лично изучить разрез рч. Табат и на основе его изучения попытаться разрешить возникшие новые разногласия по стратиграфии кембрия Западного Саяна вообще и его нижнекембрийского отдела в особенности.

Равным образом изучение разреза рч. Табат, мне казалось, позволит окончательно решить вопрос о возможности принятия стандартного разреза прототипа западносаянской формации за эталонный разрез нижнекембрийского отдела в вышеизложенном понимании его объема.

И вот, участвуя в детальных геологических исследованиях проводившихся в бассейне верхнего течения рч. Табат, мною был собран достаточно богатый геологический материал, позволяющий осветить интересующие нас вопросы на новой фактической основе.

Для этого вкратце остановлюсь на описании разреза по рч. Табат и более подробно охарактеризую геологическое строение кл. Бабак и Карамкел, где впервые и устанавливался прототип западносаянской формации.

Разрез по рч. Табат в общем простой. По ее правому склону, вверх от села Табат, обнажаются маинские троньмиты, которые в 1,5 км н же устья рч. Чазрык рассекают и метаморфизуют кератофиры и порфириды нижнемонокской формации или новопросветской—в понимании М. А. Усова [47, 44].

На нижнемонокских эффузивах, а местами непосредственно на маинских троньмитах (истоки кл. Кускун), с базальным конгломератом в основании, располагается песчано-сланцевая толща, названная в свое время арбатской формацией. Породы последней, при устье рч. Чазрык, собраны в крутую деактивного типа синклинальную складку, слегка опрокинутую к северу.

Из-под арбатской толщи вновь выступают эффузивы, протягивающиеся вдоль правого склона рч. Чазрык вплоть до устья кл. Бабак, впадающего в последнюю слева, в 9 км выше с. Табат. Эффузивы, будучи представлены в нижних частях разреза кератофирами, а в верхних—диабазовыми порфиритами (спилитами), принадлежат к той же нижнемонокской (новопросветовской) формации и прорываются здесь маинской интрузией, небольшие плутоны которой показаны на геологической карте прежних исследователей, недалеко от устья кл. Бабак.

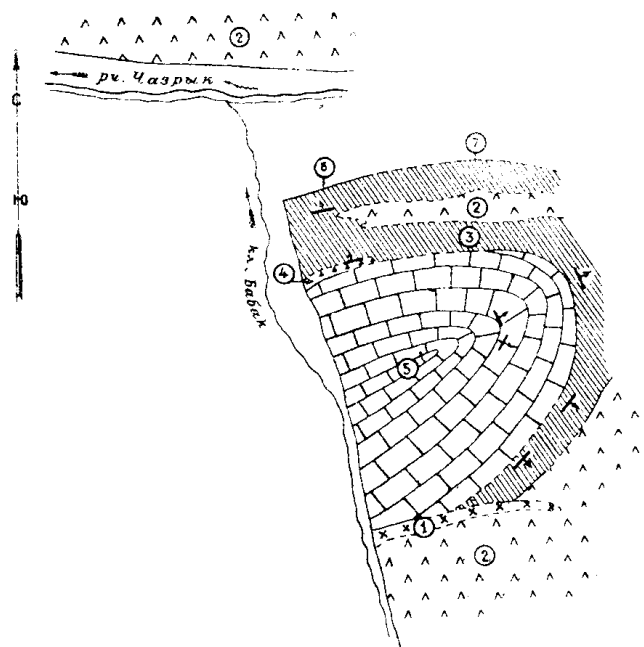
По кл. Бабак, изучение разрезов мною проводилось при участии К. В. Радугина, причем с осмотром большого количества горных выработок, часто вскрывающих контакты различных порядков стратиграфических членов (фиг. 1).

В 200 м выше устья кл. Бабак, по его правому склону, на высоте 3 м над дном долины выступают темные, иногда агатово-черные и реже зеленоватые лидиты, падающие на северо-запад 350° под углом 65° . В лежащем боку лидитов, вскрытом горной выработкой, располагается прослой мощностью до 0,3 м осадочной брекчии, состоящей из мелких остроугольных обломков серого известняка и хорошо окатанной гальки темных филлитов, зе-

ленокаменных эффузивов и зернышек серпентинита. Брекчия, сцементированная кремнистым материалом, падает также на северо-запад 350° под углом 65° .

Затем, из-под брекчии выступают массивные светлосерые известняки, переполненные остатками *Epiphyton* sp. при весьма редком присутствии трилобитов, встречающихся в пачках, лишенных водорослей.

У подошвы склона кл. Бабак в известняках, названных в свое время бабаковскими, слоистость не наблюдается, а выраженные в них плоскости резкой трещиноватости преимущественно круто падают на юго-восток и простираются в восточно-северо-восточном направлении. Известняки вверх по ключу прослеживаются на расстояние не менее 265 м, причем здесь они



Фиг. 1. Схема взаимоотношений бабаковских известняков и нижнемонокских эффузивов по кл. Бабак (план).

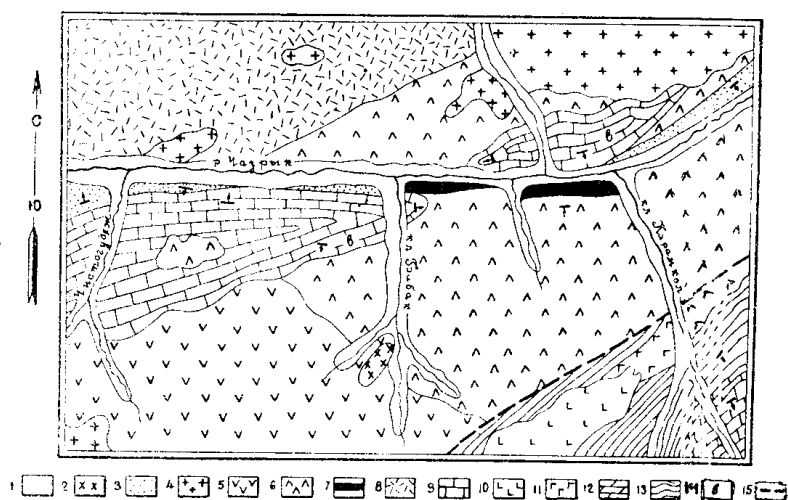
1—ранневарисские (?) диорит-диабазы; 2—спилиты, 3—лидиты и 4—осадочная брекчия нижнемонокской формации низов среднего кембрия; 5—известняки бабаковской формации верхов нижнего кембрия; 6—контакты прослеженные и (7) предполагаемые.

прорваны дайкой кварцевого диорита, падающей на юго-восток 135° под углом 65° . Висячем боку дайки развиты диабазовые порфириды и их миндалефирные разности темнозеленоватой окраски и массивного сложения. Среди последних местами располагаются также прослои лидитов, падающие на юго-восток 140° под углом $45-50^\circ$. Эти диабазовые порфириды протягиваются вверх по правому склону кл. Бабак вплоть до его вершины. При прослеживании бабаковских известняков в направлении северо-восток, почти в самом борту ключа, в них устанавливается ясная слоистость, обусловленная чередованием темносерых мелкополосчатых водорослевых известняков и светлосерых массивных разностей последних, лишенных водорослей, но иногда содержащих остатки трилобитов и археоциат.

Плоскости наложения простираются в долготном направлении и падают то на северо-восток 65° , то прямо на восток под углом 70° . Затем, на водоразделе между кл. Бабак и М. Бабак, вновь появляются полосчатые

лидиты, непосредственно налегающие на известняки и падающие на северо-восток под углом 40° . При движении по этому водоразделу к устью кл. Бабак, среди лидитов располагается маломощный покров миндалефировых диабазовых порфиритов, в которых обнаруживаются редкие, мелкие остроугольные ксенолиты известняка, совершенно идентичного бабаковскому известняку.

Таким образом, по кл. Бабак вскрывается крутая асимметричная антиклинальная складка, в замке которой выступают бабаковские известняки, а в крыльях—несогласно лежащие на них лидиты, чередующиеся с диабазовыми порфиритами, которые и принимались М. А. Усовым за средний горизонт западноаянской формации [47, 79]. К северо-востоку от кл. Бабак, в 0,5 км выше его устья, в правобережье рч. Чазрык—из под-диабазовых порфиритов, вновь появляются бабаковские известняки, падающие на юго-запад под углом 55° . Отсюда они в виде узкой полосы протягиваются в левобережье нижнего течения кл. Известкового, а затем про-



Фиг. 2. Схема геологического строения верхнего течения рч. Чазрык, притока рч. Табат.

- 1—четвертичные отложения; 2—ранневарисские (?) диорит-диабазы;
- 3—песчаники и конгломераты арбатской формации верхнего кембрия;
- 4—маинские троньемиты; 5—авгитовые порфириты, 6—спилиты,
- 7—лидиты, 8—альбитофиры и порфириты нижнемонокской формации;
- 9—бабаковские известняки; 10—последбабаковские микродиориты;
- 11—гипербазиты; 12—известняки, 13—глинистые и кремнисто-глинистые сланцы чингинской формации второй трети нижнего кембрия;
- 14—местонахождения органических остатков; 15—дизъюнктивные контакты.

должаются по правому склону рч. Чазрык, вплоть до устья кл. Карамкол (фиг. 2). В этом пункте в известняках, падающих под углом 65° на юг, обнаружены редкие остатки трилобитов, археоциат и брахиопод. Кроме того, известняки, будучи здесь почти со всех сторон обрамлены диабазовыми порфиритами типа кл. Бабак, вместе с последними прорываются и метаморфизуются майнскими троньемитами, сравнительно крупный плутон которых развит в 1,5 км к северу от долины Чазрык (фиг. 2).

С юга к диабазовым порфиритам с пачками лидитов примыкает резко отличающаяся по литологическому составу и внутренней структуре толща, занимающая пространства среднего и верхнего течения кл. Карамкол.

В устье последнего вначале выходит пачка лидитов, падающая на юг под углом 50° , перекрываемая покровами массивных, грязносерых миндале-

каменных порфиров, интенсивно кальцитизированных и совершенно тождественных подобным породам кл. Бабак. В среднем течении к эффузивам примыкают энергично рассланцованные, заметно гофрированные, морщинистые, зеленовато-серые алевролитовые и темные углистые, иногда графитизированные сланцы, а также филлиты, вмещающие мелкие линзообразные тела гипербазитов. Далее вверх по кл. Карамкол, вплоть до его вершины, происходит чередование тех же сланцев с пластовыми телами до неузнаваемости рассланцованных зеленокаменных эффузивов основного ряда. Среди сланцев довольно часто отмечаются пачки различной окраски микрокварцита, преимущественно серого цвета или пестропятнистого мраморизованного известняка, то массивного, то тонкослоистого, часто доломитизированного. В известняках весьма редко удавалось обнаружить остатки водорослей, принадлежащих к родам *Epiphyton* и *Osagia*. Падение слоистости в известняках преимущественно на юго-восток 145° под углом $65-70^\circ$; в этом же направлении падают плоскости рассланцовки, но под более крутым углом наклона ($75-80^\circ$).

В вершинах кл. Карамкол и Чазрык в рассматриваемой толще располагаются многочисленные силлы и дайки диоритпорфиров, порфиров и особенно альбитофинов, причем последние нередко секут вмещающие породы вкрест простирания сланцеватости.

Эта толща относилась М. А. Усовым к „верхнему“ горизонту западно-саянской формации [47, 78—79]; она (толща) сопрягается через ясно выраженный дизъюнктив с формациями, примыкающими к ней с севера. В зоне дизъюнктива, улавливаемого в обнажениях кл. Карамкол, широко развиты милониты, брекчии трения, состоящие из остроугольных обломков сланцев, гипербазитов и пород лежачего бока, вовлеченных в орбиту сместителя. Падение последнего на юго-восток 155° под углом 70° . Кроме того, в зоне дизъюнктива, при тонком втирании пород лежачего бока в породы висячего, развивается интенсивная рассланцовка, сопровождаемая гофрировкой, зеркалами скольжений, зонами смятий и притираний.

Таким образом, в результате изучения разрезов по кл. Бабак и детального картирования примыкающих к нему ближайших площадей выяснилось, что развитые на этом пространстве эффузивно-осадочные отложения, объединявшиеся ранее в западно-саянскую формацию, выражены различными по степени метаморфизма и возрасту породами, группирующимися в самостоятельные стратиграфические члены, с весьма сложными взаимоотношениями между ними.

Так, диабазовые порфиры (спилиты) и лидиты кл. Бабак (средний горизонт по М. А. Усову), налегающие с резким несогласием и базальной брекчией в основании на бабаковские известняки, ошибочно относились к прототипу западно-саянской формации. Эти порфиры и лидиты по петрографическому составу и стратиграфическому положению составляют один из характерных членов нижнемонокской формации низов среднего кембрия, породы которой занимают широкое поле вправо—и местами левобережье рч. Чазрык.

Напомню, что в правом борту названной речки, выше кл. Бабак, а затем по кл. Известковому диабазовые порфиры, налегающие здесь опять-таки на бабаковские известняки, вместе с последними прорываются и метаморфизуются майнскими троньемитами. И, кстати, укажу, что в упомянутом пункте в контакт с майнскими троньемитами не вступают породы арбатской формации, которые, видимо, ошибочно показаны М. А. Усовым на приведенной им схематической карте [47, 44].

Несколько труднее выясняется отношение известняка кл. Бабак к сланцево-эффузивно-кремнисто-известняковой толще, развитой в среднем и верхнем течениях кл. Карамкол и являющейся самым древним членом рассматриваемого разреза.

распространения чингинской формации, пересекаются микродиоритами типа хребта Каир и, таким образом, являются древнее последних. В свою очередь, микродиориты являются древнее маинских троньемитов и нижнемонокских эффузивов.

Таким образом, из анализа рассмотренных только что материалов можно сделать следующие выводы:

1) известняк кл. Бабак не является самым молодым стратиграфическим членом кембрийских отложений бассейна верхнего течения рч. Табат, как это полагала Н. В. Покровская. Известняк этот, будучи древнее нижнемонокской и арбатской формаций, которые, вероятно, и рассматривались Н. С. Зайцевым и Н. В. Покровской слабо метаморфизованными эффузивно-терригенными отложениями, занимают более низкое стратиграфическое положение по отношению к ним;

2) в состав западносаянской формации М. А. Усов объединил различные по возрасту, внутренней структуре и содержанию стратиграфические члены и допустил ошибку в определении их восходящего порядка;

3) гипербазиты, располагаясь только в поле развития „верхнего“ горизонта западносаянской формации и будучи древнее других ее членов, не могут быть признаны важнейшими для нее стратиграфическими документами. Гипербазиты, вероятно, окажутся характерными образованиями для чингинской формации, к которой, как было показано выше, в действительности и принадлежит „верхний“ горизонт прототипа западносаянской формации.

Больше того, поскольку последняя потеряла свое самостоятельное стратиграфическое значение, название „западносаянская формация“ не может дальше сохраняться в местной стратиграфической номенклатуре;

4) стандартный разрез западносаянской формации, как состоящий из разновозрастных отложений, не мог быть принят за эталонный разрез для нижнекембрийского отдела, а объем последнего ошибочно считался мной соизмеримым с объемом прототипа западносаянской формации.

Поэтому эталонный разрез нижнекембрийского отдела мной приводится с южного склона Западного Саяна, который в последние годы явился объектом весьма детальных геологических исследований.

Стратиграфия нижнего кембрия южного склона Западного Саяна

Наиболее интересные материалы, касающиеся стратиграфии нижнего кембрия, были получены в юго-западной части Куртушибинского хребта, где под моим руководством было проведено детальное геологическое картирование значительных площадей, охватывающих территорию бассейнов р. Ургуни и отчасти р. Элэхема (Илихем), левого притока Улухема (Б. Енисей).

В пределах бассейна р. Ургуни отложения нижнего кембрия, ранее описанные здесь под именем узунаргинской или чаще западносаянской формаций [34, 406; 37, 211; 39, 134—136], появляются в осевой части слегка опрокинутого к северу антиклинориума, простирающегося в северо-восточном направлении и осложненного рядом продольных дизъюнктивных нарушений. Юго-западное крыло этого антиклинориума складывается конгломерато-песчаносланцевыми отложениями кемтерекской формации [34, 407; 37, 211], в базальном конгломерате которой обнаруживаются валуны и гальки пород, характерных для нижнего кембрия и прорывающих его гипербазитовой и микродиоритовой интрузий.

В системе рр. Элэхема и Темирсука отложения кемтерекской формации собраны в пологие складки, в замках антиклиналей которых выступают породы известной актовракской формации [18; 19; 20, 270], являющейся одним из членов нижнекембрийских отложений бассейна р. Ургуни.

В отложениях кемтерекской формации изредка обнаруживаются органические остатки, которые в свое время, благодаря их плохой сохранности, я признал за верхнекембрийские [37, 214; 35, 304], а позже, на основе новых сборов палеонтологических остатков,—за нижнесилурийские, на что еще ранее указывал Г. А. Кудрявцев [23, 718—719]. В северном крыле рассматриваемого антиклинориума развиваются песчано-сланцевые, с остатками *Calapaecia*, нижнесилурийские шигнетской формации отложения, которые в бассейне р. Кемчика (Хемчик) и по долине р. Енисея, выше устья рч. Тепсель, несогласно покоятся на породах кемтерекской формации [37, 214—266].

К юго-западу ось антиклинориума испытывает крутое погружение, вследствие чего составляющие ее породы исчезают из обнажений и трансгрессивно перекрываются осадками нижнего девона, образующими плоскую синклиналь почти широтного простирания.

Строение района осложняется развитием многочисленных мелких интрузивных плутонов состава диорит-сиенитов, гипербазитов и микродиоритов, из которых массивы двух последних размещаются только в поле распространения отложений нижнего кембрия и таким образом являются характерными для него стратиграфическими документами.

Детальное изучение нижнего кембрия позволило, кроме гипербазитов и микродиоритов, индивидуализировать в его составе еще две осадочно-эффузивных формации, из которых за нижней мы сохраняем название аккольской, а верхней—чингинской.

Аккольская формация

В типичном своем проявлении отложения аккольской формации распространены в бассейне р. Ургуни, правого притока р. Енисея, где они слагают вытянутую в широтном направлении полосу, длиной до 35 км и шириной 3—5 км. Состав формации выясняется из почти непрерывного разреза, протягивающегося вдоль долины левого притока Ургуни, рч. Аккол, текущей почти вкрест простирания толщи. Здесь, в 0,5 км выше устья названной речки, по ее правому борту, примыкая через взбросовое нарушение к отложениям нижнесилурийской шигнетской формации, тянется толща горных пород аккольской формации, распадающейся на такие пачки снизу вверх:

а) грязно-зеленые, тонкорассланцованные альбито-хлорито-серицитовые сланцы с редкими прослоями темных среднезернистых мраморов мощностью не более 2—3 м. Внутри сланцев на различных интервалах располагаются слои кварцитов, мощность которых колеблется от одного до нескольких десятков метров;

б) празинитовые сланцы, часто переслаивающиеся с кварцитами и реже графитизированными породами, которые приобретают преобладающее значение в верхах пачки и включают прослой темных мраморизованных известняков и пласты светлосерых кварцитов;

в) мраморизованные известняки, подвергшиеся в контакте с диоритовой интрузией метасоматическим изменениям с превращением их в силикатовые „роговики“, реже тактиты, мраморы и вторичные кварциты.

Чередование отдельных компонентов пачек схематически изображено на прилагаемом разрезе (фиг. 3). К карбонатному стратиграфическому члену аккольской формации через дизъюнктив примыкают отложения нижнего девона, составляющие крутую деактивного типа синклинальную складку, слегка опрокинутую к северо-западу.

Видимая мощность аккольской формации, судя по разрезу рч. Аккол, не менее 4 км. Однако, учитывая возможную повторяемость слоев при изоклинальной складчатости, истинная мощность может несколько снизиться, но вряд ли она будет меньше 2—2,5 км. Породы формации проявляют вы-

1552

1552

1552

1552



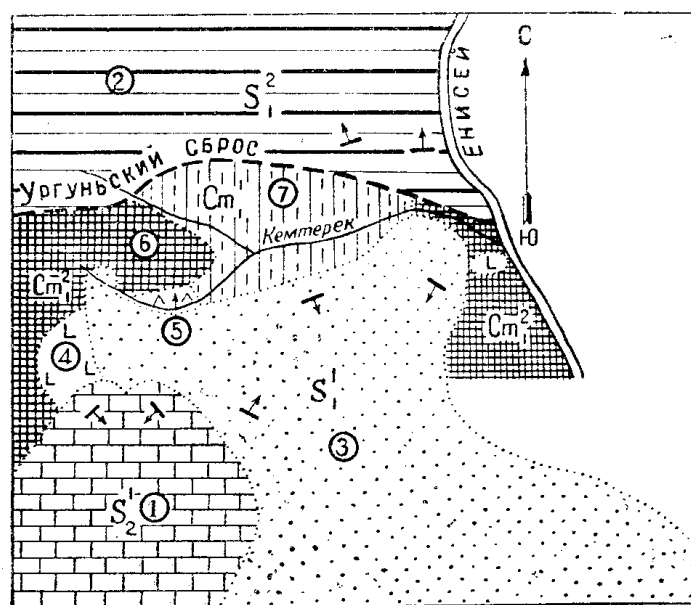
1552

1552

Элементы петрографической характеристики аккольской формации

Для полноты характеристики аккольской формации следует несколько задержаться на рассмотрении петрографического ее состава, выявляющего особенно отчетливо индивидуальные черты эталонного типа формации. Как это было показано на примере разреза рч. Аккол, нижние ее члены слагаются альбито-хлорито серицитовыми сланцами. Последние обладают плотным сложением, зеленовато-серой окраской, идеальной сланцеватостью, вдоль плоскостей которой развивается мелкая сыпь серицита и хлорита, а также тонкие, четковидные жилки кварца, и карбонатов, иногда с включениями пирита. Микроскопическое исследование шлифов немногим дополняет характерные черты рассматриваемой породы, выявляя в ней лепидобластическую структуру, образованную альбитом, хлоритом, актинолитом, серицитом, карбонатами и реже кварцем.

Наиболее интересными породами формации являются празинитовые сланцы, появляющиеся примерно в средних ее горизонтах. В обнажениях празинитовые сланцы выступают пластообразными телами мощностью от 2 до 100 м, правильно чередующимися с залежами кварцитов, мощность которых



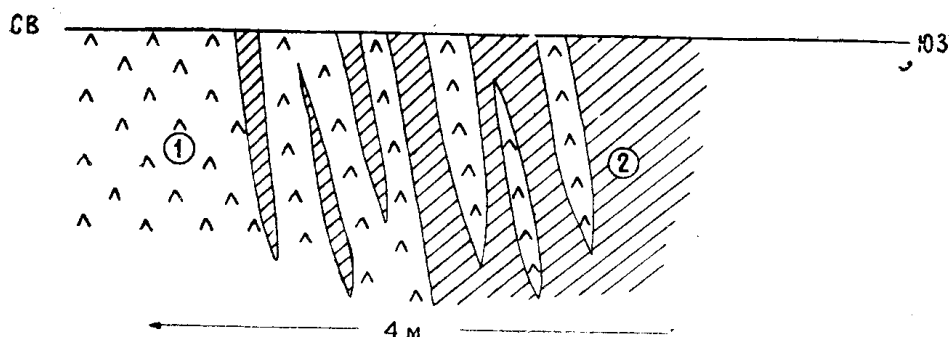
Фиг. 4. Схема геологического строения рч. Кемтерек притока реки Енисей.

1—шиштыкская формация; 2—шигнетская формация; 3—кемтерекская формация; 4—западноаянская гипербазитовая интрузия; 5—маинские троньемыты; 6—чингинская формация; 7—аккольская формация.

колеблется от 1 до 50 м. В чередовании празинитовых сланцев и кварцитов можно подметить определенную, но пока мало объяснимую закономерность. Дело в том, что в самых мощных залежах празинитов, висячем боку последних всегда появляются 2—3 прослоя кварцитов, суммарная толщина которых не превышает 1—2 м. В свою очередь, в лежащем боку наиболее мощных слоев кварцитов обнаруживаются пропластки празинитовых сланцев с суммарной мощностью, тоже не выходящей за рамки 1—2 м (фиг. 5). Контакты между рассматриваемыми породами достаточно резкие и совпадают с направлением господствующей сланцеватости, и при этом в мелких допол-

нительных складках они участвуют в одинаковых изгибах, без видимых разрывов (фиг. 6).

Среди празинитовых сланцев выделяются две характерные разновидности—альбито-актинолито-глаукофановая и альбито-актинолито-цоизитовая, различия между которыми отчетливо устанавливаются лишь под микроскопом. Макроскопически же эти разновидности представляются утомительно

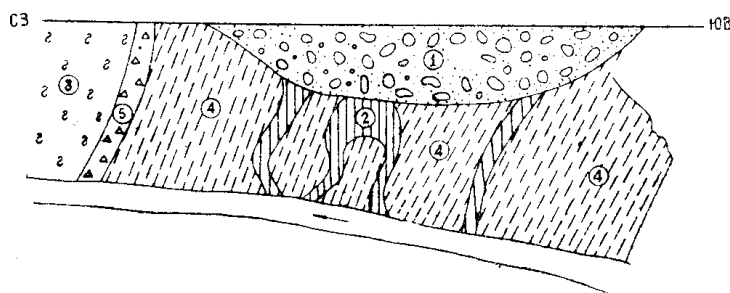


Фиг. 5. Чередование празинитов (1) и кварцитов (2) в одном из обнажений рч. Аккол (разрез).

однообразными породами, обладающими зеленым с различными тонами в окраске цветом, тонкосланцеватой микроплойчатой текстурой с волокнистым строением.

Альбито-актинолито-глаукофановые сланцы под микроскопом обнаруживают волокнисто-бластическую структуру, основная ткань которой выполнена актинолитом, при участии глаукофана, хлорита, альбита, карбонатов, кварца, сфена, пирита и магнетита.

Актинолит тонковолокнистого габитуса с характерным бледнозеленым цветом по Ng, до бесцветного или слегка зеленоватожелтого по Np, с углом погасания—C: Ng = 18°, Ng — Np = 0,021° имеет вид агрегативных прядей,



Фиг. 6. Формы дополнительной складчатости в кварцитах аккольской формации.

1—аллювиальные отложения; 2—кварциты, 3—графитизированные сланцы, 4—празиниты и 5—брекчии аккольской формации.

расположенных по сланцеватости. В тесном переплетении с ним находится глаукофан, выделяющийся своей яркофиолетовой окраской на общем зеленом фоне шлифа. Изредка отдельные зерна глаукофана появляются в виде порфиробластов с едва уловимыми контурами, но чаще они образуют игольчатой формы кристаллы, вырастающие из актинолитового агрегата. При всем этом глаукофан кажется зонарным и сохраняет некоторые свойства актинолита, как-то: угасание, плеохроизм и величину двупреломления. Ко-

личество глаукофана в породе значительно, так что некоторые разности последней близки к глаукофанитам.

Существенное место в описываемой породе занимает альбит, тонкозернистые агрегаты которого обычно разбросаны кучками в поле шлифа, но иногда он имеет почти призматические очертания и пронизан волокнами актинолита. В других случаях альбит появляется линзовидными скоплениями в ассоциации с кварцем, эпидотом и кальцитом.

По амфиболам крупными пятнами развивается зеленый пеннин, замещающий отдельные зерна амфибола с краев и проникающий в него по трещинкам в виде жилок. Слияние последних сопровождается образованием сплошного агрегата хлорита, который иногда в породе является главным минералом по отношению к другим компонентам.

Однако такие энергично хлоритизированные сланцы ограничены в своем развитии узкими участками, затронутыми особо интенсивной рассланцовкой.

Альбито-актинолито-цзоизитовые сланцы по своему структурному узору и отчасти минералогическому составу очень близки к вышеописанным разностям празинитов. В них также основная волокнисто-бластическая ткань состоит из тонковолокнистого бледнозеленого актинолита, в различной степени замещенного хлоритом (пеннин). Среди хлорито-актинолитовой массы разбросаны крупные и мелкие призматические кристаллы α -цзоизита. В скрещенных николях среди указанного агрегата показываются мозаичные зерна альбита, с тонкими полисинтетическими двойниками.

Второстепенные компоненты, как-то: сфен, карбонаты, кварц и другие редкие минералы, ведут себя в обеих разностях празинитов совершенно одинаково. Так, сфен, составляющий 8—10% площади шлифа, появляется в виде тонкозернистых скоплений и обособляется округлыми пятнами или растянутыми цепочками, представляя сильно катаклазированные зерна. Внутри комковатых образований сфена отмечаются небольшие зерна железо-черного минерала, повидимому, ильменита. Не менее рельефно на общем рисунке шлифа выделяется железистый карбонат, концентрирующийся хлопьевидными агрегатами, окаймленными бурыми окислами железа. Обычно карбонат тесно ассоциирует с актинолитом и альбитом и генетически с ними связан. Другой тип карбоната, несомненно более позднего происхождения, проявляющийся в форме ромбоздров с тонкими полисинтетическими двойниками и принадлежащий, вероятно, кальциту, появляется ветвистыми прожилками или изометричными зернами. Аналогичным образом ведет себя кварц, ассоциирующий то с альбитом, то с хлоритом.

Из рудных минералов предпочтительным развитием пользуется пирит, хорошо обнаруживаемый макроскопически. Чаше он концентрируется прожилками толщиной в 1—2 мм по трещинам отдельности и сланцеватости и образует местами штокверки или рассеянные вкрапленники с очень правильными кубиками, диаметром до 1,5 см.

Своеобразными разновидностями празинитов являются плагиоклазово-хлорито-цзоизитовые и биотито-хлорито-кварцево-альбитовые сланцы, внешне ничем не выделяющиеся от ранее описанных пород. Но под микроскопом в первых обнаруживается порфиробластовая структура, причем порфиробласты появляются в форме призматических кристаллов и принадлежат олигоклаз-андезину № 32 и α -цзоизиту. Основная лепидобластическая ткань слагается бледнозеленым хлоритом (пеннином) и игольчатым тремолитом. В окнах среди хлорито-тремолитового агрегата просвечиваются мозаичные зерна альбита. Кроме того, в составе породы отмечаются сфен, кальцит, кварц, пирит и магнетит.

В биотито-хлорито-кварцево-альбитовых сланцах под микроскопом также усматривается порфиробластическая структура, но здесь порфиробласты принадлежат минералам, имеющим призматические очертания, нацело замещенным соссюритом и, повидимому, отвечающим плагиоклазу. Основная масса поро-

ды состоит из тонкочешуйчатого бурого биотита, по краям замещенного серицитом (повидимому, бауэритом) и хлоритом (пеннином). Агрегат этих минералов тесно взаимосвязан, и переходы от биотита к хлориту трудно различимы. Кроме того, в поле шлифа обособляются линзовидные участки, выполненные кварцем и альбитом, а также прожилками кальцита.

Как это видно из приведенного разреза, внутри празинитов и доломитизированных известняков размещаются пачки различной мощности графитизированных сланцев, составляющих наиболее характерный член аккольской формации. Породы, объединяемые в группу графитизированных сланцев, всегда в той или иной мере содержат примесь землисто-рыхлого, сажистого графита, при обилии которого породы приобретают характерную черную окраску. По микроскопическим определениям среди них выделяются две разновидности — кварцево-серицитовые и кварцитовые сланцы, образующие между собой тонкие взаимопереходы, слабо улавливаемые даже в отдельных образцах.

Кварцево-серицитовые сланцы макроскопически обладают темно-серой, иногда черной окраской, тонкой полосчатостью, сложной гофрировкой, нередко сопровождаемой пloidчатостью. Полосчатость в породе обусловлена чередованием линзочек и прослоев, последовательно выполненных кварцем и слюдисто-графитовым агрегатом. Мощность кварцевых линзочек колеблется от 1 до 5 мм, тогда как слюдистые графитовые прослои имеют вид пленок толщиной от долей до 0,5 мм. Кроме того, по сланцеватости и трещинам отдельности развиваются тонкие прожилки бурого карбоната, являющегося наиболее поздним компонентом. Характерно также и то, что полосчатость у сланцев точно следует всем извилинам гофрировки и тем самым рельефно подчеркивает собою реликтовую слоистую текстуру породы. Под микроскопом в последней резко вырисовывается кристаллизационно-слоистая текстура, подчеркнутая сильно вытянутыми в одном направлении зернами кварца и иголочками серицита. Господствующим компонентом породы является кварц, просвечивающийся в шлифе широкими полосами с неравномернозернистой, но в общем гранобластической структурой. Тонкозернистый агрегат серицита разбросан на общем кварцевом фоне в виде изогнутых в мелкие складки прядей и, как правило, сопровождается густой сыпью графита. К серицитовым полоскам приурочивается также пирит и кальцит. Последний часто образует самостоятельные прожилки, секущие породу под различными углами к сланцеватости.

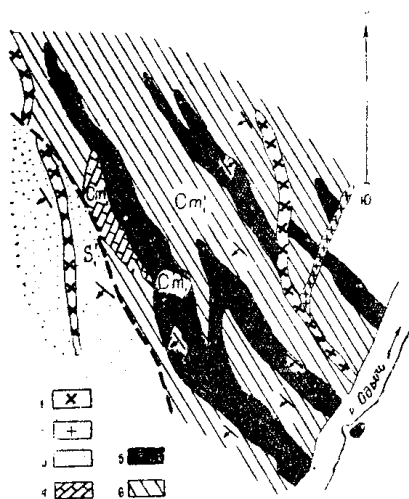
Кварцитовые сланцы легко отличаются от вышеописанной разновидности графитизированных пород своей массивной текстурой, светло-серой или даже белой окраской и тонкозернистым строением. Впрочем, массивный облик рассматриваемых сланцев является обманчивым, ибо сплошь и рядом они оказываются энергично рассланцованными, участвуют в мелких S-образно-изогнутых складках, сопровождаемых грубой гофрировкой без видимых разрывов сплошности. На плоскостях рассланцовки и притираний видны чешуйки белой слюды и примазки сажистого графита.

Под микроскопом в кварцитовых сланцах гораздо резче проявляется кристаллизационно-сланцевая текстура, обусловленная неодинаковой зернистостью кварцевых полосок, перемежающихся с редкими тонкими серицито-графитовыми лентами. Полоски, сложенные средне-зернистым кварцем, имеют гранобластическую структуру и разрастаются за счет граничащих с ними линзочек тонкозернистого кварца. В свою очередь, линзочки кварца развиваются на месте серицитовых прядей, рассекая их тонкими жилками, так что от серицитового агрегата остаются лишь мелкие обрывки. В этих обрывках серицит сохраняется в виде тонкочешуйчатых скоплений или реже отдельных листочков, расположенных между зернами кварца. На последние наложена густая сыпь графита, гофрированные ленты которой и указывают на ранее существовавший на месте кварца серицитовый агрегат. При более

глубокой перекристаллизации описываемые сланцы приобретают мономинеральный кварцевый состав с ясно выраженной grano- и порфиروبластовой структурой, и в этом случае их невозможно отличить от кварцитов, к характеристике которых мы и переходим.

Кварциты более или менее равномерно распределяются по всей мощности формации, внутри которой они появляются в форме пластообразных или линзообразных тел и при относительно выдержанной мощности протягиваются на значительные расстояния.

Нередко два соседних сравнительно мощных слоя кварцитов объединяются в одну широкую полосу, которая затем на некотором расстоянии вновь расщепляется на несколько линзовидных масс, чтобы потом опять слиться в единую пластовую залежь со сравнительно изменчивой мощностью последней. В этом отношении особенно показательна полоса кварцитов, выступающая в нижнем течении рч. Одыча, в 3 км выше ее устья (фиг. 7).



Фиг. 7. Схема геологического строения аккольской формации в нижнем течении рч. Одыч.

1—ранневарисские (?) диорит-порфириты и диорит-диабазы (2); 3—кемтерекская формация; 4—мраморизованные известняки, 5—кварциты и 6—празинитовые сланцы аккольской формации.

Одыч впадает в р. Ургунь слева, примерно в 12 км ниже рч. Аккол. В указанном пункте полоса кварцитов, зафиксированная на левой стороне Одыча, тянется в ту и другую сторону. При движении на северо-запад от долины рч. Одыч внутри полосы кварцитов появляется большое количество прослоев и линз празинитовых сланцев, между которыми плоскости напластований, будучи совершенно параллельными и весьма резкими, вытянуты в северо-западном направлении и поражены многочисленными зонами притираний. Почти вкрест простирания плоскостей наложения кварцитов и празинитов развиваются мелкие дизъюнктивные нарушения, вдоль которых иногда располагаются дайки диоритов и диабазов ранневарисского возраста.

Внешне кварциты являются весьма однообразными, будучи большей частью массивными, реже грубо рассланцованными породами, преимущественно тонкозернистого строения, светлосерой, серой и темносерой окраски. Микроскопически среди них можно выделить две разновидности.

В первой из них преобладающим компонентом является кварц, образующий мозаичные зерна, вытянутые в направлении сланцеватости, благодаря чему подчеркивается кристаллизационная гранобластическая структура. Из второстепенных минералов наиболее распространенными являются серицит, магнетит, мусковит и хлорит, нередко вытягивающиеся тонкими прерывистыми полосками.

Во второй разновидности кварцитов основным компонентом также является кварц, но последний сопровождается большим количеством графита и особенно биотита, листочки которого располагаются между зернами кварца, собранными правильными рядами. Присутствие в породе рутила дополняет ее характерные особенности.

Мраморизованные известняки в отложениях формации фиксируются в виде маломощных и притом редких линз и прослоев и реже в форме пачек, пластов, мощностью до нескольких десятков метров.

Прослои и линзы известняков, чаще всего размещааясь среди актинолитовых и графитизированных сланцев, обычно превращены в кальцитосерицитотремолитовые сланцы с обильной примесью землистого графита, располагающегося вдоль плоскостей тонкой рассланцовки. Благодаря развитию графита известняки обладают черным углеподобным цветом и ясным среднезернистым строением. Под микроскопом, помимо указанных компонентов, в известняках нередко присутствует кварц, располагающийся среди крупных кристаллов кальцита, с которым он образует взаимно неровные границы. Тремолит образует идиоморфно-удлиненные призматические зерна, группирующиеся обычно параллельно сланцеватости породы.

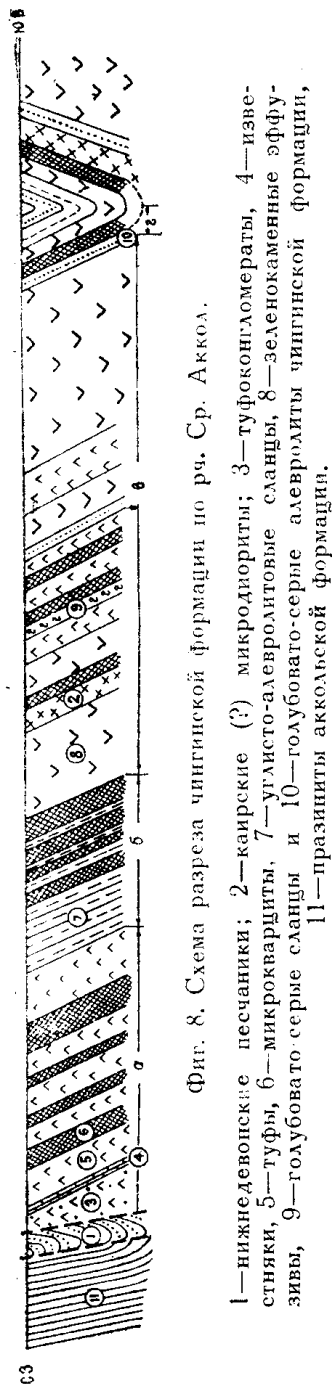
Нередко известняки маломощных слоев подвергаются только перекристаллизации, благодаря чему они оказываются грубо- и тонкозернистыми, состоящими из мозаичных зерен кальцита, вытянутых по сланцеватости. На общем карбонатном рисунке видны складчато-изогнутые ленты, сложенные тонкозернистым графитом. Иногда маломощные слои карбонатных пород слагаются доломитами, обладающими тонкозернистым строением, темносерым, почти черным цветом, обусловленным присутствием обильного графита.

Несколько иными морфологическими особенностями характеризуются мраморизованные известняки, появляющиеся в верхах аккольской формации. Они, вероятно, составляют более или менее выдержанный горизонт, протягивающийся на значительные расстояния, и достигают мощности до 150—200 м, как это, например, видно в разрезе рч. Снежный Аккол, в 0,3 км выше ее устья, и где они участвуют в строении замка дополнительной синклинальной складки, слегка опрокинутой к северо-западу. По внешнему виду рассматриваемые породы в одних случаях представляются массивными мелкослоистыми, почти черными образованиями, появляющимися обеими разновидностями в одном и том же обнажении. В отдельных местах эти известняки приобретают оолитовую структуру, которая особенно отчетливо выявляется под микроскопом. Окраска известняков обусловлена обильной примесью битуминозного вещества, которое неравномерными партиями распределяется в массе породы. Под влиянием контактового метаморфизма известняки теряют свою преимущественно темную окраску и тонкозернистое строение и становятся светлыми с кристаллическо-зернистой структурой, с сажистым налетом графита, концентрирующимся преимущественно вдоль плоскостей сланцеватости. Этот же карбонатный горизонт прослеживается и в нижнем течении рч. Одыча, где он слагает юго-западное крыло антиклинальной складки, замок которой образован пазинитами и кварцитами аккольской формации. Но в этом пункте рассматриваемые известняки проявляют некоторые отличительные признаки. Они являются относительно слабо перекристаллизованными, массивными, достаточно энергично доломитизированными, обладают темносерой окраской и богаты остатками водорослей, которые по своей форме близки к оолитовым образованиям подобных известняков рч. Снежный Аккол. Среди водорослей особенно характерны представители рода *Osagia*, выраженные, вероятно, несколькими видами и в том числе *Osagia ovosimilis*. Таким образом, изучение петрографического состава отложений аккольской формации показывает, что среди участвующих в ее сложении пород особенно резко выделяются темноокрашенные разности, цвет которых обусловлен присутствующим

в них графитом, особенно охотно концентрирующимся в известняках и графитизированных сланцах и несколько менее обильно—в кварцитах.

Чингинская формация

Совершенно иными морфологическими чертами характеризуются отложения чингинской формации, которые в типичном своем проявлении занимают



Фиг. 8. Схема разреза чингинской формации по рч. Ср. Аккол.

1—нижнедевонские песчаники; 2—каирские (?) микродиориты; 3—туфо-конгломераты, 4—известняки, 5—туфы, 6—микрокварциты, 7—углисто-алевролитовые сланцы, 8—зеленокаменные эффузивы, 9—голубовато-серые сланцы и 10—голубовато-серые алевролиты чингинской формации, 11—празициты аккольской формации.

пространства верхний рч. Чинги, Элэхема, правых притоков Улукхема, а также бассейн рч. Аккола и Б. Хайлыка, впадающих в р. Ургунь справа, и истоки правых нижних притоков последней, ключей В. и Н. Карабулук. Наиболее полно нижние и средние стратиграфические члены чингинской формации вскрываются в почти сплошном разрезе рч. Средний Аккол, протягивающемся вдоль ее долины примерно в 1,5 км выше рч. Снежный Аккол (фиг. 8).

В этом разрезе ясно видно, что на отложения красноцветного девона, через крупный крутопадающий взброс, налегают нижние стратиграфические члены чингинской формации, имеющие такую последовательность снизу вверх:

а) зеленовато-серые интенсивно рассланцованные туфо-конгломераты и туфобрекчии, в обломках которых хорошо выделяются крупные и мелкие, прекрасно окатанные гальки кварцитов. Затем выше размещается пласт известняка мощностью до 10 м, перекрытый туфами, перемежающимися с мощными слоями микрокварцитов. Направление падения слоистости на юго-восток под углом 65° ; общая мощность пачки около 600—700 м;

б) стратиграфически выше располагаются углисто-алевролитовые сланцы, перекрытые микрокварцитами, прослоенными, в свою очередь, маломощными слоями тех же углисто-алевролитовых сланцев; мощность пачки около 350—375 м;

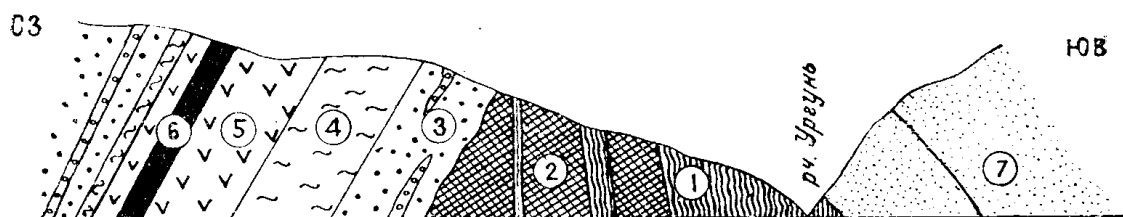
в) после чего в разрезе выступают, вероятно, средние члены формации, выраженные зеленокаменными груборассланцованными эффузивами, перемежающимися с редкими слоями микрокварцитов, туфов, голубовато-серых сланцев и алевролитов. Ближе к основанию пачки располагается послойное тело микродиоритов, мощностью до 15 м; общая мощность пачки свыше 1200 м;

г) наконец, верхние члены разреза образованы пачкой тонкоперемежающихся между собой голубовато-серых алевролитов, черных и голубоватых микрокварцитов, зеленокаменных эффузивов и углисто-кремнистых сланцев, падающих вначале на юго-восток под углом 65° , а затем на северо-запад под углом 70° . Мощность пачки в обнаженной части разреза не менее 150—175 м. И в этой части разреза в юго-восточном крыле, видимо, дополни-

тельной синклинальной складки, размещается послойное тело микродиоритов до 20 м мощности.

В разрезе рч. Средний Аккол, по состоянию обнаженности, положение висячего бока чингинской формации установить не удастся, но в верхнем течении рч. Элэхем оно определяется вполне отчетливо.

Здесь, в осевой части дополнительной антиклинальной складки, простирающейся почти в широтном направлении и слегка опрокинутой к северу, выступают интенсивно метаморфизованные углисто-алевролитовые сланцы, вмещающие слои микрокварцитов и пластовые залежи зеленокаменных эффузивов. В южном крыле антиклинали, хорошо обнаженном в верхнем отрезке Элэхемского ущелья, из-под несогласно лежащих конгломерато-песчаных отложений кемтерекской формации нижнего силура, выступают сильно метаморфизованные филлито-углисто-кремнистые сланцы, вмещающие линзообразное тело светлого, заметно мраморизованного известняка, отмеченного еще Е. А. Лебедевой [24, 120]. Эти известняки по простиранию прекрасно прослеживаются на восток, причем на водоразделе между Темирсуком и Элэхемом они вливаются в полосу известняков северных склонов возвышенностей Актоврак. Известняки, будучи заметно окремненными от прорывающей



Фиг. 9. Схема разреза по рч. Н. Карабулук.

1—празиниты и 2—кварциты аккольской формации; 3—метаморфизованные песчаники с линзами конгломерата, 4—углисто-кремнистые сланцы, 5—зеленокаменные эффузивы и 6—микрокварциты чингинской формации; 7—песчаники кемтерекской формации.

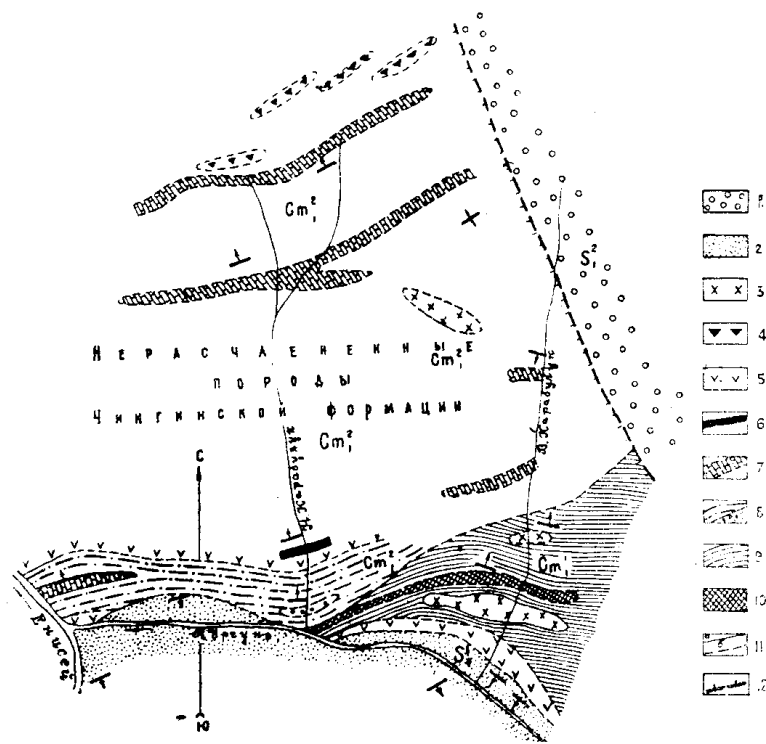
их интрузии гипербазитов, содержат обильные и прекрасной сохранности остатки археоциат, среди которых в свое время были определены *Dictyocyathus tuvaensis*, *Archaeocyathus tolli*, *Ajaciccyathus camptofragmeus*. Отсюда же, по моим сборам, были установлены и такие формы *Ajaciccyathus otichtaschensis*, *A. immanis*, *Orbicyathus mongolicus*, *Orbicyathus* sp., а также водоросли, относящиеся к роду *Osagia*.

Отложения чингинской формации развиваются и к северо-западу от эталонотипного среднеаккольского разреза в истоках нижних правых притоков р. Ургуни (рч. В. и Н. Карабулук), а также влево- и правобережье Енисея и его левого притока рч. Кемтерек, составляя здесь обособленную полосу в несколько километров ширины.

В отдельных прекрасных разрезах описываемой полосы вскрываются наиболее древние члены чингинской формации, находящиеся в отчетливо первично стратиграфических отношениях с подстилающей ей аккольской формацией. Так, в нижнем течении правого борта рч. Н. Карабулук (фиг. 9) выступает пачка песчано-конгломератовых отложений, покоящаяся с ясным несогласием на зеленовато-серых празинитовых сланцах и кварцитах, представляющих характерные компоненты аккольской формации. Почти вертикально стоящие слои последней простираются в северо-западном направлении, тогда как слои пачки кластических пород, простирающихся в северо-восточном направлении, проявляют северо-западное падение под углом всего лишь 60—65° (фиг. 10). Эту пачку кластических пород, сложенную полимиктовыми песчаниками с прослоями конгломератов, состоящих главным образом из хорошо окатанной гальки кварцитов и реже актинолитово-альбитово-хлоритовых сланцев, я рассматриваю как базальный член чингинской формации. Появ-

ляющиеся стратиграфически выше зеленовато-серые алевролиты, перемежающиеся с зеленокаменными эффузивами и темными лидитовидными кварцитами, представляют, вероятно, уже аналог нижних членов формации, описанного в ее эталонотипном разрезе по рч. Среднему Акколу.

Средние и верхние члены чингинской формации по рч. Н. Карабулук обнажены слабо; изредка выступающие здесь изолированные выхода зеленокаменных эффузивов, их туфов и микрокварцитов, падающих по преимуществу на северо-запад под углом 60—65° и реже на юго-восток с углами наклона в 75° только в общем виде характеризуют основные черты формации. Но

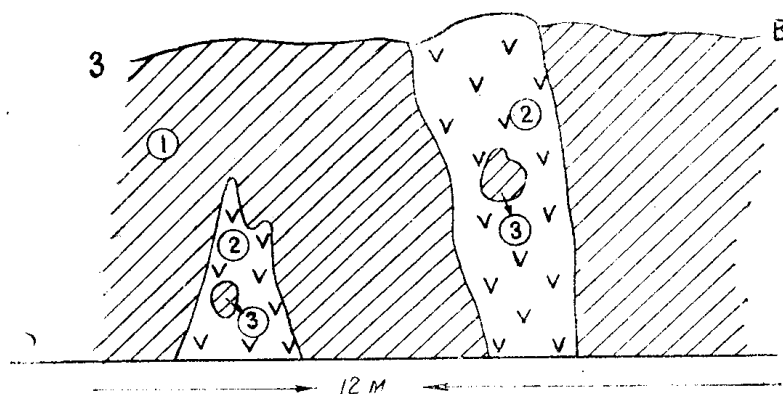


Фиг. 10. Схема взаимоотношений чингинской и аккельской формаций в бассейне нижнего течения рч. Ургунь.

1—шигнетская формация; 2—кемтерекская формация; 3—каирская (?) микродиоритовая интрузия; 4—гипербазитовая интрузия; 5—зеленокаменные эффузивы, 6—микрокварциты, 7—известняки и 8—песчано-глинистые породы чингинской формации; 9—празинитовые сланцы и 10—кварциты аккельской формации; 11—стратиграфические контакты прослеженные (а) и предполагаемые (б); 12—дизъюнктив.

зато на водоразделе между рч. Н. Карабулук и В. Хадынных, являющимися правыми притоками р. Енисея, эти члены чингинской формации вскрываются почти в сплошном разрезе, в котором особенно полно выражены горизонты, близкие по составу к верхнеэлэхемскому разрезу. Как в последнем, так и здесь углистокремнистые сланцы, при незначительном участии зеленокаменных эффузивов и микрокварцитов, вмещают различной мощности линзообразные тела известняков, протягивающихся на значительные расстояния. В одной из таких линз известняка, стратиграфически самой нижней, достигающей мощности до 150 м и спускающейся к правому борту рч. Н. Карабулук, обнаружены многочисленные остатки водорослей, принадлежащих к родам *Osagia*, *Epiphyton* и виду *Renalcis granosus*. Гораздо реже встречаются плохой сохранности археоциаты, среди которых в свое время был установлен род *Orbicyathus* sp.

Наконец, нельзя не отметить и таких важных обстоятельств, определяющих соотношения чингинской формации с окружающими ее более древними и более молодыми образованиями. Дело в том, что в 7 км выше устья рч. Кемтерек, левого притока р. Енисей, многочисленные дайки зеленокаменных эффузивов, совершенно идентичных для чингинской формации, прорывая пазинитовые сланцы и мраморизованные известняки аккольской формации, включают в большом количестве различной величины ксенолиты, которые по своему составу типичны для вмещающих дайки пород (фиг. 11). В свою очередь, обе эти формации трансгрессивно, через базальный конгломерат, перекрываются нижнесилурийской кемтерекской толщей (фиг. 4).



Фиг. 11. Дайки зеленокаменных эффузивов чингинской формации (2) с ксенолитами (3) альбито-хлоритовых сланцев (1) аккольской формации.

Кроме того, главным образом среди чингинской формации при устье рч. Кемтерек, и особенно на водоразделе между рч. Н. Карабулук и В. Хадынных, располагаются многочисленные линзообразные тела гипербазитов, которые, будучи вытянуты длинными осями в северо-северо-восточном направлении, вместе с характерными членами вмещающих пород, в контакте с нижнесилурийской шигнетской формацией, срезаются круто падающим на юг взбросом северо-западного простирания.

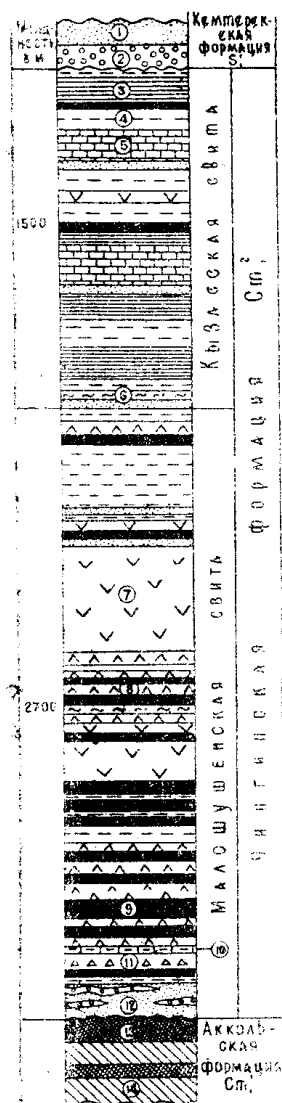
К северо-востоку от эталонотипного среднеаккольского разреза отложения чингинской формации непрерывной полосой, шириной не менее 7 км, тянутся вдоль всего северного склона Куртушибинского хребта, выступая здесь в оси антиклинориума, в южном крыле которого они перекрыты несогласно лежащими осадками кемтерекской формации, а в северном крыле — через крупный дизъюнктив сопрягаются то с образованиями шигнетской, то аккольской формаций.

На всем этом протяжении отложения чингинской формации, судя по моим прежним работам, а также наблюдениям А. Н. Вуколова [7], выражены метаморфизованными песчано-конгломератовыми осадками, перемежающимися с эффузивами, туфами, туффитами, микрокварцитами, вмещающими короткие быстро выклинивающиеся линзы известняков, пачки углисто-алевролитовых и углисто-кремнистых сланцев. В нескольких почти сплошных разрезах, например, по рч. Б. Хайлыку, Золотой и др., вскрываются нижние и средние члены формации, почти во всех деталях аналогичные ее эталонотипному проявлению. И только на крайнем северо-востоке, в истоках рч. Тихой, левого притока р. Ус, появляются и более верхние члены формации, близкие по составу и строению к элэхемскому разрезу. Так, в правых притоках рч. Тихой и особенно по водораздельному пространству между ней и рч. Анягус протягивается выдержанная полоса углисто-кремнистых сланцев и зеленокаменных эффузивов, с которыми переслаиваются мощные

линзы массивных известняков с остатками водорослей, из которых *Osagia* и *Epiphyton* являются наиболее часто встречающимися формами.

Таким образом, отложения чингинской формации, занимая на южном склоне Западного Саяна значительные площади, отличаются сложностью состава, среди которого особенно отчетливо выделяются микрокварциты и водорослево-археоциатовые известняки, являющиеся для нее важнейшими стратиграфическими и маркирующими документами. Сопоставляя многочисленные частные разрезы, из которых здесь описаны лишь наиболее типичные, обобщенная стратиграфическая колонка чингинской формации может быть выражена в следующем виде (фиг. 12).

В основании формации располагается базальный горизонт, выраженный большей частью сложной пачкой песчано-конгломератовых пород, перекрытой толщей туфов, туфо-конгломератов, туфобрекчий, местами включающих пачки известняков, многочисленные слои микрокварцитов и углисто-алевролитовых сланцев, которые стратиграфически выше, заметно уменьшаясь в числе и мощности, сложно перемежаются с эффузивами. В верхах формации вновь преобладают класстические породы с характерными для них углистокремнистыми сланцами, вмещающими редкие и маломощные слои микрокварцитов, послойные тела эффузивов и мощные линзы известняков, иногда содержащих органические



Фиг. 12. Обобщенная стратиграфическая колонка чингинской формации юго-западного склона Кургунбинского хребта.

- 1—метаморфизованные песчаники; 2—конгломераты; 3—углисто-кремнистые сланцы; 4—углисто-алевролитовые сланцы; 5—известняки с водорослями и археоциатами гавриловского комплекса; 6—голубовато-серые сланцы; 7—зелено-каменные эффузивы; 8—туфы; 9—микрокварциты; 10—слоистые известняки; 11—туфо-конгломераты и туфобрекчии; 12—песчаники с прослоями конгломерата; 13—кварциты; 14—празиновые сланцы.

кие остатки. Мощность формации в целом можно оценить не менее чем в 4—4,2 км.

Особенности петрографического состава чингинской формации

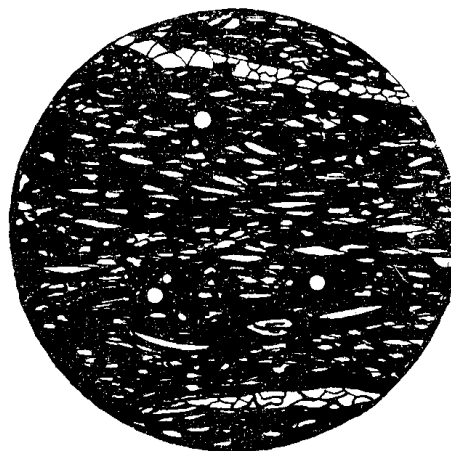
Индивидуальные особенности чингинской формации определяются не только ее стратиграфическим положением, но и специфическими чертами петрографического состава, на характеристике которого я считаю полезным несколько задержаться.

Как это было видно при рассмотрении разреза по рч. Н. Карабулук, в основании формации располагается пачка песчаников с прослоями конгломератов, которая отсюда протягивается как на северо-восток, так и на юго-запад. Более отчетливо породы этой пачки выступают к востоку от рч. Синдербы, впадающей слева в р. Ус, где они составляют заметной ширины полосу, почти без перерыва прослеживаемую до нижнего течения рч. Веселой, впадающей слева в р. Тихую. На всем этом огромном протяжении отложения рассматриваемой пачки характеризуются удивительным однообразием состава. Песчаники, будучи главной породой пачки, выделя-

ются своей светлосерой, реже желтовато-серой окраской, мелко- и яснозернистым строением и слабовыраженной слоистостью, всегда затушеванной тонкой рассланцовкой, плоскости которой простираются параллельно слоистости. Под микроскопом описываемые песчаники состоят из хорошо окатанных обломков кварца, кварцита, полевого шпата, зеленых сланцев и эффузивов. Цементом служит кальцит и глинистое вещество, богатое новообразованиями, представленными агрегатом кварца, серицита и актинолита. Среди обломков песчаников особого внимания заслуживают кварциты, эффузивы и сланцы. Обломки первых состоят из кварца, образующего мозаичные зерна, и небольшого количества серицита, мусковита и хлорита. Эффузивные обломки сложены ближе неопределимой, нацело разложившейся основной массой с мелкими фенокристами ясно двойникового плагиоклаза. Обломки сланцев богаты хлоритом и серицитом. Присутствующие среди песчаников прослой конгломерата состоят из хорошо окатанной достаточно крупной гальки темносерых, богатых графитизированным веществом кварцитов и реже—темнозеленых актинолитохлоритовых сланцев. Цементом конгломерата служит тонкопесчанистая масса, интенсивно хлоритизированная и карбонатизированная.

Не менее характерными образованиями чингинской формации являются углисто-алевролитовые сланцы, составляющие достаточно выдержанные горизонты, непосредственно покрывающие песчано-конгломератовые образования, или же появляющиеся в виде маломощных слоев среди других членов формации.

Из углисто-алевролитовых сланцев, отличающихся разнообразием в окраске от зеленой до серой, особенно резко выделяются черные тонкополосчатые их разновидности. Под микроскопом в последних обнаруживается тонкая бластопелитовая кварцево-полевошпатового состава масса, запыленная углистым веществом. В некоторых разновидностях этих сланцев, особенно богатых кварцем и углистым веществом, видны круглые или овальные зернышки (фиг. 13), выполненные агрегатом кварца, по своим структурным особенностям несколько напоминающие образования, близкие к сферолитам (радиолярии?) силицилитов, описанных Петрокович Ю. А. [31, 174]. Сланцы богаты новообразованиями, из которых постоянно присутствуют кальцит, серицит, хлорит, при относительно слабом участии актинолита. Вещество сланцев нередко пронизано тончайшими жилочками кварца, который в отдельных участках нацело замещает породу, с образованием в последней отчетливо выраженной мостовой структуры.



Фиг. 13. Зарисовка шлифа углисто-алевролитового сланца с остатками радиолярий (?); на рисунке радиолярии выражены в виде округлых белых телец, расположенных среди черной углистой массы, пронизанной жилками и линзами кварца $\times 30$.

Эффузивы чингинской формации являются наиболее распространенными породами, составляющими крупные покровы или послойные тела, расположенные внутри осадочных образований. Эффузивы покровов тесно перемежаются с туфами, внешне не отличающимися от первых. В отдельных обнажениях эффузивы представляются энергично, грубо- или тонкорассланцованными породами, обладающими голубовато- или зеленовато-серой окраской, тонкозернистым, чаще афанитовым строением. Первичные компоненты лучше всего видны в массивных менее рассланцованных породах, в которых фенокристы плагиоклаза, а иногда темноцветного компонента хорошо выделяются среди хлоритовой и серицитовой основной массы. Не-

которые разновидности эффузивов богаты пиритом, который появляется в форме редкой вкрапленности или жилкообразных скоплений, охотно размещающихся вдоль сланцеватости.

Микроскопические исследования заметно дополняют петрографические черты экструзивных образований, представленных главным образом диабазовыми и авгитовыми порфиритами, основная масса которых почти нацело забита эпидотом, хлоритом, альбитом, актинолитом, сопровождаемыми жилами кальцита и клиноцоизита, развившимися позже весьма энергичного катаклаза. Только в отдельных участках и притом даже не каждого шлифа удастся видеть интерсертальную, миндалекаменную, офитовую, а иногда пегматоофитовую структуры, которые обнаруживаются по расположению сильно измененных реликтов авгитового пироксена и двойникового плагиоклаза, интенсивно раздробленного и сосюритизированного. Сравнительно реже отмечаются миндалекаменные диабазпорфиры, в которых слабо раскристаллизованные участки реликтов гиалопилитовой и миндалекаменной структур переходят в агрегат хлорита и карбоната с кристалликами, располагающимися перпендикулярно к изогнутому мезоотазису и образующими структуру распада. Миндалины выполняются кальцитом, хлоритом, а иногда эпидотом и альбитом.

Таким образом, описанные породы, образовавшиеся, вероятно, в водной среде, пережили зеленокаменную фазу изменений [44, 23—26; 45] и в соответствии с их фазой состояния должны быть отнесены к диабазам. Эффузивы сопровождаются туфами, а также туфобрекчиями, местами занимающими обширные площади (рч. Ср. Аккол). Туфы легко выделяются лишь при изучении их под микроскопом. Последний показывает, что они состоят из тонких различных очертаний обломков плагиоклаза, амфибола и пироксена, располагающихся в интенсивно хлоритизированной и актинолизированной основной массе, в которой только иногда можно видеть также удлиненные кристаллы плагиоклаза. Туфы через почти незаметные взаимопереходы сменяются туфоконгломератами и туфобрекчиями, для которых весьма характерной чертой является гипокристаллическая порфирово-брекчиевая структура, образованная обломками плагиоклаза, амфибола, пироксена. Зазубренные зерна порфиробластов обычно разорваны тонкими трещинками, заполненными карбонатным или кварцевым материалом. Основная масса, будучи сложена теми же компонентами, что и порфиробласты, богата новообразованиями, выраженными хлоритом, кальцитом, кварцем, причем два последних компонента нередко проявляются в форме жилок.

Как было сказано выше, в разрезе по рч. Средний Аккол в туфоконгломератах обнаруживаются прекрасно окатанные гальки кварцитов размерами от нескольких миллиметров до пяти сантиметров в диаметре. Эти гальки кварцитов, обладая светлосерой окраской и ясно выраженной роговиковой структурой, ничем не отличаются от подобных пород, составляющих важнейший компонент аккольской формации. Туфы в ряде мест совершенно постепенно переходят в зеленые тонкозернистые туффиты, которые, как показывает микроскоп, слагаются хорошо окатанными зернами пироксенов и основных плагиоклазов, цементируемых глинисто-известковой массой, почти нацело хлоритизированной и серицитизированной.

Туффиты перемежаются с темными и зелеными мелкослоистыми филлитизированными и алевролитовыми сланцами, ничем не отличимыми по своему составу и внешнему виду от подобных пород, залегающих в основании чингинской формации. Такая перемежаемость экструзивных масс с осадочными образованиями вполне естественна для подводных извержений.

Микрокварциты являются самыми характерными породами формации. Они пространственно, будучи приурочены главным образом к эффузивно-туфовым и реже—осадочным ее членам, составляют четко выраженные пластообразные тела с резкими контактами с вмещающими породами, Мощ-

ость слоев микрокварцитов подвержена заметным изменениям и колеблется от нескольких десятков метров до нескольких сантиметров, причем в последнем случае они появляются в форме небольших линз, быстро выклинивающихся по простиранию. Впрочем, нередко и весьма мощные пласты микрокварцитов по простиранию переходят в туфы или туффиты, образуя неровные зазубренные границы в зонах перехода.

Микрокварциты как по внешнему облику, так и микроскопическому строению заметно отличаются от кварцитов, залегающих в нижележащей аккольской формации. Обладая преимущественно темной до черной, реже грязно-зеленой или голубовато-серой окраской, плотным сложением и раковистым, с просвечивающимися краями изломом, микрокварциты по внешнему облику поразительно напоминают лидиты. Во многих случаях микрокварциты оказываются разбитыми неправильной тонкой системой трещинок, заполненных кварцевым веществом, которое, распространяясь в стороны от трещин, сопровождается заметным окварцеванием породы, и последняя приобретает черты своеобразной роговиковой структуры.

Микроскопическое изучение микрокварцитов показывает, что тонкозернистая типично роговиковая структура основной массы выполняется тонкими зернышками кварца, нередко перекрывающими друг друга. Заметны также участки, сложенные более крупными зернами кварца, появляющимися в форме жилок, правда, с неясно выраженными границами. Иногда в отдельных шлифах удается подметить отчетливо выраженную слоистость в микрокварцитах, обусловленную чередованием углистого вещества с кварцевым материалом, обладающим мостовой структурой. В других же шлифах углистое вещество играет роль цемента, внутри которого располагаются тонкие зернышки кварца, всегда с зазубренными краями.

Словом, описанные породы, занимающие промежуточное положение между лидитами и кварцитами, заслуживают особого наименования, и если за ними удерживаю название микрокварцитов, то это обусловлено недостаточной их изученностью, требующей специальных исследований.

Известняки в составе формации играют очень небольшую роль и появляются в форме коротких линзообразных масс, быстро выклинивающихся по простиранию. Пространственно описываемые породы тесно связаны с кластическими членами формации и реже с эффузивно-туфовыми горизонтами последней. Среди известняков по морфологическим и стратиграфическим признакам четко обособляются две разновидности. Первая из них, приуроченная к низам формации (рч. Ср. Аккол), характеризуется светлосерой окраской, плотным сложением и ясно выраженной мелкой слоистостью. Вторая разновидность известняков, группирующаяся в верхних частях формации, обладает массивным строением, темносерой или светлосерой окраской и слабой перекристаллизацией. Иногда известняки прослаиваются известковисто-глинистыми сланцами, подвергаются заметному окремнению с образованием своеобразных „роговиков“, по определению З. А. Лебедевой [24, 227]. Форма залегания этих известняков линзообразная, причем мощность тел колеблется от нескольких десятков метров до двух сотен метров. Известняки, обладающие значительной мощностью, прослеживаясь по простиранию на более или менее значительные расстояния (до десятка километров), почти всегда содержат органические остатки, среди которых особенно многочисленны водоросли. Очень редко последние сопровождаются археоциатами, оказавшимися достаточно обильными в известняках, протягивающихся по водораздельному пространству верхних течений рч. Элэхема и Темирсука, правых притоков Улукхема. В других пунктах распространения подобных известняков археоциаты были обнаружены только на водоразделе рч. Н. Карабулука и В. Хаданыха и то недостаточно хорошей сохранности.

В общем отложения чингинской формации по литологическому составу мощности представляются типично геосинклинальными образованиями,

испытывшими напряженную складчатость, интенсивную рассланцовку, но относительно слабый метаморфизм, свойственный верхним частям эпизоны.

Чингинская формация Прилухемского района

На южном склоне Куртушибинского хребта в правобережье р. Улухем (Б. Енисей), в 5 км к северо-западу от города Шагонара, В. А. Кузнецов в свое время выделил актовракскую формацию, которую он отнес к среднему кембрию [24].

Согласно исследованиям В. А. Кузнецова и моим кратковременным наблюдениям в районе Прилухемья, рассматриваемая толща участвует в строении оси антиклинальной складки почти широтного простирания, в южном крыле которой развиваются палеонтологически охарактеризованные отложения верхнего силура, покоящиеся через базальный конгломерат и несогласно на подлежащих породах актовракской формации. В северном крыле складки распространены песчано-глинистые образования кемтерекской формации нижнего силура, в основании которых также располагается базальный конгломерат. Отложения актовракской формации, будучи почти неметаморфизованными, но крутодислоцированными, с углами наклона крыльев складки до 65° и интенсивно рассланцованными, выражены толщей кластических пород, перемежающихся в низах с эффузивами, реже микрокварцитами и массивными известняками с остатками водорослей рода *Osagia*. Из кластических пород, среди которых преобладают конгломераты и песчаники, особенно характерными являются зеленовато-серые алевролиты, появляющиеся в верхах формации. В последних еще В. А. Кузнецов обнаружил остатки трилобитов, оказавшиеся слабо изученными. Среди них с достоверностью устанавливается новый род *Schagonaria* Jegor, ¹⁾ принадлежащий к семейству *Paradoxidae*. Из моих сборов трилобитов из той же формации и того же пункта, но, вероятно, из другого горизонта устанавливаются *Redlichina sayanica* и *Protolenidae*, известные из нижнекембрийских отложений Восточного Саяна. Эффузивы, относящиеся к основному ряду, выражены пироксеновыми порфиритами, находящимися в диагенетизированной фазе состояния [44] и представляющимися характерными для формации породами. Они массивны, обладают зеленовато-серой окраской, тонкозернистой основной массой, богатой крупными (до 0,5 см в длину) выделениями зеленоватого пироксена, при очень редком участии плагиоклаза. Не менее характерны микрокварциты, составляющие маломощные линзы и прослои, охотно концентрирующиеся в поле развития эффузивов. Микрокварциты являются яснослоистыми породами, обладают темносерой или зеленовато-серой окраской и отчетливо выраженной обломочной структурой.

При движении на восток от описанного пункта появляется ряд линзообразных тел известняков, взаимоотношения которых с песчано-конгломератовыми отложениями остались мною не выясненными. З. А. Лебедева полагала, что эти известняки, богатые остатками археоциат, в форме клиньев дизъюнктивно втянуты в песчано-конгломератовые образования, которые признавались названным автором верхнесилурийскими. Но как было уже сказано, в конкретном разрезе правобережья р. Улухем песчано-конгломератовые отложения несомненно являются нижнекембрийскими. Что же касается археоциатовых известняков, то они могут оказаться более молодыми по отношению к песчано-конгломератовым породам, но также нижнекембрийскими. Основанием этому служит то обстоятельство, что археоциаты известняков Прилухемской полосы, будучи по составу близкими к комплексу археоциат, встречающемуся в известняках чингинской формации верх-

¹⁾ Определения палеонтологического кабинета Западно-Сибирского геологического управления.

него течения рч. Элэхем, отличаются от него явным преобладанием камешковских видов. Известняки, содержащие камешковский комплекс археоциат, в других районах Саяно-Алтайской области тесно связаны с подстилаемыми им отложениями и залегают в верхах аналогов чингинской формации.

Таким образом, слабее метаморфизованные эффузивно-осадочные отложения актовракской формации Прилухемского участка ошибочно были отнесены В. А. Кузнецовым к среднему кембрию [20, 22], на что справедливо указали еще Н. С. Зайцев и Н. В. Покровская [9, 102—103]. Эти отложения являются типично нижнекембрийскими, залегающие, вероятно, стратиграфически выше сланцевых пород верхнего течения рч. Элэхема, вмещающих известняки с остатками археоциат гавриловского комплекса, но вместе с последними участвующие в строении однотипной же чингинской формации. Это доказывается тем, что в отложениях Прилухемского района присутствуют микрокварциты и пироксеновые порфириты, из которых первые являются самыми характерными стратиграфическими документами для чингинской формации, а вторые в других участках ее распространения лежат всегда выше принадлежавшего ей известняка с гавриловским комплексом археоциат.

Определяя возраст актовракской формации Прилухемского района нижнекембрийским и рассматривая ее как верхние члены чингинской формации, тем самым уточняем и стратиграфическое положение гипербазитов этого района, которые я одно время считал более молодыми по отношению к гипербазитам, развитым в других частях Куртушибинского хребта. В свете же вышеприведенных фактов не остается сомнений в том, что гипербазиты названного хребта Западного Саяна являются одновременными, локально тесно связанными с чингинской формацией, нижнекембрийский возраст которых, как будет показано ниже, устанавливается достаточно надежно.

Стратиграфия нижнего кембрия северного склона Западного Саяна

Нижнекембрийские отложения широким распространением пользуются и по северному фасу Западного Саяна, где они в свое время объединялись в I отдел метаморфической толщи [28, 258; 29, 172], а несколько позднее—в третью верхнюю толщу кембрия [28, 258], западносаянскую и узунгаргинскую формации [47, 79; 38, 27].

Отложения интересующего нас отдела по своему петрографическому составу и отчасти палеонтологическому содержанию проявляют поразительно близкое сходство с одновременными образованиями южного склона Западного Саяна. Различия заключаются, пожалуй, лишь в том, что на северном склоне аналог аккольской формации пока оказался не установленным, но зато на этом склоне появляется новая формация, названная мною бабаковской.

Согласно прежним моим наблюдениям [38; 39; 40] и детальному геологическому картированию, проведенному за последние годы, тектоническая структура северного фаса Западного Саяна представляется в виде крупного антиклинориума, слегка опрокинутого к северу, причем южное крыло его, имеющее сложное строение, распространяется во внутренних участках горной системы.

Осевая часть названного антиклинориума, вытянутая в северо-восточном направлении, слагается глубоко метаморфизованными кристаллическими сланцами докембрийской джебашской формации [39, 138—142; 38, 28], которые ранее некоторыми исследователями принимались за нижнесилурийские [28, 311; 29, 174].

Северное крыло антиклинориума, являющееся одновременно и южным крылом Минусинской котловины, простирающееся в востоко-северо-восточ-

ном направлении, сложено последовательно сменяемыми снизу вверх отложениями нижнего, среднего и верхнего кембрия, прорванными многочисленными интрузиями различного петрографического состава и разного возраста.

В этом крыле отложения кембрия поражены интенсивной, тонкой рассланцовкой, затушевывающей элементы первичного наслоения, которое более или менее заметно сохраняется в верхнекембрийских отложениях, но почти нацело оказалось уничтоженным в более древних породах.

Элементы наслоения и плоскости сланцеватости характеризуются преимущественно односторонним крутым южным падением, за исключением дополнительных складок, обладающих асимметричным строением, подчеркнутым крутым падением северо-западных крыльев антиклиналей и синклиналей и некоторым выполаживанием противоположных их частей.

Нельзя не отметить, что недооценка описанного мотива тектонической структуры рассматриваемого крыла явилась одной из причин, породившей ошибки в стратиграфических построениях прежних исследователей, которые прямолинейно используя элементы залегания, принимали древние члены за молодые, а последние—за древние. В этом неоднократно придется убедиться при рассмотрении отдельных разрезов, вскрывающих кембрийские отложения.

Среди последних особенно напряженно дислоцированными являются нижнекембрийские отложения, примыкающие через круто падающий на юго-восток дизъюнктив к кристаллическим сланцам джебашской формации докембрия. В полосе нижнекембрийских отложений, на севере сопряженных через дизъюнктив с эффузивами нижнемонокской формации низов среднего кембрия, главную роль играют отложения чингинской формации и гораздо меньшее значение имеют осадки бабаковской формации.

Чингинская формация

Отложения чингинской формации в пределах северного склона Западного Саяна пользуются значительным развитием, слагая изменчивой ширины полосу, протягивающуюся почти без перерыва от среднего течения р. Амыл на северо-востоке до рч. Кызылгащ, впадающей в р. Абакан справа на юго-западе.

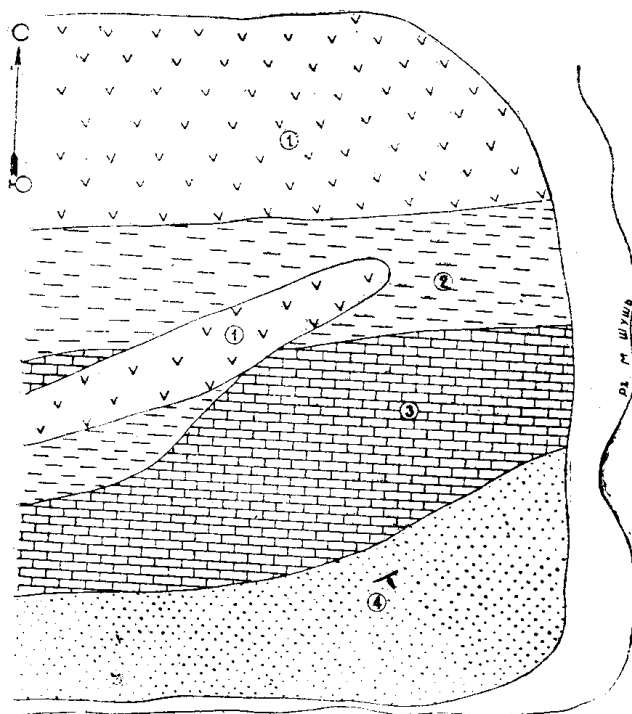
На этой огромной площади отложения чингинской формации выражены достаточно разнообразными фациями, характерные черты которых можно было бы проиллюстрировать на примере многих и подробно изученных разрезов. Однако я счел возможным более детально рассмотреть только те из них, в которых специфические черты фаций формации выражены наиболее отчетливо и в которых с достаточной ясностью выявляются первичные стратиграфические взаимосвязи ее с более молодыми по возрасту стратиграфическими членами кембрия.

Один из таких разрезов, принятый мною за локотипный, вскрывается рч. М. Шушью в том отрезке ее верхнего течения, где она, резко меняя свое северо-западное направление почти на меридиональное, врежется в главные отроги хребтов, составляющих северный склон Западного Саяна. Участок последнего, прорезаемый на юго-западе долиной р. Енисея, а на северо-востоке—крупным его правым притоком р. Оей, в свое время изученный Н. А. Батовым [2], а за последнее время мною, слагается главным образом кембрийскими отложениями, к которым с юга, через ясно выраженный дизъюнктив, примыкают кристаллические сланцы докембрийской джебашской формации. Кембрийские образования, составляя крыло складки, слегка опрокинутой к северу, представлены здесь нижнемонокскими эффузивами, местами налегающими с ясным параллельным несогласием на эффузивно-осадочные породы чингинской формации (фиг. 14), являющейся аналогом толщи зеленых сланцев и известняков [2]. Плоскости интенсивной

рассланцовки пород последней, совпадающие с направлением падения плоскостей первичного наложения, востоко-северо-восточного простирания, одно-сторонне, под углом 70° падают на юго-восток, а основные квиважные трещины нижнемонокских эффузивов при том же простирании проявляют то юго-восточное, то северо-западное падение с варьирующими углами наклона от 70 до 50° .

При учете этого мотива тектонической структуры участка нетрудно определить и последовательность стратиграфических членов чингинской формации, появляющихся в восходящем порядке при движении с юга на север вдоль разреза.

В самом деле, в правом борту рч. М. Шушь, при устье правого ее притока кл. Бабаковского, выступают интенсивно метаморфизованные и тонко-рассланцованные кристаллические сланцы джебашской формации докембрия,



Фиг. 14. Взаимоотношения эффузивов нижнемонокской формации с отложениями чингинской формации по рч. М. Шушь в среднем ее течении.

1 — нижнемонокские эффузивы; 2 — микрокварциты, 3 — известняки и 4 — метаморфизованные песчаники чингинской формации.

плоскости сланцеватости которых падают к юго-востоку 160° под углом $75-80^\circ$. Далее вниз по речке, примыкая к ним через ясно выраженный дизъюнктив, падающий также круто на юго-восток, появляются характерные компоненты чингинской формации в такой последовательности с юга на север (снизу вверх) и в таком чередовании друг с другом (фиг. 15):

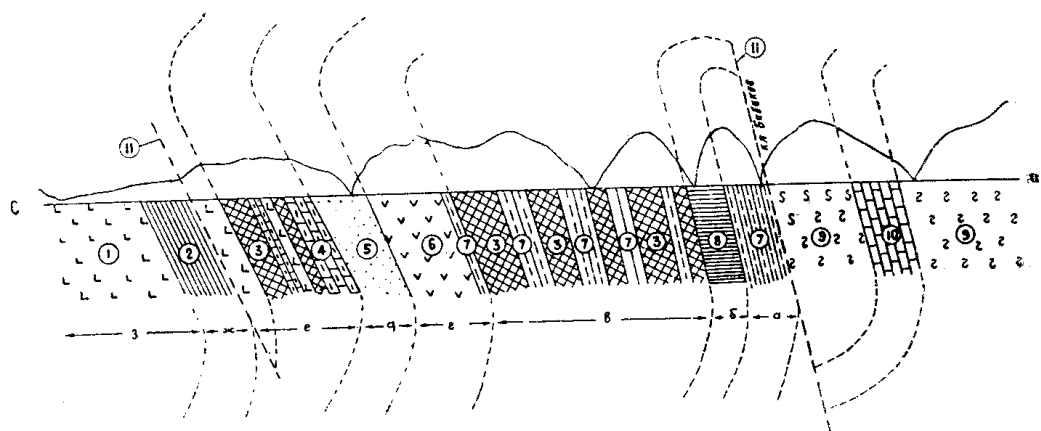
- а) углисто-кремнистые сланцы темносерой окраски, местами заметно пиритизированные; видимая мощность около 500 м;
- б) филлиты светлозеленоватого цвета; мощность 370 м;
- в) микрокварциты темносерой, местами черной окраски, часто перемежающиеся с углисто-кремнистыми сланцами, мощность до 2800 м;
- г) зеленокаменные интенсивно рассланцованные эффузивы типа диабаз-авгитовых порфиринов; мощность 850 м;

д) метаморфизованные зеленовато-серые песчаники; мощность около 940 м;

е) массивные темносерой окраски известняки, перемежающиеся с микрокварцитами и вмещающие силлы альбитофира. В контакте с альбитофирами известняки оказались заметно перекристаллизованными до состояния тонкозернистых мраморов;

ж) альбитофиры, к которым с севера через дизъюнктив примыкают светлые кремнистые сланцы (лидиты), перекрытые в свою очередь альбитофирами явно покровной фации. Последние к юго-западу от долины рч. М. Шушь в форме маломощных покровов располагаются на различных стратиграфических членах чингинской формации, а несколько к северу вливаются в сравнительно широкую полосу эффузивных образований нижнемонокской формации.

Суммарная мощность пород чингинской формации в малошущенском разрезе определяется в пределах 5,5—6 км, причем выделенные в ее составе стратиграфические пачки более или менее выдерживаются по прости-



Фиг. 15. Схема разреза по рч. М. Шушь.

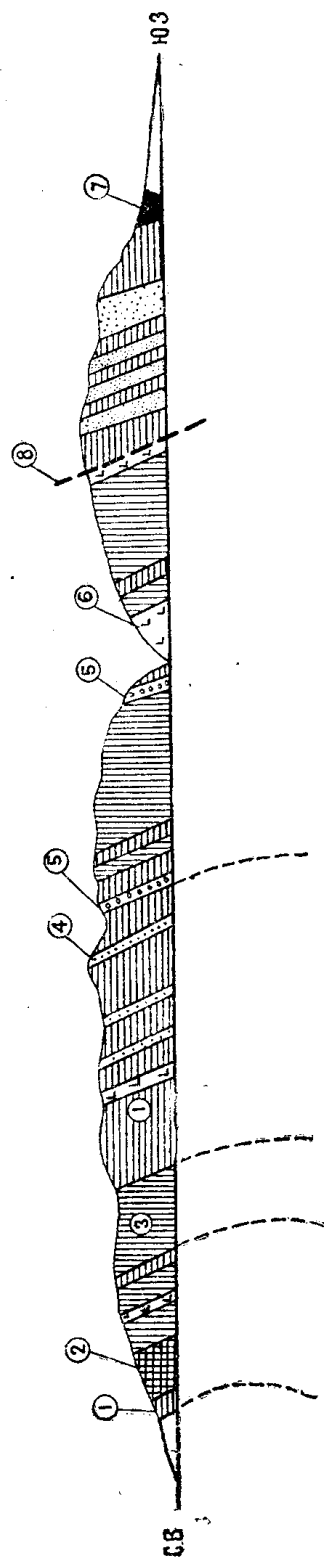
1—эффузивы и 2—кремнистые сланцы нижнемонокской формации; 3—микрокварциты; 4—известняки; 5—метаморфизованные песчаники; 6—зеленокаменные эффузивы; 7—углисто-кремнистые сланцы и 8—филлиты чингинской формации; 9—кристаллические сланцы и 10—мраморы джебашской формации; 11—дизъюнктивы; а, б, в...—стратиграфические пачки чингинской формации.

ранию при движении к юго-западу от долины рч. М. Шушь, тогда как к северо-востоку от нее многие из них постепенно выпадают из разрезов. Так, в направлении к рч. Б. Шушь, а затем рч. Бараксан в составе рассматриваемой формации все меньшую и меньшую роль играют микрокварциты, которые здесь проявляются в форме многочисленных пластов, мощностью от нескольких метров до десятков метров, а в бассейне рч. Рудной, притока р. Ои, пластов микрокварцитов отмечено всего лишь два. Они здесь залегают среди темнозеленых интенсивно рассланцованных глинистых сланцев, перемежающихся с такой же окраски, но различной зернистости песчаниками, углисто-кремнистыми сланцами, а также известняками. Последние, обладая плотным строением, светлосерой окраской и чрезвычайно тонкой слоистостью, составляют короткие линзообразные тела, мощностью не более 150 м. В истоках рч. Рудной в одном из таких тел известняка обнаруживаются остатки водорослей и среди них *Renalcis granosus*. Очень редко здесь встречаются эффузивы, выраженные зеленокаменными диабазовыми порфиритами, появляющимися в форме послойных тел.

По левому берегу р. Ои, в 0,5 км ниже устья кл. Мангатова, располагаются более высокие стратиграфические члены формации, в основании которых лежит характерный горизонт конгломерата. Он состоит из хорошо окатанной гальки пироксеновых порфиров, обломков серого, слоистого известняка, песчаника и сланца, сцементированных туфо-глинистой массой. Из-под конгломерата, падающего на юго-восток, выступают глинистые сланцы с изумительно выраженной тонкой слоистостью, обусловленной чередованием широких полосок, сложенных зеленоватой окраской алевролитовым материалом, и узких лент светлосерого цвета, образованных пелитовым веществом. Такого типа сланцы, местами прослоенные фиолетовыми и бордовыми их разностями, вмещают слои тонкозернистых песчаников и редкие покровы (?) зеленых, сильно осланцованных пироксеновых порфиров. Завершается толща массивными, слегка мраморизованными известняками, которые при устье рч. Рудной слагают линзообразное тело, мощностью до 200 м и в которых еще Н. А. Батовым были найдены единичные экземпляры археоциат [2, 42].

Эти верхние члены чингинской формации, выраженные существенно фиолетовыми и бордовыми сланцами, вмещающими маломощные покровы пироксеновых порфиров, повторяются и в разрезе рч. Нарысы, в 6 км выше устья ее правого притока рч. Тахтая (фиг. 16). Там рассматриваемые образования через дизъюнктив примыкают к кристаллическим сланцам джебашской формации и через дизъюнктив же сопрягаются с эффузивами нижнемонокской формации. Внутри последних присутствуют слои мелкогалечникового конгломерата, сложенного обломками микрокварцитов, серых слоистых известняков, фиолетовых сланцев, зеленокаменных эффузивов и других пород—продуктов размыва чингинской формации. Осадочные образования нижнемонокской формации проявляют крутое падение на юго-восток, которое выдерживается и в отложениях чингинской формации, что вполне естественно при опрокинутом залегании пород последней.

К юго-западу от рч. М. Шушь полого чингинской формации, почти не меняясь по ширине, непрерывно прослеживается до истоков рч. Беи, правого притока р. Абакана.



Фиг. 16. Схема разреза чингинской формации по рч. Нарыссе

1—зеленые глинистые сланцы; 2—углисто-кремнистые сланцы; 3—лиловые и бордовые глинистые сланцы; 4—песчаники; 5—конгломераты; 6—пироксеновые порфиры; 7—микрокварциты; 8—дизъюнктив.

В этой полосе, как и в разрезе рч. М. Шушь, породы формации на юге дизъюнктивно сопрягаются с кристаллическими сланцами нижнего горизонта „нижнего силура“ или II отдела метаморфической толщи, выделенного мною в джебашскую формацию [37; 38; 39], а А. Н. Чураковым — в кутеньбулукскую свиту докембрийского возраста (52, 191—192). С севера образования чингинской формации так же, вероятно, на огромных пространствах отделяются дизъюнктивом от более молодых членов кембрия, в частности, нижнемонокской формации.

В пределах указанной полосы разрез чингинской формации, пожалуй, полнее всего представлен по левому склону долины р. Енисея, начиная в 250—300 м выше устья рч. Уй. Здесь, в бровке и на поверхности террасы, выступают зеленые и ржаво-зеленые метаморфизованные породы, прослоенные графитизированными сланцами от нескольких сантиметров до двух-трех метров мощности. Направление падения отчетливо выраженной полосчатости, совпадающей с тонкой сланцеватостью, юго-восточное, а углы наклона колеблются в пределах 75—80°. Видимая мощность описанной пачки, вероятно, не менее 150—200 м.

Затем, в левом склоне рч. Уй высится ряд крупных обнажений, сложенных темными, мраморизованными и доломитизированными известняками. В известняках видны прослои полосчатых сланцев, простирающихся в восточно-северо-восточном направлении и падающих почти на юг под углом в 75—80°. Интенсивная рассланцовка, под острым углом срезающая плоскости первичного наслоения, простирается в том же направлении, что и слоистость, и под углом в 50° падает на юго-восток. Далее, уже в левом борту р. Енисея и в бровке первой надпойменной его террасы, появляются полосчатые сланцы, в которых светлые полосы сложены кварцем и кальцитом и темные полосы образованы хлоритом, тремолитом, эпидотом и магнетитом. Общая мощность пачки около 1,5 км; элементы залегания те же, что и в карбонатном члене формации.¹⁾ Потом выступают характерные светлосерые, слабо полосчатые микрокварциты, прослоенные пачкой кремнисто-глинистых углестых сланцев.

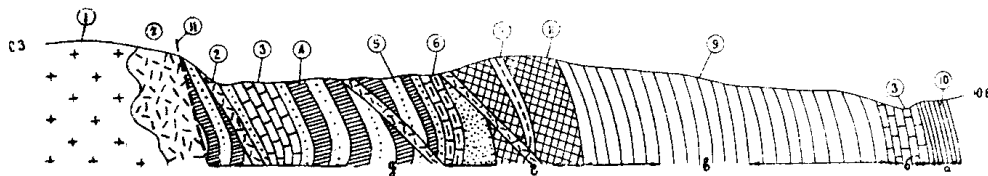
Наконец, микрокварциты сменяются сложной толщей грязносерых, тонкорассланцованных алевролитовых песчаников, переслаивающихся с такой же окраски глинистыми сланцами, вмещающими два горизонта серых известняков. Общая мощность описанного стратиграфического члена не менее 1,3 км, причем его породы падают на юго-восток под углом 60—65°. К нему через дизъюнктив примыкают эффузивы нижнемонокской формации, прорванные альбититами майнской интрузии. Прямолинейно используя элементы залегания главным образом плоскостей рассланцовки, местами совпадающих с элементами наслоения, односторонне падающими на юго-восток, можно было бы предположить, что описанные члены чингинской формации последовательно появляются в восходящем порядке при движении с севера на юг вдоль разреза, в каковом порядке они и выделялись в свое время в составе так называемого I отдела метаморфической толщи или третьей верхней толщи кембрия [29, 172; 47, 80]. Однако от этого предположения приходится немедленно отказаться, если учесть, что в других участках Западного Саяна эффузивы нижнемонокской формации являются моложе чингинской формации. В данном разрезе последняя вкрест простирается рассекается многочисленными дайками альбитофиров, представляющими корни нижнемонокских лав. Это обстоятельство свидетельствует о том, что и в рассматриваемом участке стратиграфические члены кембрия находятся в опрокинутом залегании и восходящий их порядок следует при движении с юга на север вдоль разреза, в южном отрезке которого располагаются образования чингинской формации, стратиграфически выше сменяемые пироген-

¹⁾ Эти части енисейского разреза, возможно, представляют аналог аккольской формации.

ными породами—нижемонокской формации (фиг. 17). Отмеченный выше межформационный разрыв, имеющий, вероятно, характер крутого взброса, несколько осложняет взаимосвязи между формациями, но не нарушает их общего последовательного порядка.

В строго закономерной связи с описанным характером структуры проявляется и энергичная рассланцовка, плоскости которой преимущественно односторонне падают на юго-восток, но с ясно выполаживающимися углами наклона в сторону опрокидывания масс; в этом же направлении наблюдается и ослабление метаморфизма в породах формаций.

В свете изложенных обстоятельств можно с достаточной степенью достоверности полагать, что и стратиграфические члены чингинской формации, видимая мощность которой может быть оценена в 3, 4 км, последовательно сменяются в восходящем порядке при движении с юга на север вдоль разреза.



Фиг. 17. Схема разреза по р. Енисею ниже устья рч. Уй

1—маинские троньмиты; 2—эффузивы нижемонокской формации; 3—водорослевые известняки, 4—глинистые сланцы, 5—песчаники, 6—слоистые известняки, 7—углисто-кремнистые сланцы, 8—микрокварциты, 9—полосчатые сланцы и 10—полосчатые сланцы с прослоями графитизированных сланцев чингинской формации; 11—дизъюнктив; а, б, в... стратиграфические пакки чингинской формации.

В енисейском разрезе из состава чингинской формации полностью выпадают синхронные для нее зеленокаменные эффузивы, и ее фациальный профиль существенно определяется тонкообломочными, но сильно метаморфизованными породами, в подчиненном отношении к которым находятся микрокварциты, а также известняки морфологически совершенно тождественные известнякам рч. Рудной. Однако в бассейне среднего течения рч. Сизой, правого притока Енисея, известняки приобретают массивное строение, причем они здесь, чередуясь с зеленокаменными эффузивами и микрокварцитами, содержат остатки археоциат.

На пространстве рч. Табат и Чехан отложения чингинской формации, несколько изменяясь в фациальном составе, в своем висячем боку вступают в сложные соотношения с арбатской формацией верхнего кембрия.

Так, в бассейне рч. М. Арбат по ее левому борту, в 0,3 км выше кл. Грязного, можно видеть следующий разрез:

а) зеленовато-серые песчаники с прослоями конгломерата, переполненного гальками зеленокаменных эффузивов, реже обломками филлитизированных сланцев, гальками микродиорита, а также валунами серых и розовато-серых известняков; направление падения юго-восток $65-70^\circ$. Далее при движении на восток появляется узкая полоска б) углисто-кремнистых сланцев мощностью не более 50 м, за которой следуют в) известняки светло-серой, иногда красноватой окраски с редкими остатками водорослей и археоциат. Среди последних в свое время устанавливались *Ajacyathus proskuriakovi*, *Archaeocyathus tolli*, *Coscinyathus calatus* [39, 136]; к этому списку нужно добавить *Ajacyathus tomicus*, *Coscinyathus roikovi* и водоросли *Epiphyton fasciculatum*. Общий состав фауны археоциат ближе всего стоит к гавриловскому комплексу, но не к камешковскому, как я предполагал ранее [39; 40]. По наличию полосчатости в известняках можно установить, что они падают на юго-восток под углом 70° . После этого, метров через 75 слабо обнаженного пространства тянутся г) темносерые сильно рассланцованные филлиты,

кремнисто-глинистые сланцы, вмещающие мелкие послойные тела микродиоритов; падение плоскостей сланцеватости на юго-восток под углом $70-75^\circ$.

Ориентируясь лишь на элементы залегания, можно было бы принять, что различные по литологическому составу пачки описанного разреза образуют гомоклиналь с односторонним падением на юг отдельных ее членов с как бы восходящим порядком последних, начиная от пачки „а“ к пачке „г“. Однако внимательное изучение других геологических документов разреза ясно показывает, что участвующие в его строении члены находятся в опрокинутом залегании. В самом деле, в составе конгломерата пачки „а“ встречаются гальки пород, характерных для сланцево-филлитовой толщи и залегающих среди них известняков; в конгломератах присутствуют гальки микродиоритов, прорывающих сланцево-филлитовые породы.

Очевидно, наиболее молодыми образованиями разреза являются отложения пачки „а“, представляющие базальные горизонты арбатской формации



Фиг. 18. Схема геологического строения междуречья М. Арбат-Джебаш.

1—долинные отложения и слабо обнаженные пространства; 2—эффузивы печиновской формации среднего девона; 3—зеленые слоистые песчаники, 4—пачка песчаников с прослоями конгломератов и 5—базальный конгломерат арбатской формации верхнего кембрия; 6—каирские микродиориты верхов нижнего кембрия; 7—археоциатоводорослевые известняки; 8—филлиты и углестокремнистые сланцы чингинской формации второй трети нижнего кембрия.

(фиг. 18). Сланцево-филлитовые породы, вмещающие известняки с фауной археоциат гавриловского комплекса, являются более древними членами разреза, составляющими компоненты чингинской формации.

На юго-западном продолжении известняков рч. М. Арбат, в бассейне р. Джебаш, по ее правому притоку рч. Чистобай, вновь появляются известняки, также залегающие среди сланцев чингинской формации. Но в этих известняках остатки археоциат оказались плохой сохранности, и поэтому принадлежность их к гавриловскому комплексу осталась невыясненной.

Малоарбатский разрез, в силу слабой обнаженности, далеко не полностью отражает особенности фациального состава чингинской формации рассматриваемой полосы ее распространения. Этот состав лучше всего выявляется почти из сплошного разреза рч. Чехан, вдоль правого склона которой, от рч. Карасук до кл. Куганак, появляются все более и более древние члены чингинской формации, группирующиеся в укрупненные пачки в такой после-

довательности сверху вниз, при учете, конечно, опрокидывания масс к северу (фиг. 19):

а) темные и серые, заметно хлоритизированные филлиты, часто переслаивающиеся с темносерыми, богатыми углистым веществом метаморфизованными песчаниками кварц-полевошпатового состава. В нижних частях пачки появляются послойные тела зеленокаменных диабазовых порфиритов, почти нацело измененных до состояния серицито-биотито-альбитовых сланцев. Направление падения — 175° , угол наклона 75° ; мощность пачки около 750 м; перерыв в обнажениях на протяжении около 2 км;

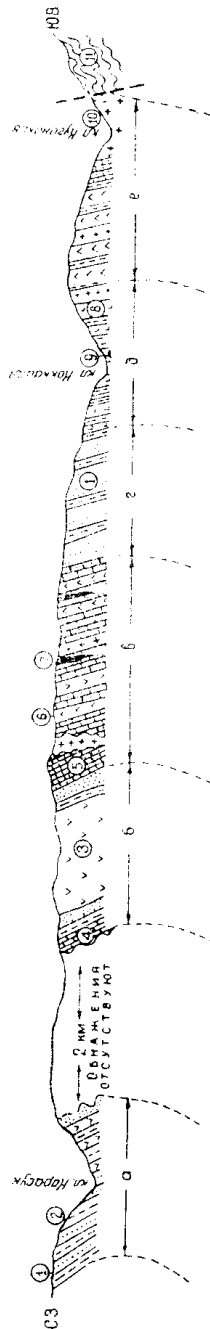
б) покров зеленокаменных эффузивов, породы которого на периферии оказались интенсивно рассланцованными и превращенными в альбито-биотито-хлорито-эпидотовые сланцы. В центральных частях покрова породы являются более сохранившимися и выражены серыми, скрыто кристаллическими, окварцованными и уралитизированными диабазовыми порфиритами. Висячем боку покрова располагаются слои серых слоистых известняков, темных филлитов и песчаников; в лежачем боку — серые известковистые филлиты и такой же окраски тонкозернистые песчаники; мощность пачки около 820 м;

в) биотито-серицито-хлоритовые, карбонатизированные роговики, перемежающиеся с ороговикованными различной зернистости песчаниками. Последние местами пронизаны многочисленными тонкими жилами кварцево-кальцито-турмалинового состава, мощностью от 2 до 10 см. Некоторые слои песчаников включают линзообразные, маломощные тела темных микрокварцитов, иногда тонкослоистых. Внутри пачки располагаются пласты сильно ороговикованных порфиритов и их туфов, а также силлы маинских троньемитов; направление падения — юго-восток 170° , угол наклона 75° ; мощность пачки до 900 м;

г) преимущественное развитие слабо ороговикованных среднезернистого строения песчаников, только местами прослоенных ороговикованными же филлитами; направление падения — юго-восток 165° , угол наклона 80° ; мощность пачки около 500–600 м;

д) светлосерые, плотные, тонкорассланцованные, серицитизированные и кальцитизированные фельзиты, грубо перемежающиеся с темными филлитами, вмещающими послойное тело амфиболита и силлы маинского троньемита; мощность пачки до 750 м;

е) темные интенсивно ороговикованные порфиритовые туфы, переслаивающиеся с биотитизированными зеленовато-серыми филлитами, карбонатизированными роговиками и вмещающие несколько послойных различной мощности тел маинских троньемитов; мощность пачки около 1 км.



Фиг. 19. Схематический разрез по правому берегу рч. Чехан от устья кл. Карасу до кл. Куганакова.

- 1 — метаморфизованные песчаники, 2 — филлиты, 3 — зеленокаменные диабазовые порфириты, 4 — слоистые известняки, 5 — ороговикованные песчаники и филлиты, 6 — туфы порфиритов, 7 — микрокварциты и 8 — фельзиты чингинской формации; 9 — амфиболиты кайрской интрузии; 10 — маинские троньемиты; 11 — джебашские кристаллические сланцы; а, б, в... стратиграфические пачки.

Затем резко проявляется зона смятия мощностью около 100 м, после чего в обнажениях выступают интенсивно пльчатые, глубоко метаморфизованные, темнозеленые кристаллические сланцы, объединяемые мною в джебашскую формацию докембрийского возраста.

Видимая мощность отложений чингинской формации в разрезе по рч. Чехан достигает не менее 6,5—7 км, причем увеличение этой мощности, в сравнении с малошущенским разрезом, ясно происходит за счет развития эффузивных образований, среди которых очень характерны кислые разности. Осадочно-эффузивные отложения рассматриваемого разреза вмещают

многочисленные послойные тела интрузивов, близких по составу к маинскому троньемиту, обусловивших интенсивный метаморфизм в окружающих породах. Вместе с тем, в данном разрезе почти отсутствуют микрокварциты и слабо представлены известняки, но те и другие породы в значительных массах появляются к северо-востоку от долины рч. Чехан, например, по рч. Карасук и в бассейне рч. Джебаш.

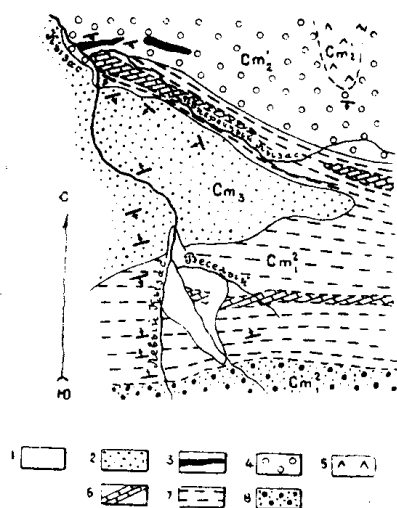
В направлении движения к хребту Каир, рч. Мишихи, левому притоку рч. Карасибю, отложения чингинской формации, будучи несогласно перекрыты осадками арбатской формации [40, 9], по своему составу остаются близкими к чаханскому разрезу. Различия заключаются лишь в том, что в разрезе рч. Мишихи в верхах чингинской формации располагаются два ясно обособленных горизонта карбонатных пород, нижний из которых исключительно богат остатками водорослей. Верхний же горизонт известняков перекрывается покровом характерных пироксеновых порфиринов точно такого же состава, что и в разрезах рч. Он и Нарысы.

Из вершины рч. Мишихи полоса чингинской формации протягивается в бассейн рч. Б. Кызас, где в ее составе вновь про-

исходят существенные фациальные изменения и где она вступает попеременно в сложные взаимоотношения то с арбатской, то с верхнемонокской формациями. Отношения чингинской формации с верхнемонокской формацией низов среднего кембрия отчетливо выявляются из наиболее полного обнаженного разреза рч. Б. Кызас, на пространстве от устья Левый Кызас до горы Троицкой (фиг. 20).

На этом протяжении естественные обнажения немногочисленны, но достаточно большое количество различных выработок восполняет то, что не было сделано самой природой. Во всяком случае искусственные обнажения, в сочетании с естественными, позволяют составить представление о последовательной смене в стратиграфическом разрезе важнейших членов интересующей нас формации, а главное, о ее взаимоотношениях с более молодыми отложениями кембрия (фиг. 21).

а) На правом склоне долины рч. Поперечный Кызас, при ее устье, обнажаются конгломераты, хорошо окатанная крупная галька которых почти сплошь состоит из альбитофинов и порфиринов, типичных для нижнемонокской формации низов среднего кембрия. Реже в этих конгломератах обнаруживаются гальки известняков, темных кремнистых глинистых сланцев и ме-



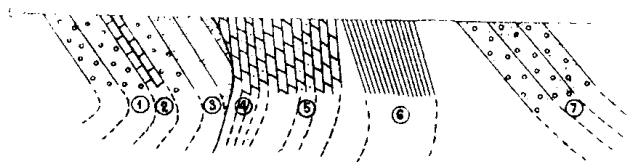
Фиг. 20. Схема взаимоотношений кембрийских формаций в бассейне рч. Б. Кызас.

1—четвертичные отложения; 2—арбатская формация; 3—известняки и конгломераты (4) верхнемонокской формации; 5—эффузивы нижнемонокской формации; 6—известняки, 7—сланцы и 8—метаморфизованные песчаники чингинской формации.

таморфизованных песчаников, породы которых характерны для нижнекембрийских отложений. Внутри конгломератовых слоев располагаются „линзообразные тела“¹⁾ известняков, переполненных остатками археоциат и водорослей санаштыкгольского (?) комплекса—(*Ajacyathus sanas chtycolensis*). Направление падения конгломерато-карбонатной толщи—юго-восток, угол 50° .

б) Затем, непосредственно в стрелке между Левым и Поперечным Кызасом, появляются темносерые массивные, заметно мраморизованные известняки, в верхней части прослоенные мергелями. В видимом основании известняки энергично перемяты, тонко рассланцованы и местами несут черты известковистых сланцев. Наоборот, в верхней части они более массивны и являются несколько песчанистыми и глинистыми. Мощность известняков в выходе свыше 250 м. Направление падения слоистости, хорошо подчеркнутой прослойками мергелей,—юго-восток, угол 70° . Почти в средней части известняков были обнаружены редкие, не особенно хорошей сохранности остатки археоциат.

в) После этого, через промежуток всего лишь 10 м необнаженного пространства, по правую сторону рч. Л. Кызас, появляются интенсивно рассланцованные и перемятые углисто-алевролитовые сланцы, цемент которых за-



Фиг. 21. Схема разреза по правому склону рч. Л. Кызас

1—конгломераты, 2—известняки с санаштыкгольским комплексом археоциат и 3—песчаники верхнемонокской формации низов среднего кембрия; 4—известняки с гавриловским комплексом археоциат, 5—мергелистые известняки и 6—углисто-кремнистые сланцы чингинской формации второй трети нижнего кембрия; 7—конгломеративные песчаники арбатской формации верхнего кембрия.

метно перекристаллизован и богат новообразованиями, состоящими из халцита, серицита, бурого шпата и реже эпидота. Мощность в выходе около 200 м. Направление падения—юго-восток, угол 70° .

г) Наконец, по тому же правому склону Л. Кызас, через необнаженное пространство около 100 м, появляются грубозернистые конгломеративные песчаники с прослоями конгломерата. В составе последнего, наряду с редкой галькой алыбитофиров, порфиристов и интрузивных пород, имеются крупные, слабоокатанные валуны известняков и обломки углисто-алевролитовых сланцев, чрезвычайно похожих на подобные породы, выступающие в стрелке Левого и Поперечного Кызаса. Эти конгломерато-песчаные образования, падающие на юго-запад 220° под углом 50° , я рассматриваю как основание арбатской формации. Интересно подчеркнуть, что при устье Л. Кызаса, на его левом склоне, известняки с фауной археоциат отсутствуют и здесь в обнажениях выступают конгломеративные песчаники и даже конгломераты, переслаивающиеся с аркозовыми зеленовато-серыми песчаниками и глинистыми сланцами, составляющими типичные компоненты арбатской формации или второй толщи кембрия [16, 5; 39; 40]. В конгломератах и песчаниках этой формации, обнажающихся против кл. Веселого, правого притока Л. Кызаса, обнаруживаются крупные, плохо окатанные, эллиптической формы валуны слегка мраморизованных известняков, в которых неоднократно обнаруживались остатки археоциат, признаваемых принадлежащими к камешковскому комплексу [40, 16].

¹⁾ Возможно „глыбы обрушения“.

д) К югу от кл. Веселого, правого притока Л. Кызаса (фиг. 20), из-под базального конгломерата арбатской формации, выступают, вероятно, средние члены чингинской формации. Они выражены зеленовато-серыми глинистыми сланцами, часто чередующимися с тонкозернистыми песчаниками, углисто-алевролитовыми сланцами, вмещающими прослой конгломерата, состоящего из плоской гальки черного глинистого сланца, реже—кварцита. Цемент конгломерата грубо песчанистый, интенсивно серицитизированный. По кл. Безымянному к этому стратиграфическому члену приурочиваются глинистые темносерые известняки с остатками водорослей рода *Osagia* и *Renalcis granosus*, а также микрокварциты, появляющиеся в форме коротких и маломощных линз, быстро теряющихся по простиранию.

Направление падения в описанной пачке чингинской формации изменчиво: вблизи устья кл. Веселого слои преимущественно падают на юго-восток 140° с углами наклона в $65-70^\circ$, а затем направление падения меняется на северо-западное, и притом углы наклона заметно выполаживаются, достигая в среднем не более 45° .

е) Наконец, из-под описанного стратиграфического члена выходят интенсивно пиритизированные песчаники ржаво-серого цвета, средне-или тонкозернистого строения. Песчаники состоят из изменчивого количества полукатанных или угловатых зерен кварца, плагиоклаза и реже—кварцитов. Цемент глинисто-кремнистый, достаточно энергично серицитизированный, слабее хлоритизированный и эпидотизированный.

Таким образом, в разрезе Л. Кызаса принимают участие разновременные отложения, собранные в относительно простые асимметричные складки, отчетливо наклоненные к северо-западу. Из этих отложений наиболее молодыми являются осадки арбатской формации, выполняющие замок синклинальной складки (фиг. 20). В основании арбатской формации, возраст которой мною определяется как верхнекембрийский, располагается мощный базальный конгломерат, покоящийся несогласно и трансгрессивно на различных стратиграфических членах подлежащих толщ.

В левобережье Б. Кызаса из-под арбатской формации выступают конгломератово-песчаные породы верхнемонокской формации, вмещающие линзы известняков с остатками археоциат санаштыгольского комплекса (пачка „а“). В конгломератах формации, располагающихся также трансгрессивно (фиг. 21), встречаются гальки и валуны пород, ничем не отличающихся от пород еще более древней толщи, объединяемой ранее в узунаргинскую формацию или верхнюю толщу кембрия. Этот стратиграфический член мною признан за аналог чингинской формации. В видимом ее основании появляются характерные пиритизированные песчаники с неполной мощностью около 150—175 м; стратиграфически выше лежат углисто-кремнистые сланцы, филлиты с прослоями микрокварцитов и конгломератов. Мощность этой пачки, при учете дополнительной складчатости, определяется в рамках 450—475 м. Внутри углисто-кремнистых сланцев располагаются два горизонта известняков, из которых в верхнем (пачка „б“) встречаются археоциаты, и среди них в свое время были определены следующие формы: *Ajacyathus cf. otichtaschensis*, *A. dissepimentalis*, *A. ijizkii*, *A. immanis*, *Coscinyathus dianthus*, *Protopharetra simplicissima*. Этот горизонт известняков хорошо прослеживается по водоразделу между Поперечным и Средним Кызасом и там он лежит внутри сланцевых членов формации, падающих на юго-восток 140° под углом 65° . В известняках присутствуют археоциаты, среди которых имеется много общих форм с видами, обнаруженными в известняках, обнажающихся в стрелке Л. Кызас (пачка „б“). Эти общие формы—*Ajacyathus otichtaschensis*, *A. immanis*, *Coscinyathus dianthus* сопровождаются *Archaeocyathus tolli*, *Labyrinthomorpha lata*, *Spirocyathus densus*, *Tercyathus batovi*, а также водорослями—*Epiphyton fasciculatum*, *E. grande*, *Edelsteinia cylindrica*, *Renalcis granosus*, *Osagia ovosimilis*.

В целом состав археоциатовой фауны описанного горизонта, объединяемый ранее в камешковский комплекс [11, 135], в соответствии с новыми данными, выделяется в гавриловский комплекс. Второй горизонт известняков—нижний—характерен присутствием водорослей—*Osagia*, *Renalcis granosus*.

Видимая, далеко не полная мощность чингинской формации, в кызасском участке достигает не менее 800—900 м, причем ее отложения, будучи достаточно напряженно дислоцированными и интенсивно рассланцованными, оказываются относительно слабо метаморфизованными.

Некоторые особенности литологического состава и фациального проявления чингинской формации северного склона Западного Саяна

Анализ вышеописанных разрезов показывает, что фациальный профиль чингинской формации северного фаса Западного Саяна не остается постоянным, а заметно меняется как в горизонтальном, так и вертикальном сечениях, но при этом некоторые ее характерные компоненты, как, например, микрокварциты, пироксеновые порфириды и особенно водорослево-археоциатовые известняки, с поразительной закономерностью прослеживаются из разреза в разрез, проявляясь в них лишь в неодинаковом количестве и в различной мощности слоев. Менее устойчивы другие члены формации, в частности обломочные и эффузивно-туфовые. Среди обломочных фаций важное место в составе формации занимают средне- и тонкозернистые песчаники, группирующиеся преимущественно в юго-западной полосе ее распространения и постепенно исчезающие из разрезов, по мере движения на северо-восток. Во всяком случае в разрезах рч. Ои и, особенно, Нарыссы песчаники появляются в форме маломощных слоев, расположенных внутри нижних сланцевых горизонтов. Следует при этом подчеркнуть, что по минералогическому составу и даже степени метаморфизма песчаники, независимо от их стратиграфического положения, оказываются всюду более или менее однородными. У них всегда сохраняется ясно выраженная псаммитобластическая структура, образованная угловатыми, реже полуокатанными зернышками плагиоклаза, при заметном участии кварца и относительно редком присутствии угловатых обломков альбитофира и кварцита. Только в некоторых разностях песчаников, наряду с отмеченными двумя минералами, иногда устанавливаются зерна пироксена, а также полуокатанные, несколько удлиненные мелкие обломки хлоритизированного, серицитизированного, изредка графитизированного сланца и более крупные угловатые обломки хлоритизированного, но в общем свежего андезита. Из новообразований особенно обильны эпидот и биотит, причем последний компонент постоянно замещается хлоритом и серицитом. Цементирующая карбонатно-пелитовая, реже кварц-полевошпатовая масса глубоко хлоритизирована, менее серицитизирована, кальцитизирована и эпидотизирована.

Грубообломочные породы появляются очень редко в составе формации. Они, будучи выражены маломощными мелкогалечниковыми конгломератами или конгломеративными песчаниками, на пространстве рч. Нарысса-Рудная, вероятно, составляют два самостоятельных горизонта, из которых как будто бы нижний размещается стратиграфически выше водорослевых тонкослоистых известняков. Этот нижний горизонт конгломерата, установленный в верхнем течении рч. Нарыссы (фиг. 16), протягивается и в левобережье рч. Ои, ниже кл. Мангатова, и теряется где-то на водоразделе между последним и рч. Рудной.

Во всех отмеченных пунктах рассматриваемый конгломерат является удивительно выдержанным по составу, слагаясь преимущественно мелкой и хорошо окатанной галькой эффузивов, сланцев и обломков слоистых известняков, сцементированных туфово-глинистой массой, сильно хлоритизиро-

ванной. Учитывая состав конгломерата, его можно принять за один и тот же пласт, расположенный на одном стратиграфическом уровне и отделяющий верхние члены формации от нижних.

Эти верхние члены в бассейне рч. Нарыссы и Ои выражены существенно сланцевыми образованиями и в том числе бордовыми и фиолетовыми их разностями, вмещающими маломощные покровы пироксеновых порфиринов, редкие пачки углисто-кремнистых сланцев, прослойки лидитов; увенчивается толща горизонтом археоциатового известняка.

Подобным же составом верхние члены чингинской формации характеризуются и в бассейне рч. Б. Кызас, где они отделяются от нижних компонентов формации пачкой углисто-кремнистых пород, вмещающих линзы конгломерата (фиг. 22).

Здесь не место останавливаться на характеристике сланцевых образований формаций, ибо они являются крайне фациально изменчивыми по своему составу, мало чем отличаются от подобных пород, участвующих в строении эталонотипного разреза формации, установленного по рч. Аккол. Следует лишь указать, что пелитоморфные компоненты как в бассейне рч. Аккол, так и на северном склоне Западного Саяна группируются преимущественно в верхах чингинской формации.

Эффузивы, концентрируясь в Шушенско-Чеханской полосе развития формации, полностью отсутствуют на юго-западном продолжении последней (р. Б. Кызас) и в виде редких послойных тел появляются на северо-восточном протяжении полосы (бассейны рч. Ои и Нарыссы).

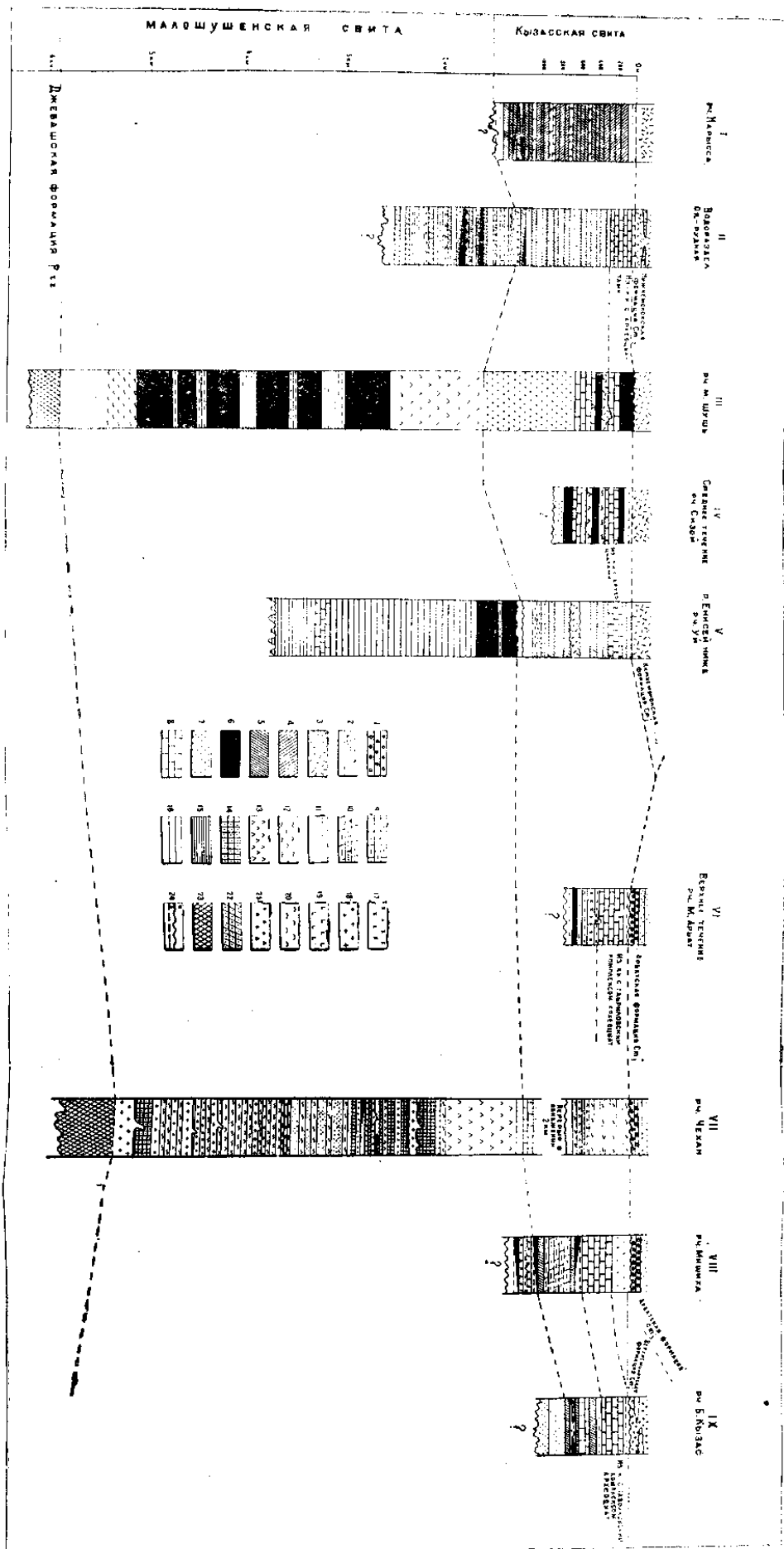
В Шушенско-Чеханской полосе эффузивы, образуя преимущественно послойные тела, много реже покровы различной мощности, иногда сопровождаются туфами или их туфогенными разностями. Различие форм залегания не сказывается на петрографическом составе эффузивов, представленных главным образом диабазовыми, лабрадоровыми и реже—пироксеновыми порфиритами, испытавшими тонкое рассланцование и глубокое зеленокаменное изменение. В связи с последним в перечисленных породах сохраняется лишь реликтовая порфировая структура в мелкозернистой, реже плотной зеленовато-серой основной массе, в которой располагаются отчетливые выделения плагиоклаза, пироксена и роговой обманки.

Выделения плагиоклаза редко сохраняются в неизменном виде, а чаще всего его призмы катаклазированы, раздроблены, утрачивают правильные очертания и по ним развивается цоизит, менее—хлорит и альбит. В других случаях выделения плагиоклаза почти нацело замещаются хлоритом, кальцитом и особенно мусковитом или же оказываются полностью альбитизированными.

Гораздо резче вторичные изменения поражают выделения темноцветных компонентов, хорошо выраженные призмы которых подвергаются интенсивной актинолизации или же замещаются агрегатом кальцита, цоизита и реже биотита.

Среди этого типа эффузивов особенно характерными являются пироксеновые порфириты, занимающие в колонке чингинской формации наиболее высокое стратиграфическое положение. Они в бассейне рч. Мишихи (фиг. 22) образуют небольшой покров, налегающий на мраморизованные известняки, сопоставляемые с археоциатовыми известняками рч. Б. Кызас.

Подобные же эффузивы выявлены по рч. Нарыссе и Ои, причем там пироксеновые порфириты неоднократно перемежаются с глинистыми сланцами, опять-таки верхов чингинской формации. Во всех указанных пунктах пироксеновые порфириты являются удивительно выдержанными по составу. Они обладают отчетливо выраженной порфировой структурой с пилотакситовой, а иногда андезитовой основной массой. В выделениях преобладают средних и крупных (до 1 см в длину) размеров широкие призмы бледно-зеленой роговой обманки, возникшей за счет замещения пироксена. Основ-



Фиг. 22. Типы разрезов чингизской формации северного склона Западного Саяна

ная масса представляет тонкокristаллический агрегат, образованный призмочками пироксена, вообще слабо амфиболизированного и лейсточками полевого шпата, резко сосюритизированного. В ней обилён хлорит, магнетит, которые ассоциируют с кальцитом и эпидотом, образующими скопления или расплывчатые агрегаты.

Эффузивы, оказавшиеся в сфере влияния микродиоритовой интрузии, подвергаются дополнительным изменениям, связанным с их ороговикованием. В основной массе таких ороговикованных порфиритов, состоящей из мелких призмочек сосюритизированного плагиоклаза и крупных чешуек хлорита, появляется кварц, ксеноморфные зернышки которого размещаются в интерстициях между указанными выше минералами, в количестве, достигающем не менее 5—6%. Кроме того, в породах особенно обильно развиваются биотит, часто переходящий в хлорит, серицит, реже актинолит и кальцит, а также магнетит, почти нацело замещенный бурым или красным железняком.

Но вне зависимости от интрузивного воздействия в эффузивах, особенно составляющих мелкие послонные тела, процессы изменения заходят столь далеко, что ими почти нацело стирается первичная природа пород и последние несут типичные черты сланцев. В таких породах отчетливо проявляется гетеро-, реже гомео-или нематобластическая структура, образованная призмочками альбита, чешуйками зеленого хлорита, замещающего бурый биотит, серицита, кварца, эпидота, цоизита и реже актинолита. Наиболее поздними вторичными минералами являются хлорит и карбонаты, которые чаще всего развиваются в форме жилок, размещающихся вдоль сланцеватости. Такие сильно измененные кварц-альбито-цоизито-актинолитовые породы чаще всего пространственно приурочиваются к низам чингинской формации, когда они вовлекаются в зоны крупных дизъюнктивных нарушений. В бассейне рч. Табат, Джебаш рассматриваемые породы, примыкая к дизъюнктивному нарушению, отделяющему отложения джебашской формации от пород чингинской формации, оказались настолько сильно измененными, что они проявляют полное внешнее сходство с кристаллическими сланцами джебашской формации. Однако в некотором удалении от дизъюнктива в кварц-альбито-цоизито-¹⁾ актинолитовых породах под микроскопом всегда удается обнаружить реликты эффузивной структуры, чего никогда не выявляется в кристаллических сланцах джебашской формации. Впрочем, кварц-альбито-цоизито-актинолитовые сланцы нередко обнаруживаются и по периферии крупных покровов эффузивов, залегающих в относительно высоких горизонтах чингинской формации.

В составе последней установлены кислые разности эффузивов, выраженные фельзитами и „кератофирами“, причем первые из них испытали менее глубокое, в сравнении с основными эффузивами, зеленокаменное изменение.

Фельзиты, выявленные в разрезе рч. Чехан, где они залегают в форме послонных тел, обладают светлосерой, с очень слабым зеленоватым оттенком окраской, плотным строением и тонкой рассланцовкой, вдоль плоскостей которой развивается обильная сыпь серицита. Под микроскопом в породе заметна тонкозернистая фельзитовая кварц-полевошпатовая масса, в которой выделения мелкого альбита едва намечаются. В основной массе обилён хлорит, серицит, кальцит и реже—актинолит. Кроме того, фельзиты подверглись незначительному окремнению с образованием скоплений халцедона.

„Кератофиры“, распространенные в хребте Калгановском, являются весьма оригинальными породами. Они достаточно энергично рассланцованы, обладают темнозеленой окраской и плотной основной массой. Под микроскопом в них обнаруживаются черты глубокого метаморфизма, почти нацело

¹⁾ Возможно, эти глубокометаморфизованные породы будут отвечать аналогам аккольской формации.

уничтожившего первичный состав породы, переполненный новообразованиями, принадлежащими хлориту, кальциту, эпидоту, альбиту и актинолиту. Только в редких случаях среди таких измененных пород удавалось обнаружить разновидности, в которых видны участки неясно раскристаллизованной основной массы, похожей на фельзитовую, и выделения крупных оплавленных зерен альбита № 4.

С эффузивами и особенно основными их разновидностями пространственно тесно связаны туфы, которые вместе с ними, а чаще всего при участии кремнисто-глинистых сланцев и филитов, в некоторых участках распространения чингинской формации определяют ее фациальный профиль (рч. Табат).

Как уже отмечалось, микрокварциты и рифогенные известняки являются наиболее важными маркирующими образованиями чингинской формации, появляющимися повсеместно и независимо от характера фациального ее профиля.

Микрокварциты залегают в форме относительно выдержанных слоев, протягивающихся на значительные расстояния, но с резко изменчивой мощностью. В этих породах, заметно метаморфизованных и характерных своей темной или даже черной, реже зеленоватой окраской, нередко под микроскопом устанавливается кластически-слоистая структура, образованная либо чередованием пылевато-углистого вещества и тонкого кварцевого материала, либо ясной сортировкой последнего.

В первой разновидности структуры слоистые ее черты подчеркиваются чередованием тонких и темных полосок, сложенных углистым веществом, и светлых и более широких полосок, образованных кварцевым материалом. Зерна кварца с заметно зазубренными краями тесно примыкают друг к другу и таким образом структура этой полоски близка к роговиковой. Однако тонкие зернышки кварца с ясно обломочными контурами располагаются и среди углистой массы полоски, концентрируясь в ней в ее основании.

Кроме того, среди углисто-кварцевого вещества отчетливо выделяются крупные и заметно окатанные обломки кварца, тонко обтекаемые цементирующей массой (фиг. 23).

Во второй разновидности структуры слоистый ее характер определяется ритмической сортировкой обломочного материала, выраженного преимущественно кварцем при сравнительно слабом участии углистого вещества, вытягивающегося в виде шнурочка в верхней части полоски. Кварцевые зерна в главной своей массе оказались перекристаллизованными и таким образом утрачивают свою первично обломочную форму. Но в отдельных зернах последняя сохраняется в виде точечного контура, отчетливо заметного при больших увеличениях (фиг. 24). Таким образом, из приведенного описания становится очевидным, что микрокварциты являются первично осадочными породами и, будучи свойственными только для чингинской формации, представляются для нее характерными стратиграфическими элементами.

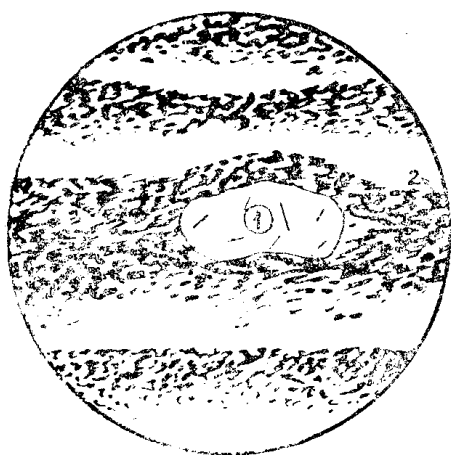
В литературе постоянно высказывались мнения, что микрокварциты являются метасоматическими образованиями, возникшими за счет изменения известняков, сланцев и даже эффузивов. Источниками метасоматоза рассматривались гипербазиты, от которых исходили кремнистые растворы, вызвавшие частичное окремнение вмещающей толщи [47, 79].

Такие метасоматические образования, пользующиеся особенно широким распространением в Калгановском хребте и Табатском районе, в свое время назывались „роговиками“. Но, вероятно, не все эти „роговики“ являются метасоматическими, а среди них имеются и первично осадочные представители, каковыми, например, могут быть кремнистые сланцы, указанные А. Н. Чураковым [52, 190—191]. Он подчеркивал, что в Калгановском хребте кремнистые сланцы („роговики“), залегающие среди „кератофинов“

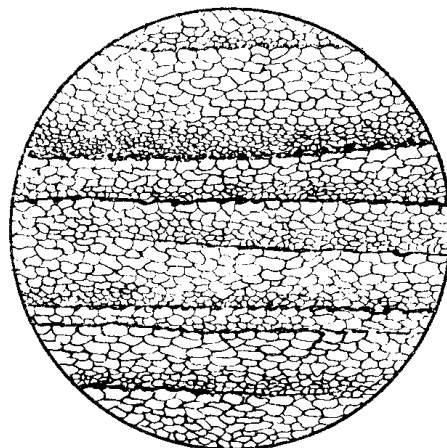
и темных оолитового строения известняков, отграничиваются от последних весьма резко и вместе с ними рассланцованы в восточно-северо-восточном направлении.

К этому добавим, что в рассматриваемом пункте гипербазиты отсутствуют, а распространенные здесь мелкие плутоны маинских троньемитов рассекают и залежи микрокварцитов. Очевидно, образование микрокварцитов Калгановского хребта не было связано с интрузивной деятельностью и они, как и в других частях Западного Саяна, в подавляющей своей массе произошли за счет перекристаллизации первично осадочных кремнистых пород.

Не менее характерными маркирующими элементами чингинской формации являются известняки, которые так же, как и микрокварциты, в своем пространственном распространении приурочены ко всем фациям формации,



Фиг. 23. Зарисовка шлифа с крупным обломком кварца (1), обтекаемом тонкими прядями углистой массы (2) $\times 60$



Фиг. 24. Зарисовка шлифа микрокварцита с реликтовой ритмической слоистостью, рч. М. Шушь, среднее течение $\times 60$.

причем, вероятно, в верхних ее частях группируются два самостоятельных горизонта, отличающихся друг от друга по морфологическим признакам и палеонтологическому содержанию.

Один из таких горизонтов, установленный в бассейне рч. Б. Кызас, располагается в основании сланцевых компонентов формации (фиг. 22). Он достигает мощности около 150 м и складывается темносерыми слегка глинистыми известняками, относительно богатыми остатками водорослей, принимавшихся ранее за концентрические валики неорганического происхождения.

В бассейне рч. Мишихи этот же, вероятно, горизонт складывается уже водорослевыми известковистыми сланцами мощностью до 250 м [40, 9], а по р. Енисею при устье рч. Сизой он же видимо выражен тонкослоистыми, слегка окремненными известняками, опять-таки с остатками водорослей. Последние почти повсеместно представлены представителями родов *Osagia*, *Renalcis* и *Epiphyton*.

Другой горизонт (фиг. 22) известняков, залегающий, видимо, в самых верхах формации, типично представлен в бассейне рч. Кызас, в месте слияния ее притоков Поперечного и Среднего Кызаса, а также по водораздельному пространству между названными речками.

Этот горизонт характеризуется резко отличными морфологическими чертами. Составляющие его известняки большей частью массивные, плотные, реже тонкозернистые темносерого и серого цвета; гораздо реже появляются белые, желтоватые или розоватые их разновидности, в которых чаще всего

и обнаруживаются остатки археоциат и водорослей и состав которых мною приведен в соответствующих местах характеристики разрезов.

Вероятно, известняки этого же горизонта выступают по рч. Мишихи, ниже кл. Конюховского, кл. Карасуку, правому притоку р. Чехана, в бассейне рч. М. Арбат, в среднем течении рч. Сизой и М. Шуши, а также по рч. Рудной, при ее устье. Во всех перечисленных пунктах известняки, будучи морфологически близкими к известнякам Б. Кызаса, иногда достигают мощности больше 300 м и нередко характеризуются присутствием водорослей. Что же касается археоциат, то последние, плохой сохранности, еще Н. А. Батовым [2] были установлены по рч. Рудной, затем мною в верхнем течении рч. М. Арбат, в 0,3 км выше кл. Грязного. Наконец, хорошей сохранности археоциаты были найдены и в среднем течении рч. Сизой, но, к сожалению, небольшая коллекция их по ряду причин оказалась утраченной.

Известняки характерны и для более древних членов чингинской формации, примером чего могут служить разрезы по р. Енисею (фиг. 22), Калгановскому хребту и рч. Табату. Во всех указанных пунктах известняки характеризуются большей частью массивным строением, серой до черной окраской и богатством антрополитового вещества, концентрирующегося отдельными партиями. Отмечаются оолитовые разности известняков, содержащих остатки водорослей типа *Osagia*. В бассейне рч. Рудной (фиг. 22), несомненно, в нижних горизонтах формации располагаются линзы тонкослоистых известняков с остатками *Renalcis granosus*.

Вместе с тем, из анализа приведенных выше разрезов с исключительной четкостью выявляются и первичные стратиграфические взаимоотношения чингинской формации с окружающими ее более молодыми отложениями кембрия (фиг. 22).

Так, на примере разрезов рч. М. Арбат и затем рч. Левый Кызас отчетливо устанавливается, что чингинские отложения с резким несогласием и базальным конгломератом в основании перекрываются породами соответственно арбатской и верхнемонокской формаций, на чем я подробно останавливался в одной из своих работ [40].

В бассейне среднего течения рч. М. Шуши маломощные потоки нижнемонокских эффузивов лежат трансгрессивно на размытой поверхности чингинской толщи. Но этот пункт пока является единственным, где сохранились первичные стратиграфические отношения между чингинской и нижнемонокской формациями, находящимися чаще всего в дизъюнктивном сопряжении между собою. Но даже и при таких соотношениях последовательный восходящий порядок рассматриваемых формаций достаточно надежно устанавливается при учете ряда признаков, из которых наиболее важными являются, по моему, следующие. В отложениях чингинской формации почти на всей площади ее распространения обнаруживаются силлы и дайки альбитофиров, представляющих подводные каналы нижнемонокских эффузивов. В дайках альбитофиров, особенно многочисленных в полосе развития чингинской формации, примыкающей к долине р. Енисея, включены различных очертаний, с ясными реликтовыми тектоноструктурами обломки микрокварцитов и зеленокаменных эффузивов, выхваченных дайками при их внедрении в толщу чингинской формации.

Это особенно эффектно выражено в Калгановском хребте, где штокообразные массы зеленокаменных основных эффузивов, сильно рассланцованных, прорываются почти не рассланцованными дайками альбитофиров, переполненных крупными ксенолитами вмещающих дайки пород. Кроме того, среди лав нижнемонокских эффузивов во многих пунктах установлены пачки обломочных пород, местами переполненных гальками зеленокаменных эффузивов и среди них пироксеновых порфиритов, сланцев различной окраски, микрокварцитов, по своему петрографическому составу вполне тождественных

подобным компонентам, составляющим чингинскую формацию. Все эти факты не оставляют никаких сомнений в том, что отложения чингинской формации являются более древними по отношению к нижнемонокским эффузивам.

Наконец, из анализа тех же разрезов со всей очевидностью вытекает, что общая стратиграфическая колонка чингинской формации северного склона Западного Саяна во многих деталях поразительно близка к колонке одноименной формации, выраженной в эталонотипном ее разрезе по рч. Ср. Акколу и локотипном разрезе р. Элэхему (фиг. 12 и 22). Это сходство подчеркивается особенно тем, что как на северном склоне Западного Саяна, так и его южном склоне к верхним членам чингинской формации, представленным главным образом обломочными породами, приурочены крупные массы рифогенных известняков с почти одинаковыми формами археоциат и водорослей. На сходство формации указывают также и микрокварциты, появляющиеся в отложениях вне зависимости от фаций и выраженные в главной своей массе первично-осадочными образованиями, но испытавшими различную степень перекристаллизации. Все эти сходственные черты свидетельствуют об одновременности и одинаковых условиях седиментации отложений чингинской формации южного и северного склонов Западного Саяна. Поэтому не является случайной преимущественная приуроченность к ним масс гипербазитов, на характеристике и возрасте которых я останавлиюсь в своем месте.

Бабаковская формация

Колонка нижекембрийского отдела северного склона Западного Саяна не исчерпывается чингинской формацией, а удлиняется за счет еще одного стратиграфического члена, названного мною бабаковской формацией.

В эталонотипном своем проявлении эта формация, выраженная в верхнем течении рч. Табат, по кл. Бабак, складывается известняками, несогласно и с базальной брекчией в основании перекрытыми эффузивами нижнемонокской формации низов среднего кембрия. Как уже указывалось в своем месте (фиг. 1 и 2), лежащий бок бабаковской формации не вскрывается современной денудационной поверхностью, и поэтому его взаимоотношения с нижележащей чингинской толщей установить не представилось возможным.

Можно лишь предполагать, что известняки бабаковской формации покоятся с перерывом и несогласием на сильнее дислоцированных и энергично метаморфизованных породах чингинской формации. Это предположение основывается на том, что в других регионах Саяно-Алтайской области отложения синхронные бабаковской формации с базальным конгломератом в основании и несогласно лежат на породах, составляющих наиболее низкие члены кембрия и даже докембрия (каянчинская формация Горного Алтая, ербинская—д. Потехино, Кузнецкого Алатау).

В бассейне р. Табат бабаковская формация протягивается в виде узкой и прерывистой полосы от верхнего течения рч. Чазрык на северо-востоке за левобережье кл. Чистогудеж, впадающего слева в Чазрык, на юго-западе. На всем этом протяжении формация складывается чрезвычайно характерными известняками. Они обладают светлой, светлосерой, иногда кремово-белой окраской, преимущественно массивным строением, реже мелкой слоистостью, особенно хорошо выраженной в средних частях известняковой толщи.

В массивных разностях известняков постоянно обнаруживаются водоросли типа *Osagia*, особенно *Epiphyton* sp. и много реже—трилобиты. Последние мною установлены в нескольких пунктах, но особенно трилобиты оказались обильными в небольшой линзе ракушечного известняка, расположенной среди массивных известняков, составляющих скалы на водоразделе между ключами Чистогудеж и Бабак (фиг. 2).

Из упомянутой линзы мною определены такие представители трилобитов *Granularia obrutchevi* Pol. *Erbia gigantea* Iegor., *Tabatopygellina* n. gen.

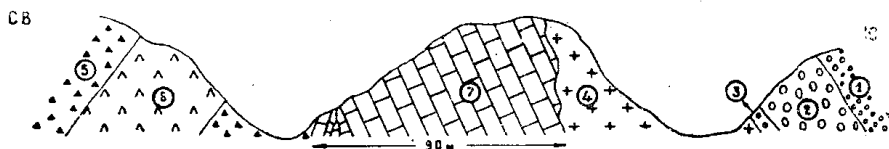
Proerbia Lerm., *Arbataspis* n. gen. *Chondragraulas* Lerm. Первые две формы найдены также в известняках правого борта кл. Чистогудежь, кл. Бабак и правому борту рч. Чазрык, в 0,3 км выше кл. Известкового. Здесь трилобиты оказались в ассоциации с археоциатами, при редком присутствии брахиопод. Небольшая коллекция археоциат, собранная еще в 1946 г., была изучена П. С. Краснопеевой, установившей такие формы: *Ajacyathus* sp. nov., *A. cf. otichtaschensis*, *Sibericyathus dissepimentalis*, *Bicyathus crassimurus*, *Ajacyathus simplex*, *Tersia* sp.

Перечисленный состав археоциатовой фауны, характеризуясь преобладанием санаштыкгольских видов над камешковскими, является специфическим, но очень близким к так называемому обручевскому комплексу археоциат [11, 38]. Среди новых сборов археоциат из того же пункта пока определены *Coscinocyathus dianthus*, *Ethmophyllum gracilis*, причем эти формы оказались обнаруженными в ассоциации археоциат, переполняющих известняки кл. Герасимова, правого притока рч. М. Монок.

Водоросли, изученные П. С. Краснопеевой, оказались представленными обычными видами, как-то: *Epiphyton fruticosum*, *E. fasciculatum*, *Rasumovskya ramosa*.

К бабаковской формации мною относятся известняки, появляющиеся в поле распространения эффузивов нижнемонокской формации, типично проявляющейся в бассейне рч. Б. Монок, падающей в Абакан справа, вблизи с. Монок. Эти известняки, находясь там в таких же взаимоотношениях, что и трилобитово-археоциатовые известняки бассейна рч. Чазрык, особенно тесно сближаются с последними по составу археоциатовой фауны.

Но для того чтобы убедиться в сказанном, рассмотрим разрез по кл. Герасимову, где взаимоотношения между интересующими нас известняками и нижнемонокскими эффузивами наиболее отчетливо выражены (фиг. 25).



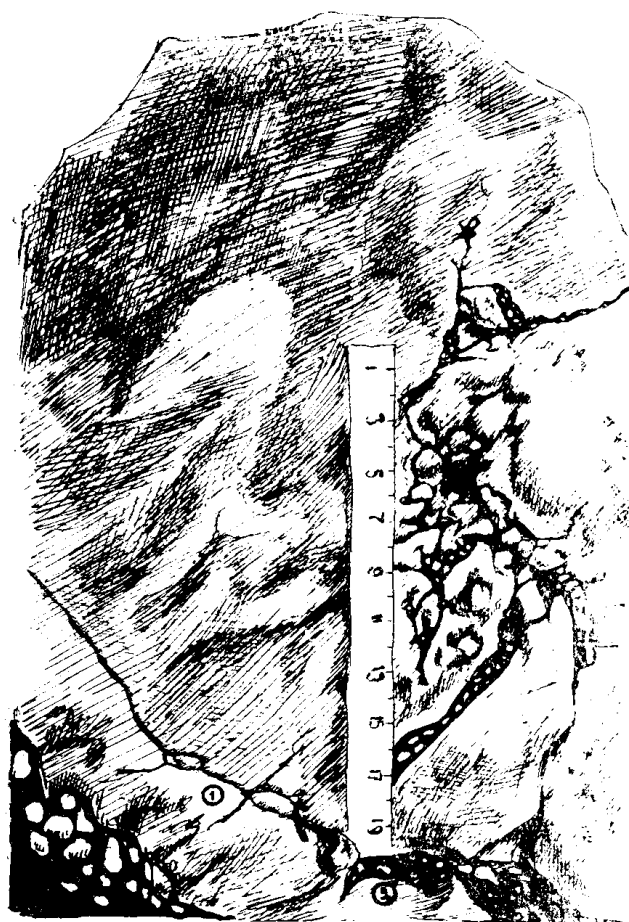
Фиг. 25. Разрез по кл. Герасимову в 12 км. выше его устья. 1—мелкообломочные конгломераты, 2—валунчатый конгломерат и 3—гравелиты верхнемонокской формации; 4—маинские троньемыты; 5—туфы и 6—туфоконгломераты с редкими покровами эффузивов нижнемонокской формации; 7—известняки с обручевским комплексом археоциат низов(?) бабаковской формации.

Впервые разрез по кл. Герасимову мною изучался еще в 1940 г. в процессе составления мелкомасштабной геологической карты. В 1951 г. этот разрез я изучал в условиях детального геологического картирования с применением горных выработок и прослеживанием характерных горизонтов по простиранию. В результате таких детальных исследований выяснилось, что развитые в нижнем течении кл. Герасимова известняки ошибочно ранее объединялись в состав отложений верхнемонокской формации [39, 130], ибо последние, как будет показано ниже, являются, несомненно, моложе первых.

Упомянутые известняки в 1,2 км выше устья кл. Герасимова слагают узкую полосу, вытянутую в субширотном направлении и обрамленную почти со всех сторон эффузивами нижнемонокской формации. Известняки, обладая светлосерой, серой, иногда вишнево-красной окраской и массивным строением, содержат богатые остатки археоциат. По наклону кубков последних устанавливается, что известняки по преимуществу падают на юго-восток 150° под углом 70° . В северо-западном контакте в них устанавливается слоистость, обусловленная появлением маломощных прослоев желтоватых мергелей, падающих на северо-запад под углом 65° . Очевидно,

известняки описываемой полосы образуют крутую антиклинальную складку субширотного простирания, от которой наиболее полно сохранилось лишь юго-восточное ее крыло.

В известняках отчетливо выражено несколько систем трещин, главные из которых ориентированы согласно с простиранием наложения, но под более крутым углом падают на юго-восток и более пологим ($25-30^\circ$)—на северо-запад; отмечаются трещины, простирающиеся в субдолготном направлении и падающие на северо-восток под углом $70-75^\circ$. Эти круто падающие трещины местами, на значительную глубину, заполнены фиолетово-серой массой с многочисленными обломками беловатого альбита и серого кварца или же красноватым, а иногда желтовато-серым плотным глинистым материалом, всегда с небольшим присутствием тонкопесчанистого вещества. Продукты заполнения трещин представляют типичные осадочные дайки (фиг. 26).



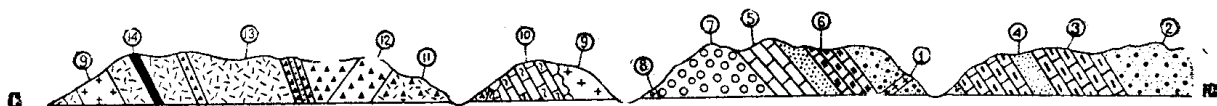
Фиг. 26. Известняки бабаковской формации (1), вмещающие осадочные дайки (2); зарисовка с фотографии; кл. Герасимов в 1,2 км выше его устья.

В юго-восточном крыле известняки прорываются небольшим штоком кварцевого альбитита, являющегося аналогом маинского тронъемита. В крутом экзоконтакте с кварцевым альбититом известняки интенсивно окремнены, пиритизированы, приобретают коричневую окраску и местами пронизываются жилками эпидота, ассоциирующего с хлоритом, кальцитом и пиритом. Ширина зоны контактово-измененных пород весьма невелика и измеряется всего несколькими десятками сантиметров.

Непосредственно на кварцевые альбититы налегают конгломераты, в лежачем боку которых располагается маломощный слой гравелита, состоящего почти сплошь из дресвы кварцевого альбитита, сцементированного кремнисто-глинистой массой. Гравелиты и перекрывающие их выше валунчатые конгломераты, падающие на юго-восток 150° под углом $55-60^\circ$, составляют основание верхнемонокской среднекембрийской формации [38;39, 129].

В северо-западном крыле рассматриваемые известняки перекрываются пачкой серовато-лиловых туфоконгломератов, на которые, в свою очередь, налегают такой же окраски альбитофиры, перемежающиеся с миндалекаменными своими разностями и туфами. В лавах альбитофилов изредка обнаруживаются крупные (до 10 см в диаметре), остроугольные ксенолиты известняков с редкими остатками археоциат. В этой пирогенной толще в ряде мест устанавливается слоистость, падающая на северо-запад 345° под углом $60-65^\circ$. При движении на восток от долины кл. Герасимова, на водоразделе между ним и рч. М. Монок, известняки погружаются под пирогенную толщу, на которую в верховьях рч. М. Монок налегает базальный конгломерат верхнемонокской формации.

Из приведенного разреза (фиг. 27) ясно видно, что кл. Герасимов в своем нижнем течении разрезает антиклинальную складку, в замке которой выступают известняки, которые по стратиграфическому положению и особенно составу встречающихся в них археоциат соответствуют археоциатово-трилобитовым известнякам кл. Бабак.



Фиг. 27. Схематический разрез по кл. Герасимову.

1—ранневарисская (?) диорит-диабазовая интрузия, 2—конгломеративные песчаники, 3—песчаные известняки с редкими археоциатами, 4—песчаники, 5—известняки с археоциатами санаштыкгольского комплекса, 6—известняки с прослоями сидеритов, 7—конгломераты, и 8—гравелиты верхнемонокской формации; 9—маинский троньемит; 10—известняки низов (?) бабаковской формации; 11—туфы с редкими покровами эффузивов, 12—туфы, туфоконгломераты с прослоями песчаников, 13—альбитофиры и 14—лидиты с остатками спикуль губок нижнемонокской формации.

В самом деле, в известняках нижнего течения кл. Герасимова выступающие в замке описанной антиклинальной складки в разное время мною были собраны остатки археоциат, которые лишь частично оказались изученными палеонтологом Западно-Сибирского геологического управления Чернышевой С. В., установившей следующие виды: *Ajacycyathus ijizkii*, *Ajacycyathus cf. immanis*, *A. proscuriakovi*, *A. cf. uricus*, *Coscinocyathus dianthus* Born var. *stabilis* Krasn, *Coscinocyathus sp.*, *Ethmophyllum cf. gracilis*, *Ethmophyllum ratum*, *Ethmophyllum ulmensis*. Кроме того, возможно, из этого же известняка в свое время были определены и такие формы—*Ajacycyathus dwighi*, *A. pelvinulus*, *A. disporvallum*, *A. (Rhabdocyathus) crassimurus*, *Carinocyathus bagenovi*, *Coscinocyathus dianthus*, *C. convexus*, *C. calatus*, *Cyclocyathus tersiensis*, *Thalamocyathus (Cyclocyathus) kunetzovi* [11, 39]. Перечисленный состав фауны характерен преобладанием камешковских форм, при заметном развитии видов, объединяемых в санаштыкгольский комплекс археоциат, что является свойственным и известнякам бассейна рч. Чазрык. Присутствие в известняках нижнего течения кл. Герасимова санаштыкгольских видов и было причиной того, что вмещающие их породы объединялись мною в верхнемонокскую формацию. Но теперь от этих представлений приходится отказываться, ибо рассматриваемые известняки не только древнее верхнемонокской формации, но и нижнемонокской.

Действительно, в северо-восточном крыле антиклинальной складки (фиг. 27) эти известняки с характерным для них комплексом археоциат несогласно перекрываются пирогенной толщей, принимаемой мною за эталон нижнемонокской формации. Между последней и подстилаемыми ей известняками имел место крупный перерыв, за время которого от денудации особенно сильно пострадало северо-восточное крыло антиклиналя, в котором известняки оказались почти нацело размытыми еще до вулканической деятельности нижнемонокского времени. Кроме того, за время перерыва известняки подвергались интенсивному закарстованию, свидетельством чему и служат сохранившиеся в них осадочные дайки. К этому можно добавить, что в нижнемонокских эффузивах обнаруживаются ксенолиты известняков с ясными реликтовыми тектоноструктурами и остатками археоциат, оставшимися, к сожалению, не изученными. Все приведенные выше факты свидетельствуют о том, что известняки нижнего течения кл. Герасимова в разрезе нижнего кембрия занимают определенное стратиграфическое положение, причем они по составу встречающихся в них остатков археоциат могут быть объединены в бабаковскую формацию в качестве наиболее древнего члена по отношению к известнякам кл. Бабак.

Кроме известняков кл. Герасимова, в бабаковскую формацию, вероятно, следует объединить известняки рч. Тербищевой, протягивающиеся в виде узкой полосы по ее левому склону в направлении к правому борту Б. Монока, а отсюда в среднее течение ключа, падающего в Б. Монок несколько ниже рч. Тербищевой. На всем этом пространстве интересующие нас известняки так же, как и по кл. Герасимову, выступают в замке антиклинальной складки, в крыльях которой с базальным конгломератом в основании располагаются нижнемонокские эффузивы. Упомянутые известняки, будучи охарактеризованными остатками археоциат, с преобладанием санаштыкгольских видов над камешковскими формами, по тем же причинам, которые были отмечены при рассмотрении известняков нижнего течения кл. Герасимова, ошибочно относились ранее к верхнемонокской формации [40, 10—12].

Эти известняки, будучи, так же как и известняки кл. Бабак, донижнемонокскими и характеризуясь примерно одинаковой ассоциацией археоциат, объединяемых ныне в обручевский комплекс, являются синхронными и поэтому относятся к бабаковской формации.

Состав и строение нижнекембрийских отложений осевой части Западного Саяна

Нижнекембрийские отложения распространены не только по северному и южному склонам Западного Саяна, но развиваются и в его осевой части, где они составляют узкую полосу, протягивающуюся вдоль бассейна р. Кантегира на юго-западе, хребтов Бурса и Березового на северо-востоке.

Отложения нижнего кембрия более или менее детально мною изучены в пределах Березового хребта, где они объединялись Н. А. Батовым в отдел зеленых сланцев, известняков и кварцитов, а также почти в сплошном разрезе долины р. Енисея от устья рч. Таловки на юге до р. Кантегира на севере, причем они известны здесь под названием I отдела метаморфической толщи или кантегирской свиты (А. П. Шмидт).

По реке Енисею разрез нижнего кембрия, по моим наблюдениям, представляется в следующем виде при движении с юга на север (снизу вверх):

- а) кристаллические сланцы джебашской формации;
- б) толща зеленовато-серых и зеленых хлоритовых сланцев, вмещающих слои мраморизованных известняков, кварцитов, пачки энергично метаморфизованных „песчаников“ и sillы диабазов, достаточно интенсивно измененных; мощность около 2 км;
- в) кремнисто-углисто-глинистые сланцы, перемежающиеся с черными, светлыми и розоватыми микрокварцитами;

- г) гипербазиты; мощность до 5 км;
- д) зеленовато-серые кварцево-полевошпатовые песчаники, перемежающиеся с филлитами и сланцами;
- е) слабо измененные миндалекаменные порфириты, зеленые хлоритизированные сланцы, часто чередующиеся с темными микрокварцитами и известняками. Последние иногда сопровождаются тектонической брекчией, в которой обломки эффузивов, микрокварцитов и известняков сцементированы известковистой массой.

Участвующие в строении енисейского разреза породы собраны в напряженные, слегка опрокинутые к северо-западу складки, крылья которых, будучи интенсивно и тонко рассланцованными, проявляют одностороннее падение на юго-восток $155-165^\circ$, с меняющимися углами наклона от 80° в южных до 65° в северных частях разреза. Направление падения плоскостей рассланцовки совпадает с направлением падения слоистости, которая безошибочно устанавливается лишь в отдельных обнажениях, сложенных пачками сланцев и известняков.

Опрокидывание в енисейском разрезе складчатых структур к северо-западу не было учтено А. П. Шмидтом, выделившим кантегирскую свиту, детальный сводный разрез которой, приведенный М. А. Усовым в качестве одного из типов западносаянской формации [47, 80], следует рассматривать в обратной последовательности, т. е. сверху вниз, и тогда менее метаморфизованные породы составят висячий бок формации, а более глубоко метаморфизованные образования окажутся в ее лежащем боку, как это и наблюдается в действительности в разрезе по р. Енисею. Вместе с тем, в енисейском разрезе западносаянская формация, вероятно, является комплексной, объединяющей отложения аккольской и чингинской формаций, специфические черты которых отчетливо проявляются при петрографическом анализе пород, участвующих в их строении и степени метаморфизма последних, ясно нарастающем в соответствии со стратиграфической глубиной.

Аккольская формация

В состав аккольской формации рассматриваемой полосы нижнего кембрия, возможно, следует отнести наиболее древние члены енисейского разреза западносаянской формации, выступающие при устье рч. Таловки и образующие относительно узкую полосу, прослеженную лишь по долине р. Енисея. Эта полоса слагается хлоритовыми сланцами, представленными актинолитом-альбитовыми, серицито-„аркозо“-актинолитовыми и актинолитовыми разностями, при заметном участии мраморизованных известняков, а также кварцитов (толща „б“ разреза), петрографические особенности которых отчетливо проявляются при микроскопическом их изучении.

Актинолито-альбитовые сланцы светлозеленой окраски плотного почти афанитового сложения представляются массивными груборассланцованными породами, в которых под микроскопом видны удлиненные иголки зеленого актинолита, неправильных очертаний зерна эпидота и серого альбита, нередко располагающегося в виде тонких прослоечков до 1—2 мм мощности.

Серицито-„аркозо“-актинолитовые сланцы отличаются от вышеописанных разностей своей темнозеленой окраской и более энергичной рассланцовкой. Они состоят из более или менее хорошо окатанных зерен кварца и полевого шпата, заключенных в серицито-актинолитовой массе. В контактовых ореолах с гипербазитами новообразования в этих сланцах проявляются особенно интенсивно и сопровождаются развитием серицита, хлорита, актинолита и, особенно, эпидота и кварца, причем в случае преобладания трех последних компонентов возникают своеобразные кварцево-эпидото-актинолитовые роговики, а при участии в них хлорита и мусковита,

располагающихся параллельными лентами, образуются оригинальные кварцево-альбито-хлорито-мусковитовые гнейсы. Последние окаймляют гипербазитовый плутон с юго-запада.

Актинолитовые сланцы представляют собой темнозеленые плотные породы, сложенные иголочками и шестовато-призматической зеленой роговой обманкой, длиной до 4 мм, при заметном участии сероватых зерен полевого шпата. В других случаях в сланцах наряду с актинолитом присутствует глаукофан в сопровождении хлорита, альбита, кварца, карбоната, сфена, магнетита и пирита, и таким образом эти породы оказываются близкими по составу к празинитам.

В тесной пространственной связи с актинолитовыми и актинолитоглаукофановыми сланцами развиваются кварциты. Эти породы, обладающие светло-серой и розовато-серой окраской, мелкозернистым строением, ярко выраженной гранобластической структурой, слагаются кварцем, с которым в подчиненном количестве ассоциируют альбит, хлорит и рудный компонент пылевидного строения.

Наконец, здесь же преимущественно встречаются линзообразные тела мраморизованных оолитового строения, заметно доломитизированных известняков, обычно темной от присутствия графита окраски и пахнущих сероводородом при ударе молотком.

Таким образом, и в енисейском разрезе образования аккольской формации являются глубоко метаморфизованными и по петрографическому составу мало чем отличаются от типичных пород этой формации, распространенной в эталонотипном разрезе, за исключением графитизированных сланцев, которые, вероятно, по р. Енисею оказались срезанными дизъюнктивными нарушениями, столь многочисленными в этой части Западного Саяна.

В Березовом хребте, возможно, к аккольской формации следует отнести сильно метаморфизованные актинолито-альбитовые сланцы, протягивающиеся в виде узкой полосы вдоль правого берега рч. Березовой, начиная в 1 км выше устья рч. М. Кашкарек, вплоть до устья рч. Б. Кашкарек. Несколько ниже устья последней актинолито-альбитовые сланцы вмещают в большом количестве кварциты, которые совместно с сильно мраморизованными темными известняками, появляющимися здесь же, подчеркивают типичный облик этой формации.

Чингинская формация

Отложения названной формации, распространенные в осевой части Западного Саяна, индивидуализируются с предельной отчетливостью.

В енисейском разрезе в ее состав объединяются кремнисто-глинисто-углистые сланцы, кварцево-полевошпатовые песчаники, микрокварциты и известняки (толщи „в“, „д“ и „е“ разреза), которые с удивительной стратиграфической последовательностью повторяются и на площади Березового хребта, где они также вмещают крупные плутоны гипербазитов, прорванных маинскими (?) альбититами, вызвавшими заметный метасоматоз в окружающих их породах.

Однако, несмотря на энергичный метасоматоз пород чингинской формации, первичные черты в них сохраняются достаточно отчетливо и выдерживаются на всей площади их распространения. Так, кремнисто-глинисто-углистые сланцы, являющиеся преобладающими породами чингинской формации в Березовом хребте и играющие второстепенную роль в енисейском разрезе, обладают темносерой окраской, ясно выраженной полосчатостью, обусловленной чередованием темных и светлых полосок. Темные полосы сложены слабо поляризующим веществом, богатым пылью магнетита и гематита, а светлые образованы тонкими обломками кварца, сцементированного пелито-

вым материалом, включающим мельчайшие чешуйки серицита и тонкую углестую пыль.

Песчаники, составляющие мощные пачки в енисейском разрезе и слабо выраженные в Березовом хребте, характеризуются зеленовато-серой окраской, тонко- и среднезернистым строением и кварц-полевошпатовым составом. Под микроскопом в них всегда удается видеть псаммитовую структуру, образованную мелкими, до 1,5 мм в диаметре, хорошо окатанными и полукатанными зернами кварца, серицитизированного плагиоклаза, при заметном участии энергично хлоритизированных обломков эффузивов и хлорито-серицитовых сланцев, расположенных в известково-хлоритовой основной массе.

В Березовом хребте описанные песчаники располагаются внутри филлитов, среди которых преобладают темноокрашенные разности с хорошо выраженной пелитовой структурой, выполненной мелкими, ориентированными параллельно сланцеватости удлиненными зернами кварца при значительном участии метасоматических хлорита, серицита, актинолита, биотита и углестого пигмента.

Значительный интерес представляют микрокварциты. В Березовом хребте они составляют мощные слои и группируются вблизи гипербазитовых plutонов, тогда как на р. Енисее микрокварциты появляются внутри нижних и верхних членов формации в виде быстро теряющихся по простиранию линз толщиной не более 5—6 м. Однако здесь и там микрокварциты характеризуются удивительно выдержанным составом. Обладая серой, зеленовато- и розовато-серой, а большей частью темной до черной окраской и плотным сложением, в микрокварцитах всегда можно подметить наличие реликтовой слоистости, обусловленной чередованием широких полосок, выполненных углистым веществом, и более тонких лент, заполненных мельчайшими, часто слабо поляризующимися зернами кварца, расположенными в пелитовой массе.

Эффузивы являются обычными породами для чингинской формации, выраженными покровной фацией, о чем свидетельствуют переслаивающиеся с ними туфы, наиболее широко распространенные в вершине рч. М. Березовой.

Наконец, известняки являются наиболее интересным стратиграфическим компонентом чингинской формации, распространенной в осевой части Западного Саяна. Они, как это устанавливается в разрезе по р. Енисею, образуя короткие, относительно маломощные и редкие линзы, характеризуются светло-серой или темносерой окраской и местами ясно выраженной полосчатостью. При движении в направлении к Березовому хребту известняки становятся более массивными, теряют слоистость и по рч. Б. Кашкареку, правому притоку рч. Березовой, достигают мощности 40—50 м. В известняках этого пункта, залегающих среди филлитов и кремнисто-углистых сланцев, еще Н. А. Батов отметил присутствие археоциат, которые по моим сборам оказались принадлежащими к новым видам родов *Orbicyathus* и *Asterocyathus*?

К юго-западу от долины р. Енисея, в направлении в бассейн верхнего течения рч. Карасибо, Изынжуль, нижекембрийские отложения не индивидуализированы на составляющие их геологические формации благодаря слабой изученности этой территории Западного Саяна. Возможно, в пределах указанного пространства распространены главным образом отложения чингинской формации, судя по широкому распространению эффузивно-кремнистых пород в г. Копен и углисто-кремнистых сланцев с остатками радиолярий в вершине рч. Карасибо. Это тем более становится вероятным, что в г. Копен, возвышающейся в бассейне рч. Арасук, развиты известняки, богатые полусферовыми образованиями диаметром до 2 см, из которых некоторые были признаны за габели трилобитов, а в верхнем течении рч. Пюрогарак, падающей в рч. Карасибо слева, известны известковистые сланцы с остатками водорослей.

Интрузивные формации нижнего кембрия

В пределах Западного Саяна широким распространением пользуются разновременные и разнообразные по петрографическому составу интрузивные формации, среди которых массивы, сложенные микродиоритами и гипербазитами, пространственно приуроченные главным образом к отложениям нижнего кембрия, играют не последнюю роль. Петрографический состав гипербазитов и микродиоритов является настолько характерным, что они легко выделяются из комплекса других глубинных образований и в этом отношении могут иметь руководящее значение при условии, конечно, точного установления их возраста. Но прежде чем перейти к рассмотрению их возрастного положения, следует хотя бы в общих чертах остановиться на их петрографической характеристике, уделив при этом главное внимание микродиоритовой интрузии, своеобразные особенности которой резко выделяют ее от подобных образований, связанных с более поздней интрузивной деятельностью.

Западносаянская гипербазитовая интрузия (формация)

Гипербазиты, пользующиеся относительно широким распространением в Западном Саяне, по понятным причинам привлекли к себе внимание многих исследователей [18; 19; 20; 32; 43; 34]. Благодаря работам последних, теперь не приходится сомневаться в том, что гипербазиты, закономерно размещающаяся в поле развития главным образом нижнекембрийских отложений, представляют важный поисковый критерий и являются характерными стратиграфическими документами. Однако, несмотря на столь широкое распространение гипербазитов в Западном Саяне и на то значение, какое они приобретают в стратиграфии, петрографический состав их остается почти неизвестным. Поэтому, чтобы несколько восполнить этот пробел, вероятно, не будет лишним остановиться на характеристике лучше всего изученного куртушибинского плутона и на его примере показать на то разнообразие пород, которые формировались за счет становления ультраосновной магмы генетически самостоятельной, не связанной с мафической магмой другого состава [50, 289].

Куртушибинский плутон

Куртушибинский плутон, краткая характеристика которого дана в нескольких работах [36; 34, 415—417; 43; 47], расположен в истоках рч. Коярда, Ореша, Омыла и Иджима системы р. Ус. Он образует линейную форму тела, вытянутую вдоль оси антиклиналя, сложенной отложениями чингинской формации, простирающейся в северо-восточном направлении.

Центральную часть плутона занимают перидотиты, которые к периферии сменяются пироксенитами.

Среди перидотитов, характеризующихся присутствием на выветрелой поверхности тонкой ржаво-бурой корочки выветривания, возникшей в результате разложения железисто-магнезиальных силикатов с образованием гидроокиси железа, внешне легко различаются два типа пород — саксониты и лерцолиты.

Саксониты (гарцбургиты) пользуются очень ограниченным распространением и появляются в форме линзовидных с расплывчатыми контурами тел внутри массива, группируясь преимущественно в его центральных частях. Макроскопически саксониты представляются травяно-зелеными породами с заметно выраженной полосчатостью, обусловленной перемежаемостью более темных и более светлых компонентов. В сплошной тонкозернистой массе породы различимы лишь идиоморфные зерна пикотита, часто прини-

маемого за хромит. В шлифах, кроме рудного минерала, существенным компонентом является оливин, которому подчинен ромбический пироксен и обильный серпентин, возникший за счет изменения первых двух компонентов.

Оливин, появляющийся в форме полигональных или округлых совершенно бесцветных и без признаков спайности зерен, обладает высоким рельефом, яркой интерференционной окраской и оптическими константами $2v + 86$; $Ng - Np = 0,049$. Но чаще отдельные кристаллы оливина раздроблены тонкой системой трещинок на агрегат линзовидно расположенных зерен, с одинаковой оптической ориентировкой и одновременным угасанием, а уцелевшие от дробления кристаллы проявляют резко выраженное волнистое погасание.

Ромбический пироксен (энстатит) с оптическими константами $2v + 78$; $Ng - Np = 0,009$ присутствует в количестве не более 10% и также постоянно несет следы интенсивного катаклаза. Последний иногда сопровождается втиранием в призматические зерна пироксена мелких зернышек оливина, замещенного затем серпентином. Это втирание протекает по тонким трещинкам, косо ориентированным по отношению к удлинению оси кристалла пироксена. Но чаще в результате катаклаза по краям крупных кристаллов пироксена происходит перемешивание мелких его зернышек с зернышками оливина.

Серпентин, представленный светлозеленым хризотилом, обнаруживает жилковатое тонковолокнистое строение с волокнами, растущими перпендикулярно направлению трещинок, в средней части которых появляются мелкие зернышки магнетита. За редким исключением, ориентировка жилков серпентина идет по направлению сланцеватости породы, проявляющейся в последней весьма энергично.

Вследствие глубокого катаклаза, пережитого породой, первичная ее панидиоморфная структура только изредка сохраняется как реликтовая на общем фоне катакластической структуры.

Лерцолиты являются самыми распространенными породами массива и вместе с тем тесно связанными взаимопереходами с саксонитами. От последних лерцолиты внешне отличаются характерной темносерой с зеленоватым оттенком окраской, мелкозернистым сложением и присутствием крупных оливково-зеленых порфириковых выделений пироксена, обладающих перламутровым блеском и совершенной спайностью. Основной фон породы заметно серпентинизирован. Под микроскопом ясно обнаруживается, что существенным компонентом в породе является оливин, которому подчинены пироксен, представленный моноклинной и ромбической разностями, а также хромит и магнетит при обильном участии серпентина, являющегося вторичным автометаморфным минералом.

Оливин, проявляя такие же морфологические и оптические свойства, что и в саксонитах, присутствует в лерцолитах лишь в несколько больших количествах по отношению к пироксену, выраженному энстатитом и диаллагом.

Энстатит лерцолита оказался почти нацело серпентинизированным, перешел в бастит и узнается лишь по слабо сохранившейся по краям баститизированных зерен как бы оторочке первичного минерала с оптическими константами его $2v = +78$; $Ng - Np = 0,009$. Примерно в равном с ним количестве присутствует диаллаг с оптическими константами $2v = +56$; $Ng - Np = 0,025$, появляющийся в ксеноморфных по отношению к оливину зернах и нередко образующий двойники. Диаллаг бесцветен, со слабо зеленым оттенком и хорошо выраженной спайностью. Он, по сравнению с энстатитом, является более устойчивым компонентом и почти не содержит новообразований, из которых только серпентин развивается вдоль трещин отдельности и спайности.

Хромит, присутствующий в небольшом количестве, образует неправильные лапчатой формы зерна, нередко с пойкилитовыми вростками оливина. Как продукт изменения последнего и пироксена в породе существенное место занимает серпентин, представленный волокнистым хризотилом с обычными для него характерными признаками. В центральных частях хризотиловых жилк располагается магнетит, мелкие зернышки которого имеют червеобразную форму.

Первичная структура породы нацело утрачена и является типично катакlastической.

Пироксениты в форме широкой оторочки окаймляют периферические части плутона, находясь в тесных взаимопереходах с описанными выше перидотитами, что особенно хорошо видно в верхнем течении рч. Коярда. Пироксениты представляются среднезернистыми зеленовато-серой окраски породами с хорошо различимыми темнозелеными кристаллами пироксена размерами 3—4 мм, ориентированными в одном направлении и тем самым обусловившими ее гнейсовидность. Под микроскопом господствующим минералом в породе является пироксен, проявляющийся в виде изометричных зерен с ясной спайностью и грубой отдельностью. В проходящем свете зерна рассматриваемого компонента кажутся мутными. По оптическим константам $2v = +60^\circ$; $Ng - Np = 0,028$ он ближе всего отвечает диаллагу. Обычно вдоль спайности и отдельности диаллага развивается серпентин, который иногда целиком замещает пироксен с образованием бастита. В подчиненном количестве к диаллагу присутствует ромбический пироксен характера энстатита с оптическими свойствами $2v = +64^\circ$; $Ng - Np = 0,004$. Он появляется в виде призматических бесцветных в проходящем свете зерен, у которых отчетливо видна спайность в двух направлениях. Совершенно незначительное место в породе занимает плагиоклаз, сильно разрушенные призматические зерна которого почти нацело замещены соссюритом. Интерстиции между указанными компонентами заполнены волокнистым хризотилом и чешуйками талька. В очень ограниченном количестве появляются скопления магнетита, а в одном шлифе, кроме того, были обнаружены зернышки кварца.

Серпентиниты в пределах куртушибинского массива пользуются исключительно широким распространением, слагая внутри его тех или иных размеров линзовидные тела, которые в периферии приобретают характер почти сплошных полей. Следует отметить, что просмотр шлифов серпентинитов и серпентинизированных пород показал лишь присутствие одной разновидности серпентина—хризотила, что, конечно, не исключает наличия и другой его разновидности—антигорита, случайно может быть не оказавшегося в собранном материале.

Хризотиловые серпентиниты макроскопически представляются почти черными с зеленоватым оттенком плотного сложения породами, с плоско занозистым изломом и тонкой корочкой серпофита, развивающейся на плоскостях притирания. Под микроскопом резко бросается в глаза густая сеть жилк, выполненных тонковолокнистым хризотилом, расположенным перпендикулярно к длине трещинок и в виде тонких волокон, проникающих в заключенные в ячейках сети остатки зерен оливина и пироксена. Срединная часть жилк заполнена полуаморфным веществом, очевидно, того же хризотила, в котором располагается магнетит, в форме агрегативных скоплений и неправильных по очертаниям зерен. Упомянутые жилки хризотила, пересекаясь под различными углами, образуют то простую, то сложную сетчатую структуру. В последнем случае жилки состоят из нескольких параллельных шнурочков хризотила, обладающих одним и тем же строением. В центре жилки располагается полуаморфная масса хризотила и зерна магнетита червеобразной формы. Светопреломление и интерференционная окраска, как правило, в различных прожилках различна и уменьшается по

мере приближения к центру жилки. Интересно отметить, что волокна хризотила располагаются строго симметрично по обеим сторонам первичной трещины, перпендикулярно к которой и по направлению к центру ячеек шел процесс серпентинизации.

Впрочем, иногда тонковолокнистое строение отдельных прожилков можно заметить только при сильных увеличениях, и в этом случае прожилки, состоящие из ряда параллельных тонких волокон хризотила, представляются в виде пластинки.

Кроме хризотила, в серпентинитах встречаются отдельные, полностью еще не перешедшие в хризотил зерна оливина и пироксена. Последний сохраняется гораздо чаще, так как является более стойким минералом и труднее поддается процессам серпентинизации.

Наконец, в полосах развития серпентинитов отмечаются тонкие жилки асбеста с длиной волокна от 0,3—0,5 см, а также светлозеленого параллельно шестоватого метаксита мощностью до 8 см.

Контактовый метаморфизм гипербазитовой интрузии проявляется в виде образования достаточно широкой, достигающей местами не менее 0,5 км ширины зоны измененных пород. В породах экзоконтакта, представленных эффузивно-осадочными отложениями чингинской формации, обнаруживается интенсивная амфиболизация, приведшая к образованию амфиболитовых сланцев и даже амфиболитов. Гораздо слабее проявляется озмеевикование, которое выражается в проявлении жилок серпентина в боковых породах, прилегающих непосредственно к плутону. Вероятно, что некоторые окварцованные и окремненные породы, приуроченные к экзоконтакту плутона, являются метасоматическими образованиями, возникшими за счет замещения сланцев и известняков кремнистыми растворами, исходившими от гипербазитовой магмы.

Более интенсивно процессы метасоматоза проявляются в северо-восточном контакте плутона, где от него отходит ряд крупных апофиз, залегающих в пазинитовых сланцах аккольской (?) формации. В непосредственном контакте с упомянутыми массивами сланцы переполняются карбонатами, с которыми ассоциируют гранат и сфен, как это видно по кл. Прокопьеву, правому притоку рч. Тихой, втекающей в р. Ус слева. Вблизи этого же массива, но по кл. Разведочному, развиваются оригинальные зеленые и буро-желтые скарны, отдельные участки которых состоят исключительно из диопсида, другие же — из зеленого амфибола, причем устанавливается, что первый минерал образовался несколько позже второго.

Коротко остановимся на характеристике многочисленных мелких плутонов гипербазитов, расположенных то на продолжении, то параллельно длинной оси куртушибинского массива и залегающих преимущественно в эффузивно-обломочных отложениях чингинской формации. По указаниям З. А. Лебедевой [24], только на южном склоне Куртушибинского хребта, в районе высот Актоврак и Каратаг, в правобережье р. Улукхем в первом случае, и в левобережье — во втором, мелкие тела гипербазитов располагаются среди археоциатовых известняков, вероятно, также принадлежащих к чингинской формации нижнего кембрия. Породы этих небольших плутонов оказались нацело серпентинизированными и превращены в типичные серпентиниты, нередко с жилками асбеста. В контакте с серпентинитами известняки испытывали энергичное окремнение с образованием в них своеобразных кремнистых пород („роговики“) темносерой или синеватой, реже бурой и красноватой окраски [24, 126, 120, 209, 227]. Глубокая серпентинизация не только свойственна актовракскому и каратагскому массивам, но является вообще характерной особенностью для почти всех мелких гипербазитовых плутонов Куртушибинского хребта, причем участвующие в их составе серпентиниты и серпентинизированные породы характеризуются присутствием главным образом хризотилловых разностей. Последнее обстоятельство следует объ-

яснить тем, что серпентинизации подвергаются, видимо, породы типа перидотитов и в том числе, может быть, дунитов, так как иногда в серпентинитах удается видеть только реликты оливина и крупные зерна хромита, сохранившиеся в сетчатой структуре хризотиловых жилок, что в свое время отмечал еще М. К. Коровин [13]. Среди гипербазитов Куртушибинского хребта возможно имеются плутоны, сложенные пироксенитами или по крайней мере при значительном участии последних. Такими плутонами, вероятно, являются ашпанский и иджимский, в свое время детально изученные Н. Д. Меркурьевым в связи с поисками месторождений асбеста [30, 420—422].

Кантегирский плутон

Самым крупным гипербазитовым массивом Западного Саяна, безусловно является кантегирский, составляющий остов хр. Боруса и примыкающих к нему с северо-востока и юго-запада гольцовых возвышенностей. Этот линейно вытянутый массив, конкордантно залегающий в отложениях чингинской и, возможно, аккольской формаций, ограничен с юга и севера сбросовыми нарушениями, с падением сместителей на юго-восток под углом 85—80°.

Изучением массива занимался ряд исследователей, среди которых А. Н. Злобин и А. П. Шмидт дали наиболее детальное его описание, с которым в сжатом виде можно ознакомиться в обобщающих трудах М. А. Усова [43; 47].

Изучение большой коллекции горных пород, собранной мною по р. Енисею, долина которого режет западную часть массива хребта Борус, и особенно материала, полученного в результате картирования массивов хребта Березового, показывает, что петрографический состав кантегирского плутона даже в ряде деталей является близким по составу к куртушибинскому массиву. Так же, как и в последнем, центральная часть кантегирского плутона складывается перидотитами, испытавшими энергичную серпентинизацию с образованием типичных серпентинитов, которые местами, а в эндоконтактах постоянно являются наиболее распространенными породами.

Из перидотитов главное место принадлежит лерцолитам, обладающим серой или зеленовато-серой окраской, средне-, реже крупнозернистым строением с сохранившейся кое-где реликтовой панидиоморфной структурой.

Эта порода состоит в убывающем по количественному содержанию порядке из диаллага, бронзита и оливина, в значительной степени серпентинизированных, а местами целиком перешедших в хризотилвый, антигоритовый и баститовый серпентин. В небольшом количестве присутствуют магнетит и хромит.

Меньшую роль в строении плутона занимают саксониты (гарцбургиты), связанные тонкими взаимопереходами с лерцолитами и отличающиеся от последних только некоторым повышенным содержанием оливина по отношению к господствующим в породе ромбическому и моноклинному пироксену. Впрочем, в некоторых разностях перидотитов оливин решительно преобладает над пироксенами, и порода по составу приближается к оливинитам. Из новообразований, кроме антигоритового и хризотилового серпентина, особенно охотно замещающего оливин, в заметных количествах присутствуют тремолит и тальк, причем первый в виде лучистых призмочек с углом угасания от 14 до 19°, а второй—чешуек. Следует отметить, что тремолит возникает несколько позже антигорита и бастита и раньше жилковатого хризотила.

Значительное место по объему в массиве занимают темносерые пироксениты, среди скрыто- или мелкозернистой основной массы которых видны серые и золотисто-желтые зерна пироксена, а иногда тонкие жилки рудного

минерала. В породе преобладают моноклинный пироксен (диаллаг), которому подчинен энстатит ($2v = +78^\circ$) и реже—гиперстен с оптическими константами $2v = -62^\circ$; $Ng - Np = \text{до } 0,018$; $< c : Ng = 0^\circ$. Из акцессорных минералов в переменных количествах присутствуют магнетит и хромит. Промежутки между зернами пироксена выполнены лучистым хризотилом, менее—антигоритом и бесструктурным серпофитом.

Диаллагиты, вебстериты, а возможно, бронзититы и гиперстениты являются главными разновидностями пироксенитов массива.

Из серпентинитов преобладают антигоритовые разности, в связи с которыми иногда появляются жилки асбеста, а также скопления магнетита, талька и жилки кальцита и хромита.

Хризотиловые серпентиниты обнаруживаются несколько реже, причем при тесной связи с антигоритовыми разностями возникает промежуточная группа серпентинитов, состоящих из спутанного агрегата антигорита и хризотила с остаточками диаллага и ромбического пироксена. Замечательно, что в случае преобладания в породе моноклинного пироксена преимущественное значение приобретает хризотил, тогда как ромбический пироксен благоприятствует образованию антигорита.

Контактовый метаморфизм проявляется в тех же самых чертах, которые характерны для куртушибинского массива. Следует лишь отметить, что возникновение широко развитых в составе чингинской формации кремнистых пород М. А. Усов склонен объяснить результатом метасоматоза гипербазитовой магмы.

Я не останавливаюсь на характеристике гипербазитов, распространенных в поле нижнекембрийских отложений северного склона Западного Саяна, так как известный небольшой плутон бассейна рч. Табат оказался настолько серпентинизированным, что первичная природа пород, его слагающих, восстанавливается с значительными трудностями.

Несколько более крупные линзообразной формы массивы распространены к востоку от долины р. Енисея, где они залегают главным образом среди отложений чингинской и реже—джебашской формаций и характеризуются некоторыми особенностями, отмеченными еще Н. А. Батовым [2], а позднее—мною. Эти особенности заключаются в том, что рассматриваемые плутоны подверглись глубокой серпентинизации и почти полностью представлены серпентинитами, часто интенсивно рассланцованными, приобретающими местами черты серпентинитовых и тальковых сланцев.

Серпентиниты, обладая светлозеленой или темнозеленой окраской, пересекаются многочисленными жилками кварца и эпидота, пересекающимися между собою, а также с жилками кальцита и магнетита. В серпентинитах постоянно можно видеть редкие жилки асбеста с длиной волокон до 2—3 мм.

Несмотря на столь интенсивную серпентинизацию описываемых гипербазитов, во многих шлифах удастся видеть реликты первичных минералов. из которых оливин сохраняется в породах, участвующих в строении центральных участков массивов, а пироксен—периферических. Очевидно, до серпентинизации первичные породы гипербазитов представляли перидотиты, среди которых представители, богатые оливином, видимо, играли немаловажную роль. Впрочем в малокогдарском массиве породы, его составляющие, сохранились гораздо лучше, и среди них отчетливо выделяются дуниты, занимающие относительно крупную площадь и таким образом составляющие второй пункт твердо установленных дунитовых обособлений в Западном Саяне [32, 949].

Нельзя не отметить некоторого своеобразия контактового воздействия гипербазитов на боковые породы. Оно выражается в интенсивном окремнении, а также актинолизации, причем кристаллы актинолита, появляющиеся совместно с диопсидом, нередко достигают не менее 15—20 см в длину. Гипербазиты иногда окаймляются широкими полосами известняков, которые,

помимо окремнения, подвергаются энергичной лиственитизации с образованием лиственитов уральского типа.

Как это было видно из предыдущего изложения, главная масса гипербазитов группируется в южной краевой зоне Западного Саяна, где они, приурочиваясь к замкам антиклиналей, составляют длинную гирлянду крупных и мелких массивов, распространенных почти по всей полосе нижнекембрийских геосинклинальных отложений. В северной же краевой зоне Западного Саяна гипербазиты образуют две ветви, в одной из которых, более короткой и протягивающейся от среднего течения р. Шадата почти до рч. М. Шуши, они образуют маломощные, но резко вытянутые в длину массивы. В другой, более длинной ветви, расположенной к югу (хребты Березовый и Борус) от первой и смыкающейся с ней в бассейне р. Ои, гипербазиты составляют короткие, но мощные линзообразной формы плутоны, кулисообразно заходящие друг за друга. В пределах этих ветвей плутоны гипербазитов приурочены большей частью к швам глубоких разломов, возникшим между породами нижнего кембрия и докембрия. К юго-западу от долины р. Енисея гипербазиты, появляясь вначале в виде отдельных изолированных массивов, затем вовсе исчезают при дальнейшем движении в системы верхнего течения Кантегира и Абакана.

Но зато на этом пространстве широко развиваются мелкие массивы микродиоритов в виде послойных тел, залегающих преимущественно в зоне распространения нижнего кембрия.

Такое пространственное расположение гипербазитовых массивов, вероятно, обусловлено приуроченностью их к глубинным разломам, оказавшимся наиболее благоприятными структурами для проникновения ультраосновной магмы в зоны глубоко погруженных частей геосинклинали во время первой фазы ее погружения [50, 286, 288].

Во всех случаях развития гипербазитов они являются однотипными, характеризуются сложностью петрографического состава, обусловленного частичной дифференциацией перидотитовой магмы, протекавшей в таком вероятном порядке — дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и пироксениты.

Постмагматическая стадия становления перидотитовой магмы сопровождалась богатым выделением гидротермальных растворов, вызвавших энергичный аутометаморфизм пород плутонов, с появлением в породах новообразований, принадлежащих уралиту, хлориту, соссюриту, тальку и серпентину. По всей вероятности, в первую очередь происходило образование уралита, замещающего пироксен, после чего появился хлорит, возникающий, вероятно, в условиях более низких температур и давления, чем уралит. Последующая жизнь плутонов протекала в условиях интенсивных давлений, сопровождавшихся энергичным дроблением входящих в его состав пород, с появлением в них тончайшей системы трещинок, которыми и воспользовались растворы, отлагавшие серпентин, часто нараставший по краям уралита и хлорита.

Процесс серпентинизации в ультраосновных породах протекал, видимо, в том же самом порядке, который в свое время был установлен Б. П. Кротовым на материале перидотитов Урала [15]. Некоторые детали, подмеченные на нашем материале, не вносят серьезных изменений в сложившиеся представления об этом процессе, а поэтому на его рассмотрении нет необходимости задерживаться.

В завершающую стадию становления гипербазитового плутона магматическая деятельность развивается в виде своей гистеромагматической фазы, в результате чего окружающие массив породы оказались интенсивно окремненными, а в его эндо- и экзоконтактах возникли маломощные жилы и жилки кварца, иногда с сульфидами.

Следует, однако, отметить, что не все силилиты нижнего кембрия возникли в результате контактовых процессов ультраосновной магмы, как

это полагают некоторые исследователи [47, 79; 26], ибо становление последней протекало гораздо позже времени формирования других разновидностей силицилитов.

В самом деле, плутоны гипербазитов в ряде случаев под острым углом рассекают массы силицилитов, причем обломки последних в виде мелких ксенолитов хорошо устанавливаются в некоторых разностях гипербазитовых пород (хребет Борус).

Каирская микродиоритовая интрузия (формация)

С индивидуальными особенностями микродиоритовой интрузии можно ознакомиться на примере мелких плутонов, распространенных в хребте Каир, который составляет водосбор рр. Чехана и Карасибо на северном склоне Западного Саяна [40, 9; 39]. Здесь линейно-вытянутые плутоны этой интрузии прорывают отложения чингинской формации, простирающиеся в северо-восточном направлении. Еще чаще микродиориты появляются в форме маломощных силловых тел, нередко густо насыщающих вмещающие их образования, иногда с расстоянием между отдельными телами не более 3—5 м.

Как правило, породы интрузии являются энергично рассланцованными, причем интенсивность рассланцовки резче проявляется в мелких послойных телах и менее напряженно—в центральных участках более крупных массивов. Вследствие этих причин и внешний облик пород не остается постоянным, а меняется в зависимости от степени рассланцовки.

Так, некоторые участки более или менее крупных плутонов, слабо затронутые рассланцовкой, слагаются массивной зеленовато-серой, среднезернистой, заметно гнейсовидной породой, в которой макроскопически хорошо различимы грязножелтый плагиоклаз и темноцветный минерал, нередко образующий крупные выделения. Но микроскопическое изучение шлифов поразывает, что в породе только иногда сохраняется порфировидная структура, в которой порфировые выделения выражены призматической и шестоватой роговой обманкой и реже—среднего состава плагиоклазом.

Еще реже удастся видеть реликты гипидиоморфной структуры, образованной призмами отчетливо зонарного и полисинтетически sdвойникового андезина, очень слабо соссютизированного, но в отдельных местах интенсивно серицитизированного. Интерстиции между плагиоклазом выполняются кварцем, всегда являющимся почти ксеноморфным по отношению к плагиоклазу, за исключением отдельных участков шлифа, где видны резко идиоморфные зерна кварца. По краям плагиоклаза развивается мирмекит, хотя и не особенно обильный.

Большой же частью структура породы представляет мелкозернистый роговиковый агрегат, состоящий из кварца, альбита, хлорита, серицита, эпидота и очень редко—роговой обманки. В роговиковом агрегате кварц иногда присутствует в виде очень крупных зерен, а плагиоклаз—в виде раздавленных призм или мелких обломков, каковое обстоятельство обусловлено неполным перерождением этих минералов, сохранивших еще признаки первичной своей природы.

Ближе к периферии плутонов изменения в породе заметно нарастают, в результате чего плагиоклаз почти нацело переходит в цоизит, альбит и хлорит или же замещается мелкозернистым агрегатом, состоящим из хлорита, эпидота и чешуйчатого мусковита. По темноцветному компоненту—пироксену развивается агрегат зеленого хлорита, буровато-зеленой роговой обманки, уралита и реже биотита, который, кстати сказать, замещает по краям и зеленую роговую обманку, являющуюся, видимо, частично первичным компонентом. Наряду с биотитизацией зеленой роговой обманки по

ней развивается зеленый актинолит (уралит) и хлорит, а на стыке с плагиоклазом и эпидот.

Чаще всего первичный темноцветный компонент вовсе не сохраняется, а замещается агрегатом хлорита, красновато-бурого биотита, за счет которого также возникает хлорит. Интерстиции между первично сохранившимися компонентами—плагиоклазом и роговой обманкой—выполнены кварцем и даже микропегматитом.

Из рудных компонентов в породе в незначительных количествах присутствуют магнетит и титанит, причем первый из них, вероятно, является метасоматическим минералом, ибо он образует жилкоподобные скопления. Процессы изменений наиболее резко проявляются в периферических частях массивов, сложенных обычно породами, по внешнему облику напоминающими средне- и мелкозернистые плагиоклазовые амфиболиты зеленовато-серой окраски, состоящие из зеленой роговой обманки и полевого шпата. Под микроскопом изредка можно заметить реликтовую диоритовую структуру, которая, как правило, принимает характер милонитовой бластопорфировой. Плагиоклаз, являющийся существенным компонентом, выражен лабрадором, образующим резко идиоморфно-зонарные призматические кристаллы. Впрочем, в некоторых шлифах этот минерал, вследствие сосюритизации, серицитизации и особенно альбитизации, переходит в альбит-олигоклаз, хотя по очертаниям своих кристаллов он скорее всего напоминает андезин-лабрадор. Темноцветный компонент явно занимает подчиненное положение в породе и, будучи выражен роговой обманкой, характеризуется бледнозеленой окраской, игольчато-листоватой, резко приостренной на концах формой своих кристаллов, переходящих в игольчатый актинолит. Последний иногда образует спутанно волокнистый агрегат с небольшой примесью хлорита. Чаще же всего темноцветный компонент сохраняется в виде реликтов, будучи замещенным эпидотом, хлоритом и сине-зеленым очень мелкозернистым амфиболом. Из примесей присутствуют магнетит и титанит. Милонитовые участки породы подвергаются интенсивной сосюритизации (эпидот и серицит по плагиоклазу), хлоритизации, кальцитизации и затем окварцеванию. Последнее особенно резко проявляется в породе и сопровождается развитием скоплений или жилок кварца, при значительном участии в них карбоната, появляющегося в наиболее позднюю стадию преобразований в породе.

Крайняя степень изменений микродиоритовой интрузии сопровождается появлением амфиболитов, выраженных двумя разностями, причем первая из них, представленная плагиоклазовыми амфиболитами, приурочена главным образом к эндоконтам мелких плутонов.

Эти амфиболиты обладают зеленовато-серой окраской, мелкозернистым массивным строением и состоят из темнозеленой роговой обманки, которой подчинены мелкие бледнозеленоватые кристаллы плагиоклаза. Под микроскопом в породе устанавливается изменчивая структура, варьирующая от гетеро- к гомео- или идио- и даже порфиро- и нематобластическим ее формам проявления. Господствующий минерал—зеленая шестоватая роговая обманка присутствует в количестве не менее 70—78% и характеризуется интенсивным от желтовато-зеленой до сине-зеленой окраски плеохроизмом. Роговая обманка образует большей частью крупные (появляясь в этом случае в виде порфиробластов) то короткие, то заметно удлиненные призмы, напоминающие в последнем случае волокна актинолита. Нередко отдельные зерна амфибола или части их замещаются клиноцоизитом, мелким ксенобластическим кальцитом с высокими цветами интерференции или же бесцветным цоизитом, появляющимся в форме мелких, реже крупных зерен. Изредка в породе удается фиксировать эпидот, бесцветный мусковит и хлорит, который часто развивается в форме тончайших жилок. Лейкократовая часть породы выполняется мелкими зернами альбита при незначительном участии кварца, появляющегося в промежутках между альбитом.

Вторая разность амфиболитов, слагающих небольшие самостоятельные тела, макроскопически похожа на горнблендиты. Они обладают темнозеленой окраской и состоят исключительно из роговой обманки, крупные кристаллы которой нередко имеют волокнистое строение. Под микроскопом постоянно усматривается порфиоро-, реже гетеро- или нематобластическая структура породы, порфиробласты в которой представлены крупными бледнозелеными и широко призматическими кристаллами амфибола, часто обладающими зубчатыми или игольчатыми краями вследствие перехода этого минерала в актинолит. Порфиробласты располагаются в спутанном волокнистом агрегате бледнозеленой роговой обманки, альбита, хлорита и кальцита, причем последние три компонента находятся в переменных друг к другу количествах.

Контактовый метаморфизм, обусловленный микродиоритовой интрузией, проявляется исключительно резко. Во внутренних зонах экзоконтактового пояса развиваются гнейсовидные кварцево-рогообманковые роговики, обладающие зеленовато-серой окраской, ясно выраженной роговиковой структурой, образованной пятнами—полосами мелкозернистой роговой обманки. Последняя характеризуется густозеленым цветом, резким плеохроизмом и призматическим, реже шестоватым очертанием своих кристаллов. Рассматриваемый минерал располагается среди весьма мелкозернистого роговикового агрегата, сложенного кварцем при незначительном участии зеленой роговой обманки, бурого биотита, остаточного полевого шпата и цоизита.

Во внешнем поясе экзоконтакта появляются иного типа роговики, в которых наряду с кварцем присутствует альбит, образующий вместе с первым минералом мостовую структуру. Желтовато-зеленый, игольчатый, реже мелкопризматический амфибол, совместно с бурым лапчатым биотитом и зеленым хлоритом, разбросаны равномерно по всей породе.

Впрочем, здесь же отмечаются роговики, состоящие главным образом из кварца с характерной мостовой структурой, которому подчинены чешуйки хлорита, частью возникшего за счет замещения биотита. Последний иногда сопровождается мусковитом, с которым он изредка составляет единые чешуйки. Наконец, в значительном удалении от контакта возникает порода с явно порфиробластической структурой, причем порфиробласты в ней принадлежат шестоватым, нередко идиобластическим призмам сине-зеленой роговой обманки. Основная же масса породы слагается микророговиковым агрегатом, состоящим из кварца, альбита, бурого биотита с примесью амфибола. Эти роговики сочетаются здесь с актинолитовыми сланцами, обладающими гнейсовидной текстурой и ситовидной структурой, образованной мелкими зернами кварца, кислого плагиоклаза, кальцита и крупночешуйчатого биотита с включениями кварца. Обилен актинолит, развивающийся в форме вытянутых пластинчатых и шестоватых кристалликов, часто с включениями кварца, кальцита, а кое-где—биотита.

Только что описанные роговики подвергаются интенсивному окварцеванию, обязанному, вероятно, метасоматозу, связанному с более поздним интрузивным вулканизмом. Окварцевание сопровождается развитием многочисленных и тонких жилок кварца или его скоплений, концентрирующихся вдоль плоскостей рассланцовки пород, окаймляющих плутоны микродиоритов.

В пределах хребта Каир, на размытой поверхности микродиоритовых массивов располагается базальный конгломерат арбатской формации, в гальке которого обнаруживается вся гамма пород этой интрузии и ее контактометаморфических роговиков [40, 9 и 16; 39, 136].

Как уже выше отмечалось, породы описанной интрузии особенно часто появляются в форме силлов, которые наиболее широким распространением пользуются к северо-востоку от хребта Каир, где они часто принимают характер актинолизированной тонко разгнейсованной зеленой породы, макроскопически трудно отличимой от вмещающих ее сланцев.

Вероятные аналоги каирской интрузии, представленные интенсивно милонитизированными кварцевыми и авгитовыми диоритами, а также габбро, широким распространением пользуются и в Куртушибинском хребте, где они нередко находятся в тесной пространственной связи с крупным гипербазитовым плутоном, прорывающим отложения чингинской формации.

Диориты, описанные в одной из моих работ, составляют мелкие линейно-вытянутые или изометричной формы массивы, наиболее типично выраженные в верхнем течении рч. Тихой, левого притока р. Ус [34, 411]. Гораздо чаще диориты появляются в форме залежей или секущих тел, сложенных глубоко измененными породами, в которых только иногда удается видеть мелкие зерна плагиоклаза, роговой обманки или пироксена, замещенных хлоритом, эпидотом и актинолитом. При тонкозернистом строении этих пород и более интенсивном рассланцевании они несут черты эпидото-хлоритовых или актинолитово-эпидотовых сланцев.

Однако изучение большего количества шлифов под микроскопом позволило несколько выяснить их первичную интрузивную природу. Так, иногда в шлифах удается видеть среди спутанно-волокнутого агрегата актинолита, при значительном присутствии хлорита, эпидота, серицита и уралита, призмы актинолизированной роговой обманки, расположенные параллельно сланцеватости породы, что придает последней гнейсовидное строение. Кроме того, в отдельных шлифах сохраняются реликты офитовой структуры, образованной соссюритизированным плагиоклазом и моноклинным пироксеном, с периферии замещенным уралитовой роговой обманкой.

Габбро, считавшиеся мною одно время дифференциатами ультраосновной магмы [34, 415], образуют овальной формы штоки, мощные залежи, жилы, нередко секущие куртушибинский гипербазитовый массив. В наиболее типичном проявлении габбро выражено в вершине рч. Омыла, притока р. Ус, где оно слагает изометричных очертаний шток, с поперечником не более 0,5 км. Габбро обладает мелкозернистым сложением, темносерой, реже серой окраской, состоит из преобладающего темноцветного компонента и подчиненного ему плагиоклаза, обнаруживающего параллельное расположение своих зерен и придающего породе гнейсовидный облик. Почти вкрест простирания гнейсовидности последняя разбита многочисленными трещинками, заполненными сероватым кварцем. Под микроскопом устанавливается, что в строении породы существенное участие принимает моноклинный пироксен, изометричные кристаллы которого заметно амфиболизированы и местами нацело замещены уралитовой роговой обманкой, по краям которой нарастает хризотил. Явно подчиненное значение имеют сильно разрушенные лейсты основного плагиоклаза, превращенного в смесь соссюрита. Из рудных минералов присутствует магнетит, скопляющийся по периферии уралитизированной роговой обманки. Многочисленные жилки, пересекающие породу, кроме кварца заполняются соссюритом, который, между прочим, пересекает и зерна уралита.

Жильное габбро проявляет некоторые специфические особенности. Эта порода свегloserой окраски и среднезернистого сложения состоит из равного количества плагиоклаза и пироксена, причем первый из названных минералов почти нацело замещен кальцитом, цоизитом и эпидотом. Изометричные же таблички пироксена интенсивно амфиболизированы и местами превращены в уралитовую роговую обманку. В породе резко проявляется катаклиз, выразившийся в изогнутости и даже скручивании многих табличек уралитовой роговой обманки и интенсивном раздроблении других компонентов породы, структура которой становится типично катакластической.

Плутоны типа каирской интрузии значительным распространением пользуются и в осевой полосе развития нижнего кембрия, где они опять-таки образуют мелкие изометричные штоки или силлы, судя по наблюдениям моим и А. П. Шмидта, описавшего ее под именем катушкинской интрузии.

И в осевой полосе породы этой интрузии также глубоко изменены, так что макроскопически представляются хлорито-амфиболовыми сланцами. Под микроскопом в последних главным образом видны минералы новообразований—кварц, актинолит и хлорит, при незначительном присутствии плагиоклаза (альбит-олигоклаз) и зеленой роговой обманки, которые, вероятно, и являются первичными компонентами интрузивной породы. Иногда в шлифах совместно с средним плагиоклазом и роговой обманкой отмечается калиевый полевой шпат, изометричные зерна которого постоянно переходят в серицит. Зерна же плагиоклаза по краям замещаются карбонатом, а внутри—соссюритом. По призмам роговой обманки развивается индигово-синий хлорит, который нередко приобретает бурую окраску и в этом случае появляется в форме жилок.

Наряду с описанными породами, которые до процессов метаморфизма, видимо, были близки по составу к диоритам, заметным распространением пользуются горнблендиты. Последние макроскопически представляются темнозелеными, реже почти черными, плотными, иногда мелко- и среднезернистыми, несколько полосчатыми породами, состоящими из черной и зеленой роговой обманки, обильного хлорита и редких зернышек пирита. Под микроскопом в породах главным компонентом является зеленовато-бурая роговая обманка, зеленоватый оттенок которой, видимо, обусловлен интенсивной хлоритизацией. Затем, в незначительном количестве присутствует плагиоклаз (лабрадор) и моноклинный пироксен—авгит, обычно переходящий в уралитовую роговую обманку, а также идиоморфный розовый титанит, а иногда магнетит. Роговая обманка заметно хлоритизируется, эпидотизируется, а по краям переходит в зеленый компонент. Плагиоклаз интенсивно соссюритизирован и на его месте присутствует эпидот, цоизит, хлорит и, кроме того, карбонат. Из новообразований, вообще богато представленных в породе, исключительную роль играет хлорит, выраженный двумя разностями. Первая разность индигово-синей интерференционной окраски возникает за счет бурой роговой обманки, вторая же бурого цвета и более поздняя появляется в виде тонких секущих жилок. Словом, порода, видимо, по первичному составу принадлежащая исситу [25, 134], несет черты глубокого метаморфизма и она внешне совершенно не отличается от вмещающих ее пазинитового типа сланцев.

О возрасте нижнекембрийских геологических формаций Западного Саяна

Определение возраста описанных выше осадочно-эффузивных геологических формаций нижнего кембрия, названных мной аккольской, чингинской и бабаковской, сопряжено с значительными трудностями. Последние обусловлены главным образом тем, что в отложениях этих формаций органические остатки, принадлежащие преимущественно водорослям, археоциатам и реже трилобитам, встречаются не так часто и притом характеризуются некоторыми специфическими особенностями.

Так, археоциаты и водоросли, будучи представлены формами с достаточно широким горизонтальным распространением, но с далеко не выясненным диапазоном вертикального развития, не являются надежными документами при определении возраста отложений. Трилобиты же, характеризуясь преимущественно новыми видами и новыми родами, остаются, в большинстве случаев, чисто местными ассоциациями.

Однако, несмотря на столь ярко выраженный эндемичный состав палеонтологических остатков, значение их как коррелятивных документов переоценить трудно, и вот по каким обстоятельствам.

Каждая из вышеназванных нижнекембрийских геологических формаций характеризуется особым комплексом окаменелостей, который, будучи не

резко оторванным от комплекса непосредственно подстилающей и перекрывающей формации, несет элементы заметного обновления. Оно во времени наступает вслед за проявлениями тектонических движений, задокументированных в геологической летописи поверхностями перерывов, роль которых, при проведении границ между различными по объему стратиграфическими членами, была оценена сравнительно давно [8, 158—159; 12; 47]. Эти перерывы в конкретных условиях Западного Саяна определяют не только объем нижнекембрийского отдела, но и подчиненных ему стратиграфических членов, охарактеризованных, как было сказано, отчетливо индивидуальными комплексами окаменелостей. Среди них и особенно трилобитовой фауны выявляются виды и даже роды, группирующиеся около ранее известных соответственных таксономических единиц, как их производные или иногда предшественники.

Присутствие этих палеонтологических форм в нижнекембрийских геологических формациях Западного Саяна позволяет сопоставлять последние не только внутри названного массива, но и с некоторой уверенностью коррелировать их с известными стандартами отдела, распространенными в других регионах Советского Союза и отчасти в зарубежных странах.

Из сказанного следует, что индивидуализируя комплексы органических остатков, выявляя среди них наиболее характерные для целей корреляции формы и затем контролируя вертикальное распространение последних стратиграфо-тектоническим методом, можно с значительной долей вероятности решить задачу, связанную с определением нижнекембрийского возраста интересующего нас отдела, и наметить пути возможной датировки соподчиненных ему стратиграфических членов.

Нет необходимости задерживаться на определении объема нижнекембрийского отдела Западного Саяна, устанавливаемого из стратиграфических его соотношений с подстилающими и перекрывающими толщами.

Достаточно напомнить, что по северному склону Западного Саяна нижнемонокские эффузивы низов среднего кембрия [40, схема] трансгрессивно располагаются на различных стратиграфических членах нижнего кембрия, которые в свою очередь на южном склоне массива несогласно, с базальным конгломератом в основании кроются кемтерекскими сланцами низов нижнего силура. Гальки конгломерата, с яркими чертами реликтовых тектоноструктур [33], почти целиком состоят из пород нижнего кембрия. Этой поверхностью тектоноденудационного перерыва в должной мере определяется положение висячего бока нижнего кембрия, чего нельзя сказать в отношении его лежачего бока, большая часть которого оказалась срезанной сложного типа дизъюнктивными нарушениями. Так, по р. Енисею южнее рч. Уй и Голубой, а затем в Калгановском хребте кристаллические сланцы джебашской формации, объединяемые ранее во второй отдел метаморфической толщи, будучи взброшенными на отложения нижнего кембрия, срезают большую часть лежачего его бока.

Вдоль взброса, простирающегося в северо-восточном направлении и падающего на юго-восток под углом $60-65^\circ$, всюду развиваются зоны дробления, брекчий и вторичной мелкой складчатости, особенно резко выраженной в висячем боку нарушения.

Далее, к юго-западу от Калгановского хребта, в бассейне р. Абакана, а затем к востоку от р. Енисея, в нижнем течении рч. Шадата, нарушением вовсе срезаются породы нижнего кембрия, и джебашские кристаллические сланцы вступают в дизъюнктивное сопряжение с более молодыми стратиграфическими членами среднего кембрия и даже девона.

Описанное нарушение, названное мною малошущенским взбросом, характеризуется длительной историей своего развития, на что указывал еще А. Н. Чураков [52, 192—193]. Возникнув задолго до формирования нижнемонокских эффузивов, малошущенский взброс в последующую геологиче-

скую историю неоднократно подновлялся, но уже в заметно ослабленной форме своего проявления. Во всяком случае, дайковые и силловые фации нижнемонокской формации, прорывая отложения нижнего кембрия и оказываясь в орбите взброса, являются гораздо слабее пострадавшими от нарушения.

Равным образом и в осевой части Западного Саяна нижнекембрийские отложения сопряжены с кристаллическими сланцами джебашской формации через посредство сложных дизъюнктивных нарушений, имеющих, по мнению И. А. Молчанова, сбросовый характер [27, 13].

Только в объеме, ограниченном древним разломом от докембрийских кристаллических сланцев в лежащем боку и поверхностью перерыва от нижнемонокских эффузивов низов среднего кембрия висячем, строго индивидуализируются в нижнекембрийском отделе аккольская, чингинская и бабаковская формации, прорванные гипербазитами и микродиоритами, на определении возраста которых я и намерен задержаться.

Аккольская формация, составляя основание нижнего кембрия в эталонотипном своем проявлении в Куртушибинском хребте, складывается толщей глубоко метаморфизованных и интенсивно дислоцированных пород, представленных зеленовато-серыми альбито-хлорито-серицитовыми сланцами, вмещающими пачки празицитовых и графитизированных их разностей, а также слои водорослевых несколько углеродистых мраморизованных и доломитизированных известняков, при обильном присутствии серых, реже темных кварцитов. Литологические черты формации настолько характерны, что ее образования, даже в условиях некоторой фациальной изменчивости, без особых затруднений выделяются и в других частях Западного Саяна. Так, в осевой части названного массива (р. Енисей) аккольская формация, будучи выражена главным образом альбито-актинолитовыми сланцами, благодаря присутствию кварцитов, „оолитовых“ мраморизованных известняков и особенно графитизированных сланцев, безошибочно выделяется из состава похожих на нее пород. Средняя видимая мощность аккольской формации, вероятно, не менее 3,5—4 км.

В отложениях рассматриваемой формации органические остатки встречаются очень редко, причем они, будучи представлены водорослями, принадлежащими к нескольким новым видам рода *Osagia*, не являются надежными документами для корреляции и тем более определения возраста. Известно, что представители рода *Osagia* характеризуются широким вертикальным распространением, встречаясь как в верхнепротерозойских, так ниже- и даже позднепалеозойских отложениях [54, 114; 28, 103, 104]. Очевидно, что, опираясь лишь на палеонтологические документы, возраст аккольской формации можно было бы определить в крупном интервале времени—от протерозоя до первой половины верхнего палеозоя. Однако, учитывая положение интересующей нас формации в стратиграфическом разрезе, ее возраст скорее всего можем считать близким к самым низам нижнего кембрия, и вот по каким соображениям.

В своем месте было показано, что аккольская формация является более молодым стратиграфическим членом, чем кристаллические сланцы джебашской формации докембрия, причем между временем их образования, несомненно, имел место крупный тектоно-денудационный перерыв. Диапазон последнего определяется тем, что до седиментации аккольской формации отложения джебашской были собраны в складки, рассланцованы, а затем, в связи с становлением гранитной интрузии, местами оказались превращенными в метасоматические гнейсы. Между тем, отложения аккольской формации не были вовлечены в эту сложную цепь геологических событий и, будучи менее метаморфизованными, оказались в ряде пунктов по относительно крутому взбросу перекрытыми кристаллическими сланцами докембрия.

В свою очередь отложения аккольской формации древнее пород чингинской, и между ними также имел место перерыв, который прекрасно устанавливается по рч. Н. Карабулук, правому притоку р. Ургунь (фиг. 8 и 9). Здесь почти вертикально стоящие празинитовые сланцы и кварциты аккольской формации перекрываются пачкой средне- и тонкообломочных пород с прослоями конгломерата, простирающихся в северо-восточном направлении и падающих на северо-запад под углом $65-70^\circ$. Эта пачка относительно полого лежащих пород была принята за базальный член чингинской формации, причем выяснилось, что в составе среднекластических его пород, наряду с постоянно встречающимся кварцем и полевым шпатом, почти всегда присутствуют обломки кварцитов и зеленокаменных сильно измененных пород, первичная природа которых близка к эффузивам. Прослои же конгломерата сплошь состоят из хорошо окатанной и сравнительно крупной гальки кварцитов, а также хлорито-серицитовых сланцев, типичных для тех пород, на которых непосредственно лежит базальный член чингинской формации. Очевидно, что при аккумуляции последней размыты подвергались толщи, в которых большую роль играли сильно метаморфизованные сланцы и кварциты. Одной из таких толщ являлась, несомненно, аккольская формация, породы которой ко времени седиментации чингинской формации оказались уже метаморфизованными, в чем можно легко убедиться на основании еще и таких наблюдений.

Отложения аккольской формации во многих местах вмещают послойные или секущие тела диабазов (Кантегирский район, Кемтерекский участок) и др., которые по своему составу ничем не отличаются от пирогенных пород чингинской формации. И вот оказывается, что в дайках диабазов нередко обнаруживаются ксенолиты актинолитовых сланцев и мраморов, свойственных вмещающим породам (фиг. 10). Но аккольская формация, занимая промежуточное положение между джебашской и чингинской формациями, в возрастном отношении все же ближе стоит к последней из них. Это видно из того, что отложения упомянутых формаций, несколько отличаясь друг от друга степенью метаморфизма, проявляют заметное сходство по петрографическому составу. Это сходство особенно резко подчеркивают силициты, которые в составе аккольской формации проявляются в виде более метаморфизованных пород—кварцитов, а чингинской—слабее измененных—микрокварцитов. Главная масса рассматриваемых силицитов имеет осадочное происхождение и их образование, вероятно, протекало в одинаковых климатических условиях среды. Поэтому вряд ли эти условия времени седиментации осадков чингинской и аккольской формаций сколько-нибудь серьезно менялись. Во всяком случае „климатического несогласия“, как его понимает А. Н. Чураков [51, 57—58; 54, 159], между этими формациями не было.

Вместе с тем, обнаруженные в аккольской формации остатки водорослей содержат формы *Osagia ovosimilis*, которые свойственны и чингинской формации, что еще теснее сближает их в возрастном отношении.

Как будет показано в своем месте, принадлежность отложений последней к нижнекембрийскому отделу и притом к наиболее низким его членам не вызывает никаких сомнений. В связи с этим я счел возможным отнести и отложения аккольской формации к нижнему кембрию. Такое определение стратиграфического и возрастного положения аккольской формации, по моему, оправдывается еще и тем, что перерыв, отделяющий ее от чингинской формации, обусловлен, вероятно, колебательными движениями и во времени не был продолжительным.

Чингинская формация в эталонотипном своем выражении представлена опять-таки в Куртушибинском хребте, где она слагается метаморфизованными зеленовато-серыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, темносерыми, с различными оттенками в окраске, кремнисто-глинистыми, угли-

сто-алевролитовыми сланцами и зеленовато-серыми филлитами. Среди них в форме то мощных слоев, то мало мощных линз изредка появляются светлосерые и голубоватые микрокварциты, а также известняки и послойные тела зеленокаменных эффузивов. Покровные фации эффузивов местами почти нацело вытесняют осадочные компоненты формации и, принимая иногда миндалекаменный характер, часто переслаиваются с туфами, вмещающими мощные слои микрокварцитов и редкие пласты сланцев и филлитов. Последние в верхах формации приобретают господствующее значение, причем с ними здесь перемежаются массы известняков с остатками водорослей и археоциат, среди которых особенно характерными являются род *Orbicyathus* и вид *Ajacyathus immanis* (рч. Элэхем). Почти одинаковым составом, по отношению к эталонотипному своему развитию, чингинская формация характеризуется и в пределах осевой части Западного Саяна, а также по его северному склону. Это сходство является не только литологическим, но и возрастным, ибо, как и на южном склоне Западного Саяна, в осевой и северной полосах распространения рассматриваемых отложений в них обнаруживаются коррелятные формы археоциат, например, *Orbicyathus* (р. Б. Кашкарек), *Ajacyathus immanis* (рч. Б. Кызас), повсеместно ассоциирующих с остатками водорослей.

Чингинская формация, достигающая мощности 5—6 км, отчетливо распадается на две свиты, которым по месту типичного их проявления присваиваются собственные названия: малолушешенской—нижней и кызасской—верхней.

Малолушешенская свита, хорошо выраженная в эталонотипном разрезе формации по рч. Ср. Аккол и локотипном разрезе по рч. М. Шушь, складывается преимущественно зеленокаменными эффузивами, микрокварцитами, углито-кремнистыми сланцами, при относительно небольшом участии среднеобломочных накоплений и особенно известняков, постоянно тонкослоистых и бедных органическими остатками, представленными главным образом водорослями.

Кызасская свита, типично проявляющаяся в разрезах рч. Кызас, Ои и Нарыссы, состоит существенно из пелитоморфных образований, при всевозрастающей роли археоциатово-водорослевых известняков, но при слабом развитии микрокварцитов, а также эффузивов, среди которых особенно характерны пироксеновые порфириты. В основании этой свиты местами лежит конгломерат, образующий в бассейне рч. Ои и Нарыссы выдержанный литологический горизонт.

На южном склоне Западного Саяна аналоги кызасской свиты лучше всего представлены в правобережье р. Улухем, в 3—4 км к северо-востоку от города Шагонара, и в отрогах сопки Актоврак, расположенных на водоразделе между рч. Темирсук и Элэхем. В указанных пунктах так же, как и в бассейне рч. Нарыссы, в составе кызасской свиты преобладают обломочные породы, вмещающие покровы пироксеновых порфиритов, а по аналогии с разрезом рч. Кызас включают два горизонта археоциато-водорослевых известняков. Но в отличие от разреза рч. Кызас, в Приулухемском районе между горизонтами археоциато-водорослевых известняков располагаются слои зеленовато-серых сланцев с остатками трилобитов.

Малолушешенская и кызасская свиты хотя и различаются друг от друга литологическим составом и даже палеонтологическим содержанием, но участвуют в тектонической структуре Западного Саяна как единое целое, образуя одну чингинскую формацию. Достаточно напомнить, что отложения последней ни по степени рассланцовки, ни тем более характеру метаморфизма не проявляют каких-либо различий в зависимости от стратиграфической глубины. Все ее члены, от самых мелких до самых крупных, структурно теснейшим образом связаны между собою, причем некоторые из них представляются важнейшими маркирующими горизонтами. К ним, в первую очередь, относятся микрокварциты, которые легко выявляются благодаря их специ-

фическим петрографическим особенностям и которые распределяются в горизонтальном и вертикальном сечениях формации вне зависимости от ее фаций. В условиях детального геологического картирования использование горизонтов микрокварцитов и других маркирующих образований, описанных выше, позволяло надежно сопоставлять отдельные разрезы чингинской формации, в общем относительно бедной палеонтологическими документами, из которых археоциаты и водоросли встречаются гораздо чаще в сравнении с трилобитами.

Выше было показано, что археоциаты пока в единичных экземплярах были найдены в известняках водосбора рч. Н. Карабулук и В. Хаданных, по рч. Кашкареку и в гораздо больших количествах—в известняках рч. Элэхем, Кызас и М. Арбат. Стратиграфическое положение упомянутых известняков и распределение в них отдельных форм археоциатовой фауны было дано при описании соответствующих разрезов. Поэтому здесь можно ограничиться приведением общего списка археоциатовых видов, из которых наиболее характерными являются следующие: *Ajacicyathus immanis*, *A. otich-taschensis*, *A. ijizkii*, *A. proscurjakovi*, *A. camptophragmeus*, *A. dissepimentalis*, *Archaeocyathus tolli*, *Coscinyathus dianthus*, *C. papillatus*, *Dictyocyathus tuvaensis*, *Orbicyathus mongolicus*, *Orbicyathus sp.*, *Protopharetra simplicissima*, *Spirocyathus tolli*, *Tercyathus batovi*.

Из перечисленных видов *Ajacicyathus immanis* является общим и кызаскому, и элэхемскому разрезам формации, причем в последнем пункте он ассоциирует с родом *Orbicyathus*, который, в свою очередь, будучи установлен в известняках водораздела Карабулук-Хаданных и по рч. Б. Кашкарек, возможно окажется наиболее важной коррелятной формой для чингинской формации в целом. Приходится лишь сожалеть, что обнаруженные мною в известняках рч. Сизой археоциаты остались неизученными, а найденные еще Н. А. Батовым археоциаты в известняках рч. Рудной оказались плохой сохранности.

Но и приведенные выше формы археоциатовой фауны, относящиеся к так называемому гавриловскому комплексу [11, 40], позволяют датировать возраст вмещающих фауну пород в узких рамках низов нижнего кембрия. На этот возраст указывают также трилобиты, найденные в Приулукемской полосе распространения чингинской формации в сланцах, залегающих, вероятно, стратиграфически выше известняков с гавриловским комплексом археоциат. Среди трилобитов установлены: новый род *Schagonaria* из сем. *Paradoxidae*, новый вид *Redlichina sayanica*, ассоциирующие с несколькими родами из сем. *Protolenidae* и в том числе *Bergeroniellus*. Известно, что представители последнего семейства характерны только для нижнекембрийских отложений [65, 165—166].

Род *Redlichina Lerm*, как отмечала в свое время еще Е. В. Лермонтова, проявляет близкое сходство с родом *Redlichia Cossman* [1, 133], встречающимся, согласно новейшей сводке Ли (Lee), также в нижнекембрийских отложениях Китая и, в частности, в классическом разрезе провинции Шаньдун (Schantung), где была впервые выделена Monto formation с *Redlichia chinensis Walc* [55, 84—88].

В слоях того же возраста *Redlichia* появляется в Корее, Индо-Китае, Индии и Австралии [4, 80—81; 155]. Но в Саяно-Алтайской области, например, в юго-западной окраине Восточного Саяна, близ д. Камешки, представители рода *Redlichia* совместно с другими формами обнаружены в сланцах, лежащих стратиграфически ниже известняков с камешковским комплексом археоциат, возраст которого всеми признается нижнекембрийским [11, 35 и 36].

В составе последнего присутствует много родов и видов, характерных для гавриловского комплекса археоциат, так что различение их может быть проведено при весьма детальных исследованиях.

Поэтому на данном этапе изучения кембрийской фауны Западного Саяна и других регионов Саяно-Алтайской области не будет большой ошибкой относить упомянутые археоциатовые комплексы к одному крупному биостратиграфическому подразделению нижнего кембрия.

Наличие в составе трилобитовой фауны чингинской формации рода *Schagonaria* из сем. *Paradoxidae* не может противоречить этому выводу, ибо архаичные представители названного семейства теперь известны и в нижнекембрийском отделе.

Таким образом, чингинская формация Западного Саяна, охарактеризованная остатками гавриловского комплекса археоциат и трилобитами, объединяемых мною в чингинский комплекс, бесспорно должна быть отнесена к нижнекембрийскому отделу и притом далеко не к самым верхним его частям.

В самом деле, в своем месте было показано, что в Западном Саяне по его северному склону, стратиграфически выше отложений чингинской формации, располагается бабаковская формация, сложенная исключительно известняками, богатыми остатками трилобитов, археоциат, водорослей и реже брахиопод. Из трилобитов, найденных по кл. Бабак, установлены *Erbia gigantea Jegorova*, *Erbia siberica (Schm) Lerm*, *Granularia obrutchevi*, новые виды из ранее известных родов *Kooteniella* (?), *Proerbia*, *Chondragraulos* и новые роды *Tabatopygellina*, *Arbataspis*. С трилобитами ассоциируют водоросли *Epiphyton fasciculatum*, *E. fruticosum*, *Rasumovskya ramosa*, а также археоциаты, видовой состав которых был приведен при описании известняков кл. Бабак. Последние на основе археоциат и водорослей оказались вполне сопоставимыми с известняками нижнего течения кл. Герасимова и рч. Тербищевой, притоков Монока.

Обобщенный состав археоциатовой фауны бабаковской формации исчерпывается пока такими видами: *Ajaciccyathus ijizkii*, *A. dwighi*, *A. pelminulus*, *A. disporvallum*, *A. (Rhabdocyathus) crassimurus*, *A. proscurjakovi*, *A. cf. uricus*, *A. cf. otichtaschensis*, *A. simplex*, *A. sp. nov.*, *Bicyathus crassimurus*, *Carinocyathus bagenovi*, *Coscinocyathus dianthus*, *C. convexus*, *C. dianthus Born. var. stabilis*, *C. calatus*, *Cyclocyathus tersiensis*, *Ethmophyllum gracilis*, *E. ratum*, *E. ulmensis*, *Sibericyathus dissepimentalis*, *Thalamocyathus (Cyclocyathus) kusnetzovi*, *Tersia sp.*

Среди перечисленных форм преобладают виды, группирующиеся в санаштыкгольском и обручевском комплексах археоциат, при сравнительно большом участии камешковского комплекса. В целом археоциатовую фауну бабаковской формации правильнее всего отождествлять с обручевским комплексом, ибо в составе санаштыкгольского комплекса представители камешковского комплекса почти целиком отсутствуют. Обручевский комплекс археоциат, он же полициатовый, в возрастном отношении рассматривался переходным от нижнего кембрия к среднему и сопоставлялся с так называемым верхнекушаргиновым горизонтом низов среднего кембрия [11, 38; 65, 147—148, таблица].

Е. В. Лермонтова считала полициатовый горизонт моложе верхнекушаргинового, правда, не предвещая вопроса о возрасте первого из них [65, таблица]. Однако изучение стратиграфических отношений и палеонтологического содержания эквивалентных верхнекушаргиновому и полициатовому горизонтам отложений Саяно-Алтайской области показывает, что оба эти горизонта образуют одну биостратиграфическую единицу, возраст которой не может быть моложе самых верхов нижнего кембрия. Действительно, присутствующий в бабаковской формации *Proerbia* является типичнейшим позднекембрийским трилобитом, известным только из верхов кушаргиновой толщи хорошо изученного разреза нижнего кембрия Средней Сибири [65, 109 и таблица]. Род *Tabatopygellina* представляется промежуточной формой между *Kootenia* и *Bonnina*, проявляя наибольшее сходство с последним из них.

Bonnia, как известно, характерен для нижнего кембрия [56], а в классическом разрезе той же Средней Сибири опять-таки встречается в верхах куторгиновой толщи [65, таблица].

Кроме того, вертикальное распространение рода *Granularia*, вероятно, ограничивается только рамками нижнего кембрия. Во всяком случае известняки рч. Биджи, стекающей с Батеневского хребта восточного склона Кузнецкого Алатау, где был найден типичный вид рода *Granularia*, Е. В. Лермонтова ошибочно относил к низам среднего кембрия [65, 147—148 и таблица]. Из дальнейшего будет видно, что упомянутые известняки, будучи синхронными с известняками кл. Бабак, также являются нижнекембрийскими.

Вместе с тем, присутствие в последних *Erbia gigantea* и *Chondragraulos* только подтверждает позднекембрийский возраст бабаковской формации, ибо названные формы трилобитов недавно обнаружены в ассоциации с *Bergeroniellus*, *Bonnia*, *Pagetina* в калячинской формации Горного Алтая, которые, между прочим, там сопутствуются *Granularia*, *Arbataaspis* и археоциатами. Среди них П. С. Краснопеева установила характерный для обручевского (полициатового) комплекса вид *Erbocyathus heterovalium* в ассоциации с многими видами рода *Ethmophyllum*, а также видами камешковского комплекса, как например, *Ajacicyathus cf. proscurjakovi*, *A. dwighi*, установленными и в бабаковской формации Западного Саяна, где они сопровождаются представителями рода *Ethmophyllum*.

Забегая несколько вперед, укажу, что полициатовые известняки с. Потехино (гора Долгий Мыс) являются если не одновременными, то очень близкими по возрасту с бабаковскими известняками.

В свете вышеизложенного становится очевидным, что бабаковская формация, содержащая своеобразный комплекс трилобитов, названный мною бабаковским, а также обручевский (полициатовый) комплекс археоциат, сопровождаемый водорослями, отчетливо сопоставляется в верхнекуторгиновый, он же полициатовый горизонт, возраста самых верхов нижнего кембрия. Этот вывод основывается не только на палеонтологических документах, но и стратиграфических наблюдениях.

Нет сомнений в том, что бабаковская формация располагается стратиграфически выше чингинской формации, охарактеризованной гавриловским комплексом археоциат и чингинским комплексом трилобитов. Больше того, эти формации разграничены, вероятно, поверхностью несогласия, возникшей в результате проявления фазы тектогенеза, имевшей место в конце чингинского времени. Правда, в основании известняков бабаковской формации не установлены базальные терригенные накопления, но их присутствие и не является обязательным, ибо в литературе по геологии Западной Сибири приводились неоднократные примеры, когда трансгрессирующая толща, сложенная известняками, не сопровождается прибрежными фациями [53, 124; 43]. За перерыв и несогласие между чингинской и бабаковской формациями свидетельствует тот факт, что последняя не прорывается плутонами гипербазитов, становление которых, вероятно, завершилось задолго до времени накопления известняков бабаковской формации. В других районах Саяно-Алтайской области ее эквивалентные образования ложатся с ясным несогласием на подлежащие породы (Горный Алтай, с. Потехино, восточный склон Кузнецкого Алатау).

В Западном Саяне бабаковская формация с угловым несогласием перекрывается эффузивами нижнемонокской формации, причем та и другая прорываются майскими троньемитами. Гальки последних переполняют конгломераты верхнемонокской формации, вмещающие горизонты известняков с археоциатами санаштыкгольского комплекса и одноименным комплексом трилобитов низов среднего кембрия [39; 40].

В связи с этим отмечу, что Н. С. Зайцев и Н. В. Покровская допускают серьезную ошибку, относя известняки кл. Бабак к среднему кембрию [9, 104];

они, будучи нижнекембрийскими, безусловно, являются древнее санаштык-гольских известняков.

Следует иметь всегда в виду, что без точного установления восходящего стратиграфического порядка палеонтологически охарактеризованных отложений прямолинейное применение палеонтологического метода для целей корреляции и определения возраста не может гарантировать от ошибок, порождаемых все еще недостаточной изученностью органических остатков кембрия Саяно-Алтайской области вообще и Западного Саяна в особенности. Примеров этого можно было бы привести достаточное количество, но ограничусь лишь двумя.

Известно, что в свое время Е. В. Лермонтова, ориентируясь на восточно-азиатские кембрийские стандарты, полагала, что слои с родом *Redlichina* составляют низы среднего кембрия [1, 133—134; 65] и лежат выше протоленусовых отложений Средней Сибири, а также известняков с камешковским комплексом археоциат д. Камешки в Восточном Саяне [3, 84—85]. Теперь же, после детальных исследований, проведенных во втором из указанных регионов, не остается никаких сомнений в том, что камешковские археоциатные известняки перекрывают отложения с *Redlichina*.

Затем, в литературе прочно укоренилось представление о том, что представители семейства *Paradoxidae Emrich* характерны только для среднего кембрия; однако в Саяно-Алтайской области один из архаичных родов названного семейства установлен в нижнекембрийской чингинской формации совместно с *Redlichina*, а в Средней Сибири (Якутия)—в одно-возрастных отложениях в ассоциации с формами, типичными для семейства *Protolenidae*.

Установив возраст эффузивно-осадочных стратиграфических членов нижнего кембрия Западного Саяна, с достаточным основанием удастся определить и возраст характерных для этого отдела интрузивных формаций гипербазитов и микродиоритов, плутоны которых преимущественно располагаются в поле распространения чингинской формации. Как те, так и другие массивы упомянутых интрузий рассекаются и метаморфизуются маинскими троньемитами, и таким образом последние являются моложе первых. Кроме того, К. В. Радугин, на примере изучения хребта Березового (Березовский), в пределах северного склона Западного Саяна, доказывает, что гальки гипербазитов встречаются в конгломерато-брекчиях лидитовой толщи, подстилающей отложения верхнемонокской формации. Теперь можно считать установленным, что лидитовая толща представляет один из членов нижнемонокской формации, выраженный, например, по кл. Бабак. Там, в основании подобной толщи лежит брекчия, в которой имеются обломки и зерна серпентинитов, что указывает на донижнемонокский возраст гипербазитов.

Известные трудности возникают при определении возраста каирской микродиоритовой интрузии, и вот почему. По мнению некоторых исследователей (А. Шмидт), в хребте Борус, а затем в нижнем течении р. Кантегир сильно измененные средней основности породы плутонов, объединяемых мною в каирскую интрузию, якобы прорываются и метаморфизуются гипербазитами. Эти наблюдения А. Шмидта проверить я не имел возможности. Однако в Куртушибинском хребте гипербазиты секутся мощными дайками габбро-и микродиоритов, что подтвердил недавно и Г. В. Пинус [32, 950]. Вместе с тем, в том же Куртушибинском хребте в базальном конгломерате кемтерекской формации низов нижнего силура обнаруживаются гальки серпентинитов и прорывающих их габбро-и микродиоритов. А в хребте Каир (на северном склоне Западного Саяна) плутоны микродиоритовой интрузии непосредственно перекрываются базальным конгломератом верхнекембрийской арбатской формации, в составе которого гальки микродиоритов играют не последнюю роль [40, 9].

Наконец, в Табатско-Джебашском районе того же северного склона Западного Саяна габброидные породы, рассекая и метаморфизуя бабаковские известняки верхов нижнего кембрия (бассейн рч. Табат), совместно с микродиоритами встречаются уже в гальках конгломерата нижнемонокской формации, который я ранее считал принадлежащим к верхнемонокской формации [рч. Б. Монок, 40, 10].

Приведенные факты свидетельствуют о том, что породы основной магмы, объединенные мною в самостоятельную каирскую микродиоритовую интрузивную формацию, будучи бесспорно нижнекембрийскими, по времени своего становления, возможно, окажутся разновременными. Однако окончательное решение этого вопроса зависит от выяснения природы тех оригинальных горнблендитов и амфиболитов, которые в хребте Борус, в результате якобы контактового воздействия на них гипербазитов, превращаются в исситы. Может быть, метаморфизм последних обусловлен не гипербазитовой интрузией, а маинскими (?) альбититами, плутоны которых столь широко распространены в названном хребте.

Считая, что разрешение этого вопроса является делом более детальных исследований, можно не сомневаться лишь в том, что после становления гипербазитов и, несомненно, в конце нижнего кембрия происходило внедрение диоритовой магмы, дифференциация которой сопровождалась образованием достаточно разнообразных пород от габбро до диоритов. Плутоны последних под влиянием маинских тронъемитов пережили интенсивное изменение (главным образом амфиболизацию) и в этом измененном виде оказались в гальках конгломерата упомянутой нижнемонокской и более поздних формаций.

К корреляции нижнекембрийских геологических формаций Западного Саяна и прилегающих к нему районов

При сопоставлении нижнекембрийских формаций Западного Саяна с эквивалентными им образованиями, распространенными в других районах Саяно-Алтайской области, придавалось значение не только палеонтологическому содержанию, встречающемуся в сравниваемых толщах, но и стратиграфическому положению их в разрезе, а также присутствию в некоторых из них характерных фациально одинаковых литологических компонентов.

Нижнекембрийские отложения Саяно-Алтайской области не всюду изучены с одинаковой степенью детальности, вследствие чего при их корреляции я ориентировался главным образом на те районы, в пределах которых мною лично проводились того или иного характера геологические исследования. Вполне понятно, что при этих сопоставлениях материалы моих предшественников и особенно последующих исследователей я стремился использовать с возможной полнотой.

Из местных стратиграфических единиц нижнего кембрия, выделенных в разное время разными авторами в Саяно-Алтайской области, с наибольшей отчетливостью выявляются аналоги бабаковской и отчасти чингинской формаций и в меньшей степени — аккольской, что и естественно, ибо она в Западном Саяне является в палеонтологическом отношении слабее всего охарактеризованной, а ее лежащий бок оказался там либо не вскрытым современной денудационной поверхностью, либо срезанным дизъюнктивными нарушениями. Поэтому, а еще потому, что и во всей Саяно-Алтайской области отложения более древние, чем середина нижнего кембрия, являются слабо расчлененными, определение аналогов аккольской формации наталкивается на значительные трудности. Эти аналоги сугубо условно мною выделяются лишь в Горной Шории в бассейне верхнего течения р. Мрассы. В указанном районе, в верховьях рч. Матур и Узас, обособляется матурская формация (А. Г. Сивов, 1941 г.), сложенная интенсивно дислоцированными метаморфизованными карбонатными породами, прослоенными ред-

кими кварцитами, графитизированными сланцами, вмещающими маломощные покровы (?) зеленокаменных эффузивов основного ряда. Положение ее лежащего бока осталось не установленным, ибо на северо-востоке к ней через дизъюнктив примыкают, вероятно, еще более древние карбонатные образования, относимые К. В. Радугиным к протерозою. Висячем же ее боку, в бассейне рч. Узас, через конгломерат располагается терригено-эффузивно-карбонатная толща, о которой речь будет идти несколько ниже, с остатками археоциат и в том числе *Ajaciccyathus immanis*. В мраморизованных известняках матурской формации постоянно обнаруживаются остатки водорослей, из которых особенно характерными являются *Osagia ovosimilis*, *Conophyton*, *Collenia*; они сопутствуются кое-где археоциатами (?) с крайне примитивным строением кубка (рч. Ср. Ада, в нижнем ее течении).

Состав органических остатков матурской формации резко отличается от состава водорослей, встречающихся в более древних карбонатных толщах Горной Шории. Присутствие в отложениях матурской формации *Osagia ovosimilis*, с одной стороны, и положение ее в разрезе, с другой, служили основаниями для сопоставления ее с аккольской формацией Западного Саяна, хотя они фациально и резко отличаются друг от друга. Наличие в первой из них остатков археоциат (?) являлось важным подкреплением для отнесения этих формаций к нижнему кембрию.

Аналоги чингинской формации пользуются более широким распространением и в ряде регионов Саяно-Алтайской области и выявляются там с гораздо большей уверенностью, чем аналоги аккольской (фиг. 28).

Так, в юго-западной окраине Восточного Саяна, в бассейнах нижнего течения р. Казыр, в окрестностях д. Н. Куряты, индивидуализируется толща алевролитовых, кремнисто-глинистых сланцев, рассланцованных зеленокаменных эффузивов, вмещающих мощные слои микрокварцитов и горизонты серых, розовато-серых известняков с богатыми остатками археоциат. Среди последних в свое время были установлены формы, принадлежность которых к гавриловско-камешковскому комплексу не вызывает сомнений. На северо-западном продолжении толщи д. Н. Куряты находится опорный для Восточного Саяна разрез нижнего кембрия, который в прошлом одними и теми же исследователями истолковывался по-разному, а возраст слагающих его пород определялся от докембрия до верхнего кембрия, исключая магматические образования [28, 262—264]. Проведенное мною изучение этого разреза показало, что он складывается преимущественно нижнекембрийскими отложениями, объединяемыми здесь в камешковскую свиту, объем которой соответствует всем трем свитам прежних исследователей [28, 263—264]. Поскольку по вопросу интерпретации разреза д. Камешки и поныне существуют разногласия, естественно возникла необходимость на его характеристике несколько задержаться.

В одном километре к северо-западу от названного селения, по правому склону кл. Камешки, выходят конгломераты, сложенные валунами археоциатовых известняков, гальками эффузивных пород и в том числе зеленокаменных пироксеновых порфиритов; конгломераты, мощностью до 10 м, падают на северо-запад под углом 75—80°. Из-под них обнажаются массивные, слегка полосчатые, темносерые мраморизованные известняки, падающие на северо-запад под углом 75—80° и достигающие мощности 25—30 м. Удерживая тоже падение, из-под известняков выступает пачка тонкослоистых, темносерых с остатками трилобитов сланцев, сменяемых стратиграфически ниже зелеными их разностями, включающими прослои микрокварцита, с хорошо сохранившимися спикулями губок. Мощность этого члена не менее 70 м. Среди упомянутых выше трилобитов мною установлены *Redlichina vologdini*, *R. sayanica* n. sp. *Pagetina rjonsnitzkii*, *P. primaeva*, *Pagetia ornatus* n. sp., которые и приняты за эталон чингинского комплекса.

Далее почти до самой нижней части д. Камешки обнажения отсутствуют, после чего в небольших ложках, падающих в одноименный ключ справа, появляются, несомненно, коренные выхода сланцев, с редкими и плохой сохранности окаменелостями, представленными трилобитами, из которых надежно устанавливается *Pagetina primaeva*. Этот член разреза интересен не только тем, что он содержит остатки трилобитов, а главным образом тем, что в нем улавливается ясная слоистость, падающая на юго-восток под углом не менее 55° . Стратиграфически выше располагаются известняки, распадающиеся по текстурным признакам на несколько пачек, падающих также на юго-восток, но под углом $45-50^\circ$. Нижние две пачки мощностью до 150 м сложены массивными, сильно раскристаллизованными известняками с некучно расположенными остатками археоциат, прослоенными глинистыми известняками с редкими *Protolenidae*. Верхние пачки мощностью до 325 м выражены красновато-серыми и желтоватыми разностями известняков, с обильными археоцитами, среди которых ранее были установлены *Ajacyathus elongatus*, *A. tomicus*, *A. ijizkii*, *A. (Rhabdocyathus) sibiricus*, *Urcyathus (Ajacyathus) intracostatus*, *Coscinocyathus cornucopiae*, *C. calatus*, *Cyclcyathus tersiensis*, *Thalamocyathus (Cyclocyathus) nikitini*; с археоциатами ассоциируют водоросли и в том числе *Epiphyton fasciculatum*. Перечисленная археоциатовая фауна представляет эталон камешковского комплекса. Затем, восточнее кл. Камешки вновь распространяются песчано-конгломератовые образования предыдущего типа, но падающие на юго-восток под углом 75° . Наконец, в истоках кл. Камешки, в правом его борту появляются эффузивы, сильно рассланцованные, образующие, вероятно, небольшой покров внутри карбонатных пород.

Из анализа описанного разреза выясняется, что наиболее молодым его членом является песчано-конгломератовая толща, слагающая крылья слегка опрокинутой на северо-запад антиклинальной складки. Однако эту толщу, вопреки мнению прежних исследователей [28, 263], я не мог признать нижнедевонской; она, на мой взгляд, по характеру литологического состава, тектоническому строению и стратиграфическому положению, представляет аналог верхнемонокской или, по крайней мере, арбатской формаций Западного Саяна. Карбонатно-сланцевые породы, участвующие в строении замка антиклинальной складки, на основе встречающихся в них окаменелостей должны быть целиком отнесены к нижнему кембрию, причем сланцевые его члены, охарактеризованные остатками трилобитов, представляют наиболее древний его горизонт, а не наоборот, как он признавался прежними исследователями [28, 263]. Нижнекембрийские отложения камешковской свиты уверенно сопоставляются с карбонатно-сланцевой толщей д. Н. Куряты, которая, в свою очередь, на юго-западе, в бассейне среднего течения р. Амыла непосредственно вливается в поле распространения чингинской формации Западного Саяна. При этом укажу, что сравниваемые образования во всех перечисленных пунктах несогласно перекрываются покровами кислых и средней основности эффузивов, петрографически проявляющих поразительное сходство с нижнемонокской формацией Западного Саяна. Вместе с тем, нельзя не отметить и того обстоятельства, что в разрезе нижнего кембрия д. Камешки обособляется новый маркирующий горизонт — известняки с камешковским комплексом археоциат [11], залегающие стратиграфически выше сланцевых членов с *Redlichina*. Эти известняки могут оказаться синхронными тем археоциатовым известнякам, которые в Прилухемской полосе развития чингинской формации, видимо, также лежат выше отложений с *Redlichina*.

Бирюсинско-Торгошинский район Восточного Саяна является вторым важным пунктом, где с достаточными основаниями выявляется аналог чингинской формации. Следует указать, что с геологией этого района я не имел возможности ознакомиться лично, а стратиграфия распространенных

там древнейших отложений представляет предмет оживленных дискуссий [70, 42—51]. Однако анализ литературных источников и изучение материалов, поступивших в мое распоряжение от студентов-практикантов геологоразведочного факультета Томского политехнического института, позволяют с известными основаниями сопоставлять развитую там тюбильскую или, что то же, известняково-граувакковую формации [63; 69] и тесно связанные с последней бирюсинские известняки с фауной археоциат—с чингинской формацией Западного Саяна.

В самом деле, тюбильская формация, резко отделенная базальным конгломератом [69, 187—193] от нижележащих толщ (возможно, частью, аккольской формации), существенно слагается мелкозернистыми, зеленовато-серыми песчаниками, прослоенными глинистыми сланцами, пачками темных кремнисто-глинистых и углисто-кремнистых пород и черных, реже синевато-серых известняков. В последних студентами-практикантами были найдены водоросли, среди которых мною определены *Osagia* и *Epiphyton* и которые позже были обнаружены и К. В. Радугиным (устное сообщение). Он же утверждает, что в интересующей нас формации распространены характерные покровы зеленокаменных пироксеновых порфиров, а по прежним наблюдениям Ю. А. Кузнецова она прорывается гипербазитами, небольшой плутон которых выступает, например, по логу Каштак [63, 19]. Независимо от истинных стратиграфических соотношений [63, 15] к ней, несомненно, принадлежат бирюсинские известняки, ибо в них встречаются археоциаты, и среди них мною, из студенческих коллекций, установлены *Ajacicyathus*, *Asterocyathus* (?) с формами, близкими к гавриловскому комплексу. Археоциаты сопровождают водорослями, в частности, *Epiphyton*.

Таким образом, расширяя объем тюбильской формации за счет бирюсинских известняков, она по своему литологическому составу и стратиграфическому положению проявляет исключительное сходство с чингинской формацией Западного Саяна. Сходство это подчеркивается еще и тем, что как та, так и другая в нижних своих частях охарактеризованы остатками *Osagia* и *Epiphyton*, а в верхних—археоциатами гавриловского комплекса. На это сходство указывают также гипербазиты, свойственные и тюбильской, и чингинской формациям и располагающиеся преимущественно среди терригенно-осадочных образований последних.

На мой взгляд в состав тюбильской формации должны быть объединены и так называемые нижнеторгошинские известняки [11, 37] с типичным комплексом камешковских археоциат—*Ajacicyathus acutus*, *A. proscurjakovi*, *A. patulus*, *Cocsinocyathus dianthus*, *C. corbicula*, *C. elongatus* и др. [11, 27].¹⁾ Вопрос о характере взаимоотношений этих известняков с известняково-граувакковыми образованиями хотя и является важным, но его нельзя считать однозначно решенным. Есть основание полагать, что выявленные в составе торгошинских известняков базальные конгломераты [70, 45—46] могут и не составлять основания собственно нижнеторгошинских археоциатовых известняков. Эти конгломераты возможно будут подстилать верхнеторгошинским известнякам, охарактеризованным трилобитами.

Во всяком случае, Ю. А. Кузнецов, изучавший торгошинскую толщу известняков, не отмечает присутствия в ее основании конгломератов базального типа [63, 12—13]. Они, видимо, появляются стратиграфически выше и перекрываются известняками с трилобитами, возраст которых, кстати сказать, не среднекембрийский [70, 45], а нижнекембрийский. Затем, в разрезе д. Камешки, известняки, синхронные нижнеторгошинским известнякам, струк-

¹⁾ Следует иметь в виду, что перечисленные формы археоциат Толль определил из современных валунчиков и галек, собранных Проскуряковым из точно неустановленного пункта. Следовательно, положение в разрезе нижнеторгошинского горизонта (известняка?) оставалось в то время неясным; этот горизонт не выявлен и в настоящее время.

турно теснейшим образом связаны с граувакковой толщей, сопоставляемой с подобной толщей Бирюсинско-Торгошинского района Восточного Саяна и чингинской формацией Западного Саяна.

Наконец, как будет показано ниже, на восточном склоне Кузнецкого Алатау, в окрестностях с. Потехино, известняки, синхронные тем же нижнеторгошинским известнякам, действительно отделяются конгломератом от известняков, коррелятность которых с верхнеторгошинскими известняками не вызывает сомнений. Очевидно, разрез известняковой толщи, развитой в районе д. Торгошино, требует специального изучения с целью возможности расчленения ее на самостоятельные стратиграфические единицы и установления положения в разрезе интересующих нас конгломератов.

В Кузнецком Алатау аналоги чингинской формации устанавливаются в двух самостоятельных районах, геология которых мне известна не только по литературным источникам, но и по личным исследованиям. Один из таких районов занимает обширную площадь, расположенную на восточном склоне Кузнецкого Алатау, на пространстве рч. Ерба на северо-востоке и рч. Аскыз на юго-западе.

В северо-восточной окраине очерченной площади, в окрестностях с. Потехино, в известной там горе Чесноковой, из-под несогласно лежащих известняков с фауной археоциат обручевского комплекса выходит другая очень мощная карбонатная толща, названная мною чесноковской. Состав последней не является однородным, а заметно меняется как в горизонтальном, так и вертикальном сечениях. В нижних ее частях преимущественно группируются массивные, иногда слоистые или плитчатые мраморизованные известняки, круто дислоцированные и разбитые многочисленными трещинами, залеченными то жилками кальцита, то кварца. Известняки всюду являются в той или иной степени доломитизированными, причем среди них на различных стратиграфических уровнях располагаются светлосерые и серые кварциты, а также интенсивно рассланцованные силловые тела зеленокаменных эффузивов, представляющих, вероятно, корни более молодых экструзивных излияний. В доломитизированных известняках, пахнущих при ударе сероводородом, постоянно обнаруживаются водоросли, принадлежащие преимущественно *Osagia*, *Collenia* и гораздо реже — *Epiphyton*. Местами водорослевые известняки образуют мощные пачки, прослеживаемые на значительные расстояния. Описанная часть чесноковской толщи по своему литологическому составу и стратиграфическому положению может быть легко сопоставлена с енисейской свитой, которую А. Н. Чураков упорно считает докембрийской [51, 54] и которая на описываемом пространстве занимает обширные площади, как это можно судить по геологической карте, составленной упомянутым исследователем [51, карта]. Но в окрестностях д. Потехино в подобной толще известняков присутствуют *Epiphyton*, а в бассейне рч. Аскыз, по ее левому притоку кл. Кюх, совместно с водорослями встречаются археоциаты и притом в наиболее древних частях развитой там свиты известняков. Нижние члены чесноковской толщи повсеместно совершенно согласно и даже с тонкими взаимопереходами перекрываются верхними ее членами, сложенными также известняками, но преимущественно обладающими светлосерой, синеватой и розовато-серой окраской и массивным строением. Темные известняки, пахнущие при ударе сероводородом, кремнистые породы в составе верхнего члена появляются много реже в сравнении с нижним членом, но доломиты и доломитизированные известняки в первом из них столь же часто встречаются, как и во втором. К верхнему члену чесноковской толщи приурочены и эффузивы, выраженные зеленокаменными интенсивно осланцованными пироксеновыми порфиритами, иногда включающими массы известняка с остатками водорослей *Osagia*. Эффузивы образуют маломощные покровы, расположенные на самых различных стратиграфических уровнях верхней части чесноковской толщи. У с. Потехино они выходят

в замке антиклинальной складки, а в Камыштинско-Аскызском районе нередко увенчивают толщу известняков.

Последние в ряде пунктов переполнены остатками археоциат, которые являются особенно хорошо сохранившимися в известняках гор Чесноковой, Мартюхиной, истоках рч. Биджи, средних течений рч. Б. Сыры и Базы.

В первом из названных пунктов, по определению П. С. Краснопеевой, установлены следующие формы археоциат: *Ajacyathus patulus*, *A. tomicus*, *A. aequivallum*, *A. spinosus*, *A. arteintervallum* [11, 38], *A. regularis*, сопровождаемые водорослями *Epiphyton fasciculatum*, *E. fruticosum*, *Renalcis granosus* и др. [61, 42].

С рч. Базы археоциаты предварительно изучались мною, причем там встречаются такие формы: *Ajacyathus proscurfacovi*, *A. patalus*, *A. ijizkii*, несколько видов *Ethmophyllum* и водорослей из группы *Epiphyton*.

Вмещающие эту типично камешковскую археоциатовую фауну известняки, по крайней мере в районе с. Потехино и особенно в пределах бассейна рч. Сыры-База, структурно теснейшим образом связаны с известняками нижней части чесноковской толщи. В ней также встречаются археоциаты (рч. Кюх), которые по присутствию вида *Ajacyathus immanis* (определения мои) могут рассматриваться принадлежащими к гавриловскому комплексу. Очевидно, чесноковская толща, охарактеризованная камешковским и гавриловским (?) комплексами археоциат, будучи нижнекембрийской, в известной мере может быть сопоставлена с чингинской формацией Западного Саяна. Устанавливая нижнекембрийский возраст чесноковской толщи, я отнюдь не хочу сказать, что на восточном склоне Кузнецкого Алатау отсутствуют более древние образования, литологически проявляющие близкое сходство с вышеуказанной толщей и особенно нижними ее компонентами.

Другой район Кузнецкого Алатау, где распространены эквиваленты чингинской формации, находится в Горной Шории, в бассейне верхнего течения р. Мрассы. Среди широко развитых там карбонатно-эффузивно-терригенных накоплений, несомненно, нижнекембрийского возраста, в свое время М. А. Усов, на основе материалов К. В. Радугина [67], выделял следующие в восходящем порядке „формации“: мрасскую, верхнемрасскую, гавриловскую (она же карчитская) и узасскую [47]. Но как показывают более детальные исследования, многие из перечисленных „формаций“, вероятно, не представляют самостоятельных обособлений, а являются лишь фациями одной стратиграфической единицы, обладающей сложным вертикальным и горизонтальным строением [60, 46—49]. Этому выводу не противоречат и палеонтологические остатки, встречающиеся в мрасской, верхнемрасской и гавриловской „формациях“. Из них, вопреки мнению М. А. Усова, наиболее древней является верхнемрасская „формация“. Она, будучи сложена пачками конгломератов, песчаников, глинисто-кремнистых сланцев, вмещающих эффузивные диабазы с подушечной текстурой, перекрывается известняками с фауной археоциат, из которых *Archaeocyathus tolli*, *Ajacyathus proscurfacovi*, *Rhabdocyathus sp.* скорее всего окажутся близкими к гавриловскому комплексу, и вот по каким соображениям. В указанных известняках К. В. Радугин обнаружил единственный экземпляр трилобита, который, по моим определениям, хотя и принадлежит к сем. *Protolenidae*, но характеризуется более примитивным строением кранидия. Кроме того, отложения типа верхнемрасской „формации“ распространяются и на площадь бассейна рч. Узас, где они описаны под названием осадочно-эффузивной толщи [58, 72], в составе которой в 1941 г. мной установлен конгломерат с гальками водорослевых известняков, очень похожих на известняки матурской формации. Осадочно-эффузивная толща по рч. Узас перекрывается известняками, которые, в соответствии с существовавшими в то время взглядами на возраст археоциат [51, 34—36; 62, 178; 64, 1097], были ошибочно отнесены к среднему кембрию [58, 75]. Но теперь главная масса этих известняков должна быть при-

нава нижнекембрийской, ибо она содержит археоциаты и в том числе такую характерную для гавриловского комплекса форму, как *Ajacyathus immanis*.

Интересно подчеркнуть, что К. В. Радугин при изучении коллекций, собранных мною совместно с Г. П. Болговым из верховий рч. Узас, обнаружил в них известняк с трилобитом, оставшимся и доныне неизученным.

Что касается гавриловской (карчитской) „формации“, то она, сложенная преимущественно известняками, распадающимися на пять пачек, характеризуется типично камешковским комплексом археоциат и среди них *Ajacyathus acutus*, *A. proscurjacovi*, *A. ijizkii*, *A. artintervallum*, *A. minussiensis*, *A. primitivus*, *Ethmophyllum aff. parvum* и другими новыми видами, сопровождаемыми обычными для кембрия остатками водорослей из группы *Epiphyton* [67]. Перечисленный состав органических остатков свойственен верхним частям „формации“, обладающим в среднем мощностью до 300 м, остальные же ее компоненты, в разрезе по р. Мрассы, достигающие 1,5 км мощности, лишены окаменелостей. Эти нижние члены гавриловской „формации“, возможно, следует сопоставить с отложениями верхнемрасской „формации“, как более древними по отношению к известнякам с камешковским комплексом археоциат.

Мрасская „формация“, образованная существенно кластическими накоплениями с пачками известняков с остатками *Archaeocyathus tolli*, *Ajacyathus ijizkii*, *A. amplus*, *Labyrinthomorpha tolli*, *Rhabdocyathus* гавриловский комплекс (?), вероятно, окажется лишь фазией верхнемрасской „формации“, если, конечно, подтвердятся наблюдения Г. В. Курганова о том, что отложения первой из них вблизи ул. Ср. Челей падают под карбонатные толщи [60, 48]. Узасская же „формация“, как вулканогено-осадочная, может и не иметь самостоятельного значения, а ее породы, вероятно, размещаются на различных стратиграфических уровнях, как это, между прочим, подчеркивает и Г. В. Курганов [60, 47].

При таком истолковании стратиграфии отложений, вмещающих горизонты с камешковским и гавриловским комплексами археоциат, они (отложения) не только на основе палеонтологического содержания, но и литологического состава проявляют близкое сходство с чингинской формацией Западного Саяна. Оно особенно резко выявляется благодаря присутствию в сравниваемых отложениях кремнистых и эффузивных пород, фациальный облик которых там и здесь выдерживается до мелочей.

На Салаире с чингинской формацией отчетливо сопоставляется широко распространенная там гавриловская формация, сложенная мраморизованными известняками с редкими эффузивами и характерная присутствием типично выраженного гавриловского комплекса археоциат и в том числе *Ajacyathus immanis*, *Orbicyathus mongolicus*, *Tersia nodosa*, *Asterocyathus salairicus*, *A. latus*, *Goscinyathus papillatus*, и др. [11, 40—41]. Видимая мощность ее оценивается в 2,5 км, причем она, будучи сопоставлена с чингинской формацией, легко индентифицируется с верхнемрасской и, вероятно, будет коррелятна нижним членам гавриловской „формации“ Горной Шории. В связи с этим, во избежание известных недоразумений, могущих возникнуть при стратиграфической корреляции, является целесообразным за толщей карчитских известняков сохранить название, данное ей К. В. Радугиным,—карчитская „формация“ [67, 34], а не М. А. Усовым—гавриловская „формация“.

В Горном Алтае аналоги чингинской „формации“ выявляются лишь в качестве первого приближения к действительности. С ней условно может быть сопоставлена целая группа „формаций“, выделенных К. В. Радугиным в Чемальском районе, существенно по аналогии с Горной Шорией. Эти „формации“, следующие в восходящем порядке, такие: адиацкая, верхнемрасская, еландинская, карчитская и узасская [68, 260—270]. Они палеонтологически не охарактеризованы, а их самостоятельная обособленность вызвала резкое возражение со стороны В. П. Нехорошева [66, 20—22], и только в бассейне

р. Сарыкокша можно с гораздо большей уверенностью определить аналоги интересующей нас формации, где они выражены карбонатной толщей с несомненно нижнекембрийскими окаменелостями (археоциаты) и с угловым несогласием подстилающей слою с *Prohedinia*.

Эквивалентные образования бабаковской формации надежно устанавливаются в Горном Алтае, восточном склоне Кузнецкого Алатау, северо-западной окраине Восточного Саяна, а также в Горной Шории.

В первом из названных районов аналогом интересующей нас формации является каянчинская формация, типично выраженная по р. Катунь между рч. Усть-Сема и пос. Чепош. Согласно детальным исследованиям М. К. Винкман [59, 76—78] там каянчинская формация лежит с ясным несогласием на нижележащих толщах, относимых к докембрию. В ее основании имеется базальный конгломерат, перекрытый тонкослоистыми известняками, переслаивающимися с песчаниками и глинистыми сланцами. В верхах формации преимущественно развиваются массивные, мраморизованные известняки светлосерой, иногда бледнорозовой окраски. В них встречаются трилобиты, ассоциирующие с археоциатами и водорослями [59, 77]. В порядке подготовки материалов к справочнику по палеонтологии Западной Сибири мне лично удалось ознакомиться с этой трилобитовой фауной, среди которой Л. И. Егорова определила *Erbia gigantea*, *Bergeroniellus*, *Chondragraulos*, *Granularia*, *Bonnina*, а я, кроме того, — *Arbataspis*.

Из археоциат П. С. Краснопеева устанавливает *Ajacicyathus cf. proscurjacovi*, *A. dwighti*, *Erbocyathus heterovallum*, *Ethmophyllum cavequadratum*, *E. diploperforatum*, *E. edelsteini* и др. сопровождаемые несколькими видами водорослей, принадлежащими родам *Epiphyton*, *Renalcis* и *Collenia*.

На восточном склоне Кузнецкого Алатау с бабаковской формацией коррелируется выделенная мною ербинская формация, распространенная на пространстве между рч. Ербой и истоками рч. Биджи. Ербинская формация складывается главным образом терригеновыми накоплениями, среди которых конгломераты, песчаники, достаточно энергично дислоцированные и метаморфизованные, играют не последнюю роль. Известняки в составе формации, появляясь в виде линз различной мощности и различной длины, располагаются, вероятно, на разных стратиграфических уровнях. Ее отдельные части, видимо, и принимались, в условиях сложной тектоники, за так называемую кутеньбулукскую свиту. Ербинская формация во многих местах ложится на различные члены чесноковской толщи через базальный терригеновый горизонт, а в отдельных пунктах — через базальную известняковую брекчию, мощностью не более десятка сантиметров. Такие, например, соотношения между ербинской формацией и чесноковскими известняками можно наблюдать в горе Чесноковой и в истоках рч. Биджи. В первом из названных пунктов в известняках ербинской формации П. С. Краснопеева собрала археоциаты, среди которых установила *Erbocyathus obrutchevi*, *E. heterovallum*. В окрестностях г. Долгий мыс (к северо-востоку от с. Потехино) *Erbocyathus obrutchevi*, *E. heterovallum* ассоциируют с трилобитами [11], из которых еще Е. В. Лермонтова определила такие формы: *Kooteniella slatkowskii*, *Erbia sibirica* [1].

В истоках рч. Биджи известняки ербинской формации содержат преимущественно остатки трилобитов и очень редко археоциат. Среди трилобитов мною определены *Granularia obrutchevi*, *Proerbia* (?) *bidzenia*, *Arbataspis*. Фауна археоциат осталась не изученной.

Уместно здесь подчеркнуть, что в конгломератах ербинской формации иногда обнаруживаются гальки мраморизованного известняка с ясно выраженными реликтовыми тектоноструктурами и остатками археоциат камешковского комплекса.

В северо-западной окраине Восточного Саяна за аналог бабаковской формации может быть принят верхнеторгошинский известняк, неоднократно

описанный в геологической литературе [63, карта; 11, 37], но не обособленный от нижележащей толщи известняков с камешковским комплексом археоциат.¹⁾ В верхнеторгошинском известняке Е. В. Лермонтовой были установлены такие трилобиты: *Kooteniella slatkowskii*, *Erbia sibirica* [64, 65], а мною, кроме того, *Chondragraulos*, в сопровождении брахиопод, и из них *Kutorgina cingulataeformis*. Археоциаты из этого известняка находятся в стадии изучения.

В Горной Шории выделенная К. В. Радугиным по рч. Амзас (Эмзас) березовская формация светлых известняков с *Erbocyathus heterovallum* и *Ajacyathus clarus* [67, 41] представляет аналог бабаковской формации. Следует лишь иметь в виду, что березовская формация К. В. Радугиным ошибочно считалась лежащей стратиграфически выше осадочно-эффузивных накоплений с *Agraulos* [67, 41]. Теперь имеются совершенно точные данные, что последние, будучи дополнительно охарактеризованы остатками *Paradoxides suboelandicus*, перекрывают известняки березовской формации. К. В. Радугин с ней сопоставил известняки, распространенные в бассейне р. Мрассы, по ее притоку рч. Мазас, выделенные в мазасскую формацию [67, 40]. Как указывал названный исследователь, она лежит, несомненно, выше карчских известняков и перекрывается эффузивами [67, 41—42], находящимися в диагенетизированной фазе состояния и выраженными кислыми и основными разностями, близкими по петрографическому составу к печеркинской (нижнемонокской) формации. Из мазасской формации известны такие формы археоциат: *Ajacyathus clarus*, *A. primitivus*, *A. regularis*, *Tumulocyathus pustulatus*, *Archaeocyathus artus*, *Ethmophyllum gracilis*, *Spirocyathus*, сопровождаемые водорослями *Epiphyton fasciculatum*, *Razumovskya uralica*.

Таким образом, рассмотренные выше относительно разнофациальные образования, на основе присутствия в них бабаковского комплекса трилобитов и обручевского—археоциат, встречающихся совместно или порознь, надежно сопоставляются между собою и составляют один биостратиграфический член, называвшийся ранее то верхнекуторгиновым, то полициатовым горизонтом [1; 11, 65].

Так, мазасская формация через *Ajacyathus clarus* коррелируется с березовской, она, в свою очередь, через *Erbocyathus heterovallum*—с ербинской, а та через *Kooteniella slatkowskii*, *Erbia sibirica*—с верхнеторгошинским известняком, а через *Erbocyathus heterovallum*—с каянчинской формацией и, наконец, последняя через ряд форм сопоставляется с бабаковской формацией.

К этому добавлю, что описываемые местные стратиграфические единицы почти повсеместно отделяются от нижележащих толщ несогласием то углового, то параллельного типов [57, 45—51]. Больше того, как указывалось в своем месте, бабаковская формация прорывается микродиоритовой интрузией, рассекающей в свою очередь и отложения ербинской формации. Эти микродиориты в Потехинско-Аскызском районе древнее кислой гранитной интрузии, которую А. И. Александров сравнивает с маинской интрузией и которая в Западном Саяне также моложе микродиоритовой интрузии.

Аналоги бабаковской формации в ряде районов их развития с ясным параллельным несогласием (Горный Алтай, Горная Шория, Западный Саян) перекрываются эффузивно-осадочными образованиями низов среднего кембрия, изредка вмещающими известняки с остатками *Edelsteinaspis* (Горный Алтай, устьсеминская формация). На восточном склоне Кузнецкого Алатау ербинская формация также с несогласием перекрывается известняками с остатками *Poliellina* и *Dinesus* (левобережье Лощенкова лога). Попутно

¹⁾ К. В. Радугиным доказано, что торгошинские известняки несогласно с базальным конгломератом располагаются на нижележащих толщах, богатая фауна археоциат этих известняков преимущественно представлена видами обручевского комплекса.

укажу, что описанные в свое время А. Н. Чураковым известняки с *Dorypyge* sp. в окрестностях Бей-Булак лежат, действительно, несогласно и с осадочной брекчией в основании на терригенно-карбонатной толще, которую он отнес к кутеньбулакской свите (53, 68—69). Но последнюю я признал за ербинскую формацию, ибо в ней имеются прослои известняка с археоциатами, оставшимися не изученными.

О биостратиграфическом расчленении нижнекембрийских отложений Саяно-Алтайской области

Установленные в составе нижнего кембрия Саяно-Алтайской области, последовательно сменяемые во времени палеонтологические комплексы, характеризуясь относительно узким вертикальным и широким горизонтальным распространением, представляют основу для расчленения вмещающих пород на биостратиграфические подразделения, каждое из которых, возможно, окажется равным по стратиграфическому диапазону ярусу.

Известно, что до сего времени нижний кембрий принято подразделять на зоны, количество которых устанавливается от 4 до 5 и которые более или менее полностью проявляются лишь в отдельных частях Северо-Атлантической провинции [6]. Недавно, на примере изучения Средней Сибири, были приведены основания для выделения в платформенном нижнем кембрии двух ярусов—нижнего кэрфейского и верхнего—ленского или протоленусового [41]. Но этот относительно хорошо изученный стандарт оказался трудно сопоставимым с разрезом геосинклинальных отложений нижнего кембрия Саяно-Алтайской области вследствие того, что в последней смена палеонтологических комплексов, вероятно, близко родственных фаунистическим группам кэрфейского и ленского ярусов, не всегда совпадала во времени. Затем в названной горной стране обновление состава каждого последовательного палеонтологического комплекса происходило вслед за тектоническими движениями, задокументированными в геологической летописи поверхностями несогласий и перерывов, которые отчетливо определяют границы между ярусами. Наконец, в Саяно-Алтайской области появляются новые биостратиграфические элементы то более древние, то более молодые по отношению к Средней Сибири, и таким образом нижнекембрийская колонка первой оказалась значительно длиннее в сравнении с колонкой второй. С этими обстоятельствами нельзя было не считаться при расчленении нижнекембрийских отложений Саяно-Алтайской области на ярусы, которых здесь выделяется три и наименования которых совпадают с названиями стратотипных для них формаций, установленных в Западном Саяне, за исключением верхнего яруса, именуемого, по соображениям, приводимым ниже, каянчинским.

Аккольский ярус ($См_1^1$?) выделяется условно, ибо палеонтологическое его содержание пока ограничивается лишь остатками водорослей и в том числе *Osagia ovosimilis*, значение которых для стратиграфической корреляции остается все еще не совсем ясным. Самостоятельность этого члена определяется тем, что он отделяется от вышележащего яруса отчетливым несогласием. Аналоги аккольского яруса в стандартном разрезе Средней Сибири, вероятно, отсутствуют.

Чингинский ярус ($См_1^2$) относительно богат органическими остатками и среди них многообразны археоциаты, водоросли и реже трилобиты. Первые из них группируются в гавриловский и камешковский комплексы, а последнее—в чингинский, причем отложения, их вмещающие, лежат в верхней части яруса. Через сопутствующие археоциатам водоросли эти части яруса тесно связаны с его нижними членами, охарактеризованными остатками водорослей, например, *Epiphyton* sp., *Renalcis granosus*, *Osagia*.

Чингинский ярус оказался трудносопоставимым не только с удаленными стандартами нижнего кембрия, но даже с разрезом Средней Сибири. Дело в том, что присутствующий в этом ярусе гавриловский комплекс археоциат, несмотря на его самобытность, проявляет заметное сходство с южно-австралийскими формами. Известно, что в Южной Австралии археоциатовые известняки лежат в основании нижнего кембрия, отделенного от нижележащих водорослевых известняков, относимых к докембрию, резким перерывом [71]. Археоциатовые известняки там перекрыты отложениями с *Protolenus* в низах и *Redlichia* в верхах. В Средней Сибири в основании нижнего кембрия также присутствуют археоциатовые известняки, лежащие, несомненно, ниже ленского яруса (зона *Protolenus* по Е. В. Лермонтовой), но, вероятно, внутри слоев с *Olenellidae* (кэрфейского яруса по Н. П. Суворовой). Слои с *Redlichia* в рассматриваемой области не установлены, и нижнекембрийский ее разрез завершается верхнекуторгиновым горизонтом, если, конечно, переходная толща действительно окажется принадлежащей к низам среднего кембрия [65, 157].

Но в Западном Саяне горизонт с чингинским комплексом трилобитов содержит как *Protoleniadae*, так и *Redlichina* и он лежит, вероятно, выше известняка с археоциатами, проявляющими родство с южноавстралийскими формами (гавриловский комплекс). К этому добавим, что в Восточном Саяне горизонт с *Protolenidae*, *Redlichina*, *Pagetina rjonsnitzkii* перекрыт известняками с камешковским комплексом археоциат, близко родственных южно-европейским (Сардиния). В этом известняке обнаружены редкие остатки *Bergeroniellus*.

В связи с изложенным становится очевидным, что чингинский ярус включает в себя и элементы кэрфейского и почти весь ленский ярус Средней Сибири, за исключением, вероятно, верхнекуторгинового горизонта, как ошибочно причлененного к последнему. Вот почему чингинский ярус и выделяется в качестве второго по счету яруса (Cm_1^2) в составе нижнего кембрия Саяно-Алтайской области.

Каянчинский ярус является самым верхним компонентом нижнего кембрия рассматриваемой области. За стратотип этого яруса была принята каянчинская формация Горного Алтая потому, что положение ее лежащего бока устанавливается гораздо отчетливее в сравнении с ее аналогом — бабаковской формацией Западного Саяна. Каянчинская формация налегает трансгрессивно и через базальный конгломерат на отложения, относимые к докембрию. С ней отчетливо сопоставляются ербинская, березовская и мазасская формации Кузнецкого Алатау и верхнеторгошинский известняк Восточного Саяна. Для каянчинского яруса в совокупности характерны бабаковский комплекс трилобитов и обручевский (полициатовый) археоциат (*Erbo-cyathus heterovalium*).

Общий облик фауны первого из них сохраняет черты, свойственные нижнему кембрию (*Proerbia*, *Bergeroniellus*, *Granularia*), но при заметном присутствии форм, играющих некоторую роль в низах среднего кембрия (*Erbia*, *Chondragraulos*). Состав комплекса, за некоторым исключением, ярко самобытный, трудно сопоставимый с фаунами известных стандартов всего земного шара. Такими чертами характеризуется и обручевский комплекс археоциат. Оба они проявляют некоторое родство с тихоокеанской зоогеографической провинцией.

По присутствию в каянчинском ярусе элементов форм, более интенсивно развивавшихся позднее, его можно было бы отнести к среднему кембрию. Однако рассматриваемый ярус во всей Саяно-Алтайской области резко отделяется от вышележащих толщ несогласием, в котором присутствуют окаменелости низов среднего кембрия и продолжают сохраняться формы, правда, в резко ослабленном количестве верхов нижнего кембрия. В соответствии с этим является рациональным рассматривать каянчинский ярус

третьим по счету биостратиграфическим членом ($См_1^3$) нижнего кембрия, пока характерным только для Саяно-Алтайской области.

Таким образом, отложения биостратиграфических ярусов нижнего кембрия Саяно-Алтайской области ни по своим условиям седиментации, ни тем более по палеонтологическому содержанию не являются равноценными зонам, горизонтам и даже ярусам, выделенным в одноименном отделе Средней Сибири. Они, на мой взгляд, как это и отображено на прилагаемой схеме (фиг. 28), входят в качестве подчиненных подразделений в состав ярусов Саяно-Алтайской области. В последней в каждый ярус объединяются различного фациального профиля местные стратиграфические единицы, обладающие сплошь и рядом разными стратиграфическими диапозонами, но содержащие относительно близкие по составу окаменелости (фиг. 28). Эти местные стратиграфические единицы могут быть сохранены на геологической карте в виде фациальных обособлений соответственного яруса, отображенных особыми условными знаками.

Некоторые выводы

Итак, в Западном Саяне отложения, объединившиеся ранее в третью верхнюю толщу кембрия, западносаянскую формацию и другие пестрящие местными названиями стратиграфические единицы, относимые к среднему кембрию, отчетливо расчленяются на три самостоятельных эффузивно-осадочных формации—аккольскую, чингинскую и бабаковскую, литологический состав которых и положение в стратиграфическом разрезе отображены в вышеприведенной колонке (фиг. 28).

1. Каждая из этих формаций, резко отличаясь по литологическому составу, характеризуется строго обособленным комплексом органических остатков, датирующих возраст вмещающих палеонтологические документы пород в относительно узких интервалах времени нижнего кембрия, для которого предлагается принять трехчленное деление.

В соответствии с последним аккольская формация, на основе главным образом стратиграфического ее положения и отчасти остатков водорослей, среди которых устанавливается несколько новых видов рода *Osagia*, ассоциирующих с известным ранее видом *Osagia ovosimilis*, относится к самым низам нижнего кембрия $См_1^1$ (?).

Чингинская формация, характерная присутствием гавриловского комплекса археоциат и среди них таких важных форм, как *Afacicyathus immanis*, *Coscinocyathus papillatus*, *Orbicyathus mongolicus* при участии чингинского комплекса трилобитов ранее известного рода *Bergeroniellus*, нового вида рода *Redlichina*, а также нового рода *Schagonaria*, относится ко второй трети нижнего кембрия $См_1^2$. И, наконец, бабаковская формация, для которой характерен бабаковский комплекс трилобитов, выраженных *Granularia obrutchevi*, *Erbia slatkovskii* новым видом, рода *Proerbia*, новых родов *Tabatopygellina* и *Arbataspis* и новым видом, относящимся к ранее известному роду *Chondragraulos*, при ассоциации обручевского (полициатового) комплекса археоциат относится к самым верхам нижнего кембрия $См_1^3$ и рассматривается в качестве самого молодого стратиграфического члена отдела.

2. Среди отложений аккольской и чингинской формаций наиболее характерными породами являются силицилиты, которые слабо распространены в более древних и более молодых стратиграфических членах Западного Саяна. Гальки силицилитов постоянно обнаруживаются в составе базального конгломерата верхнемонокской формации низов среднего кембрия. Такое стратиграфическое положение силицилитов позволяет считать их руководящими элементами для нижней половины нижнего кембрия. Не отрицая метасоматического генезиса некоторых разностей силицилитов, следует считать доказанным, что в главной своей массе они являются первично осадоч-

ными, возникшими до становления гипербазитовой интрузии, и генетически с ней не связаны.

3. Нижнекембрийские геологические формации Западного Саяна оказались вполне сопоставимыми с эквивалентными им образованиями всей Саяно-Алтайской области, причем в последней они отчетливо расчленяются на три яруса: аккольский— $См_1^1$ (?), чингинский— $См_1^2$ и каянчинский— $См_1^3$. Каждый из названных ярусов характеризуется сложным фациальным профилем и строго индивидуальными комплексами палеонтологических ассоциаций, из которых для целей корреляции большое значение имеют как комплексы трилобитов, так и археоциат.

4. Отложения чингинского и каянчинского ярусов отделяются друг от друга ясно выраженной поверхностью несогласия, возникшей в связи с проявлением ранней фазы салаирского тектогенеза, за которой можно было бы сохранить ранее предложенное для нее название—западносаянская фаза. В результате этой фазы оформлялись сложные альпинотипные складки вовлеченных в ее орбиту отложений и в том числе аккольского яруса. Вероятно, еще в стадию максимального погружения нижнекембрийского геосинклинального трога происходило становление характерной для Саяно-Алтайской области гипербазитовой интрузии, а также образование глубинных разломов, один из которых ясно выражен в пределах Западного Саяна, где он известен под названием малолуштенского взброса, отделяющего отложения докембрия от нижнего кембрия.

5. Вторая фаза того же салаирского тектогенеза, которой можно было бы придать название бабаковской, имела место после всех процессов, связанных с накоплением отложений каянчинского яруса. Эта фаза выразилась не только в складчатых проявлениях, но ее порождением явилась микродиоритовая интрузия каирского типа, установленная в Западном Саяне и восточном склоне Кузнецкого Алатау. Бабаковской фазой тектогенеза, приведшей к поднятию захваченных ею образований с последующим их размывом, завершается эпоха нижнего кембрия в Саяно-Алтайской области, отложения которого повсеместно отделяются от среднекембрийских отложений поверхностью параллельного или углового несогласия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Кембрий 1. Госполитиздат, 1940.
2. Батов Н. А.—Геологическое строение правобережья р. Енисея между 53 и 53°40' с. ш. Изв. Зап.-Сиб. геол.-разв. управл., т. XI, вып. 1, 1931.
3. Бобин Е. С. и Лермонтова Е. В.—О древнепалеозойских движениях в восточной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР, серия геолог. № 1, 1940.
4. Борисьяк А. А.—Курс исторической геологии. ОНТИ, СССР, 1935.
5. Богданович К. И.—Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в Сибири в 1894 г. горн. инж. К. Богдановичем и П. Яворским. Горн. журнал, том II, 1893.
6. Бубнов С.—Геология Европы. Госгоргеолнефтеиздат, 1934.
7. Вуколов А. Н.—Новые данные об Усинском золотосносном районе. Вестн. Зап.-Сиб. геол. гидро-геодез. треста, № 3, 1934.
8. Динер—Основы биостратиграфии. Госгоргеолнефтеиздат, 1934.
9. Зайцев Н. С. и Покровская Н. В.—О строении смежных частей Западного Саяна и Тувы. Изв. АН СССР, серия геолог. № 6, 1950.
10. Келлер Б. М.—Стратиграфические подразделения. Изв. АН СССР, серия геолог. № 6, 1950.
11. Краснопеева П. С.—Основные комплексы археоциат Западной Сибири. Вестн. Зап.-сиб. геол. управления, № 6, 1947.
12. Коровин М. К.—Историческая геология, 1941.
13. Он же—К вопросу о месторождениях золота и платины в Усинском крае. Жур. Общ. Сиб. инж., кн. 7, 1915, г. Томск.
14. Криштофович А. Н.—Новая система региональной стратиграфии. Советская геология, т. IX, № 9, 1939.
15. Кротов Б. П.—Петрографические исследования южной части Миасской дачи. Тр. О-ва естеств. Казан. у-та, вып. 47, 1915.

16. Кузнецов Ю. А.—Геологический очерк Красноярского края. Полезные ископаемые Красноярского края, 1938.
17. Он же—Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения. Изв. Сиб. отд. геол. ком., т. VIII, вып. 3, 1929.
18. Кузнецов В. А.—Новые данные по геологии Западного Саяна. Вестн. Зап.-Сиб. геол. гидр.-геод. треста, № 2, 1934.
19. Он же—Новые данные о геологическом строении Тувы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1946.
20. Он же—Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы. Доклады АН СССР, т. LX, № 2, 1948.
21. Кузнецов В. А.—Тектоника Западной Тувы на стыке с Горным Алтаем. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1948.
22. Он же—К вопросу о стратиграфическом положении гипербазитов Тувы и Западного Саяна. Третья геологическая конференция памяти акад. М. А. Усова. Тезисы докладов. Томский политехн. институт, 1948.
23. Кудрявцев Г. А.—О нижнем силуре Западного Саяна. Доклады АН СССР, т. LXVII, № 4, 1949.
24. Лебедева З. А.—Основные черты геологии Тувы. Труды Монгольской экспедиции АН СССР, № 26, 1938.
25. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Струве Э. А.—Петрографический словарь ОНТИ, 1937.
26. Лодочников В. Н.—Серпентины и серпентиниты Ильчирские и др. ОНТИ, СССР, Москва, 1936.
27. Молчанов И. А.—Геологическая характеристика участка проектировки Верхне-енисейской гидроэлектроцентрали. Вестн. Зап.-сиб. геолого-разв. треста, вып. 5, 1932.
28. Обручев В. А.—Геология Сибири, ч. I и II, 1935 и 1936.
29. Он же—История геологического исследования Сибири. Алтайско-Саянская область, период пятый (1918—1940), АН СССР, вып. IV, 1944.
30. Оносовская А. А.—Асбест. Полезные ископаемые Красноярского края, 1938.
31. Петрокович Ю. А.—Описание горных пород (Приложение к работе А. Н. Чуракова). Горный Алтай. Труды Ойротской комплексной экспедиции. Геология I, АН СССР, 1941.
32. Пинус Ю. В.—Ультраосновные породы юго-восточного склона Западного Саяна. Доклады АН СССР, т. LXXII, № 5, 1950.
33. Радугин К. В.—Новый метод тектолого-стратиграфического анализа. Проблемы Сов. геол. № 9, 1934.
34. Сивов А. Г.—Геология и возраст интрузивов юго-восточного склона Западного Саяна. Труды первой научной конференции по изучению и освоению производит. сил Сибири. Томский госуниверситет, т. II, 1940.
35. Он же—Верхний кембрий Саяно-Алтайской области. Там же.
36. Он же и Пинус Г. В.—К вопросу о поисках асбеста и платины в бассейне верхнего течения р. Ус в Западном Саяне. Вестн. Зап.-Сиб. геол. гидро-геод. треста, № 2, 1934.
37. Он же—О „нижнем силуре“ Западного Саяна. Изв. Томского политехн. ин-та им. С. М. Кирова, т. 62, вып. 1, 1942.
38. Он же и Люберцев А. А.—Характер минерализации вдоль Саянского надвига в Западном Саяне. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр. № 3, 1941.
39. Сивов А. Г.—Кембрий и докембрий Западного Саяна. Труды горно-геол. ин-та ЗСФАН, вып. 2, 1948.
40. Он же—Верхнекембрийская арбатская формация. Изв. Томского политехн. ин-та, т. 65, вып. 2, 1950.
41. Усов М. А.—Геология рудных месторождений Зап.-Сиб. края. Зап.-Сиб. геол. гидро-геодезич. трест, Томск, 1935.
42. Татарников П. М., Кузнецов В. А. и др.—Геологические исследования в районе Актовракского месторождения асбеста в верховьях р. Енисея (1932 г.) Тр. Центр. научно-исслед. геол. разв. ин-та, вып. 13, 1934.
43. Усов М. А.—Гипербазитовая формация Западной Сибири. Сбор., посвященный акад. В. А. Обручеву, АН СССР, 1939.
44. Он же—Фазы эффузивов. Изв. Томск. техн. ин-та, т. 46, 1925.
45. Он же—Фазии и фазы пород эффузивного облика. Пробл. Сов. геол., т. 5, № 3, 1935.
46. Он же—Новые данные геологии Западного Саяна. Пробл. Сов. геол. т. 5, № 5, 1935.
47. Он же—Фазы и циклы тектогенеза Западносибирского края. Томск, 1936.
48. Он же—Стратиграфическое положение интрузивных тел. Сов. геол., № 4—5, 1939.
49. Халфин Л. Л.—Фауна и стратиграфия девонских отложений Горного Алтая. Изв. Томского политехн. ин-та, т. 65, вып. 1, 1948.
50. Хесс Г. Г.—Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита (к проблеме офиолитов). Тр. XVII сессии Межд. геол. конгр., т. II, 1939.
51. Чураков А. Н.—Кузнецкий Алатау. Очерки по геологии Сибири. АН СССР, 1932.

52. Он же—Современное состояние наших знаний о стратиграфии и тектонике древних отложений южной части Сибири. Изв. АН СССР, отд. мат. и естеств. наук, 1—4, 1931.
53. Он же—О соотношении между кембрием и протерозоем в Кузнецком Алатау. Изв. АН СССР, отд. мат. и естеств. наук, № 1, 1932.
54. Он же—Геологическое строение восточной части Айгулакского и Западной окраины Курайского хребтов. Горный Алтай. Труды Ойротской комплексной экспедиции. Геология 1, АН СССР, 1941.
55. Lill. S. S.—The Geology of China. London, 1939.
56. Resser Ch. E.—Cambrian system (restricted) Of the Southern Appalachians. Geological society of America, special papers, № 15, 1938.
57. Богданов А. А.—Несоогласия, их типы и значения их изучения. Изв. АН СССР серия геолог. № 2, 1949.
58. Болгов Г. П. и Сивов А. Г.—Новые данные по стратиграфии древнего палеозоя юго-западного склона Кузнецкого Алатау. Пробл. Сов. геол. № 9, 1933.
59. Винкман М. К.—Структура и стратиграфия древних толщ катунского горелантиклинального выступа на Северном Алтае. Труды горно-геолог. инст. ЗСФАН СССР. Вопросы докембрия Западной Сибири, вып. 2, 1948.
60. Калугин А. С.—Результаты работ ЗСГУ за 1946 г. по геологической карте. Бест. Зап.-Сиб. геолог. упр. № 1—2, 1947.
61. Краснощева П. С.—Водоросли и археодиады древнейших толщ потехинского планшета Хакасии. Матер. по геологии Красноярского края, III, 1937.
62. Кузьмин А. М.—Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна. Изв. Сиб. отд. геолог. ком., т. 7, вып. 2, 1928.
63. Кузнецов Ю. А.—Геология района г. Красноярска. Изв. Зап.-Сиб. геолог.-разв. треста, т. 12, вып. 2, 1932.
64. Лермонтова Е. В.—Некоторые новые данные о кембрийских трилобитах из торгошинских известняков. Изв. геолог. ком., т. 43, 1924.
65. Лермонтова Е. В.—Нижнекембрийские трилобиты и брахиоподы Восточной Сибири. Госгеолиздат, 1951.
66. Нехорошев В. П.—О докембрии и об особенностях стратиграфии Западной Сибири. Сов. геол., сбор. 27, 1947.
67. Радугин К. В.—Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории. Матер. по геологии. Зап. Сиб. геол. трест, вып. 37, 1936.
68. Радугин К. В.—Геологический очерк Чемальского листа Горного Алтая. Горный Алтай, геология 1, АН СССР, 1941.
69. Радугин К. В.—Несколько страниц из истории Восточного Саяна. Сбор., посвящ. акад. В. А. Обручеву, АН СССР, т. 1, 1938.
70. Чураков А. Н.—Существует ли протерозой на юге Средней Сибири. Изв. АН СССР, серия геолог. № 1, 1939.
71. Taylor T. The Archacocyathinae of South Australia. Mem. of the R. Soc. South Australia, vol, VII, part. 2, 1910.