Records of the Geology of the West Siberian Region

Number 37

Editorial Board:
Prof. M. A. Ussov, Editor-in-Chief;
A. A. Vassiliev, Associate Editor

West Siberian Geological Trust
Tomsk
1936

-2883

Материалы по геологии Западно-Сибирского края

Выпуск 37

Под редакцией:
проф. М. А. Усова
(ответ. редактор)
А. А. Васильева

Центральная Геологическая
БИБЛИОТЕКА
Г.Г.Р.У.-В.С.Н.Х.-С.С.С.Р.

6037

Западно-Сибирский Геологический Трест
Томск
1936

2883 -

19[illegible]г.

Томск, Уполкрайлит № 911
Сдано в набор 13/XI-1936 г.
Подписано к печати 20/XII-1936 г.
Статформат 176 × 250/16.
Типография изд-ва „Красное Знамя"—Томск, Советская, № 3.

Знаков в печ. л. 63000.
Объем 7,5 печ. л.
Тираж 500 экз.
Заказ № 4516-36 г.

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО КРАЯ.
RECORDS OF THE GEOLOGY OF THE WEST-SIBERIAN REGION.
1936 № 37.

ЭЛЕМЕНТЫ СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКИ ГОРНОЙ ШОРИИ.

К. В. РАДУГИН.

Elements of the Stratigraphy and the Tectonic of the Gornaya Shoria.

By K. V. Radooguin.

1. Краткая история изучения Горной Шории.

Скудные сведения о геологии Горной Шории появляются еще в восемнадцатом веке, а затем много позже некоторые данные по геологии Горной Шории мы встречаем лишь у проф. Иностранцева (11), Б. К. Поленова (23) и П. П. Гудкова (8).

Значительным шагом вперед были исследования проф. М. А. Усова, в работе которого (33, 34) мы находим впервые описание кембрия и силура Горной Шории. Тому же исследователю принадлежит весьма важное для стратиграфии Горной Шории установление детально расчлененной Тельбеской формации диагенетизированных эффузивов, Тельбесской адамеллитовой гипабиссальной интрузии (33, 38 и 49) и соответствующих им тектонических движений.

Затем, начавший еще ранее исследования в Кондомском районе Горной Шории К. Г. Тюменцев публикует свой отчет (32), где мы встречаем довольно дробное расчленение стратиграфии района. В этой работе—между прочим—выделяется из палеозойских формаций докембрий (32, 100–102, 110—111, 114—115), впрочем без достаточной аргументации, а именно, лишь на основании различной дислоцированности его по сравнению с Cm и наличия перерыва между ними.

В 1930 г. Горной Шории коснулась десятиверстная съемка, проведенная О. К. Полетаевой (24)—между прочим—и в верхней части бассейна р. Мрассу; О. К. Полетаева при этом собрала по рч. Мазасу и рч. Кийзасу коллекцию археоциат, отправленную затем А. Г. Вологдину для обработки. В результате ее последний (4) приводит следующие формы с рч. Кийзаса (Кызаса): *Archaeocyathus ijizhii Toll, A. proskurjakovi Toll* и др. Так как среди этих форм он видит и средне- и нижнекембрийские, то приходит к выводу о смешении и вторичном залегании этих окаменелостей. Последние, однако, по заявлению О. К. Полетаевой и А. Г. Сивова, происходят из одного горизонта однородного известняка.

С 1919 года в изучении Горной Шории принимает участие А. М. Кузьмин; о результатах его работы мы находим некоторые сведения в годовых отчетах Сибирского геологического учреждения, а затем в 1933 г. он публикует свои выводы в краткой статье (15). Эти выводы были в значительной мере основаны на результатах новейших исследований, проведенных под его руководством в 1931—1932 гг. в Горной Шории группой молодых геологов и имевших своей целью открытие железных руд для Сталинского завода. Так как геологическая съемка при этих исследованиях стояла на втором плане, ибо каждый геолог работал лишь год и нередко впервые, а также по другим причинам—полученные результаты были во многих отношениях несовершенны, в особенности в вопросах стратиграфии

и с точки зрения единой геологической карты Горной Шории. Это обстоятельство получило яркое отражение и в не опубликованных материалах—картах и отчетах всех начальников горношорских партий, и в опубликованных статьях (3, 15 и 18). В них ясно видно отсутствие единой точки зрения на стратиграфию района.

Основным запутанным вопросом, как и для всей Зап. Сибири, явился вопрос о том, имеется ли в Горной Шории докембрий. Но не было недостатка в расхождениях и по другим вопросам. Так, например, красноцветная толща Верхнекондомского грабена, отнесенная предположительно к D_3 К. Г. Тюменцевым, столь же бездоказательно была отнесена к D_{1-2} последующим исследователем В. Д. Вертелем. Таких примеров можно привести весьма большое количество[1]). Это было естественным следствием слабого внимания к вопросам стратиграфии и плохой организации камеральной обработки, благодаря чему собранный материал в значительной мере остался необработанным.

Такое положение, особенно невозможность составить единую карту Горной Шории, привело к организации специальных работ для разрешения спорных вопросов стратиграфии Горной Шории. Эти исследования, начатые автором в 1934 г. при участии в них проф. М. А. Усова и куратора ЗСГГГТ А. Г. Вологдина[2]), были закончены в 1935 г., хотя проектировались на трехлетний срок и гораздо шире. Такое прекращение исследований, надо полагать—временное, нельзя признать удачным пред лицом очередной сессии Международного геологического конгресса Это справедливо особенно потому, что Горная Шория, на которую затрачены немалые средства, имеет все данные стать по степени изученности на уровень Зап. Европы, а в некоторых отношениях ее геология, например, открытая нами древнейшая флора водорослевых доломитов, вызовет интерес и за пределами СССР.

II. Докембрий Горной Шории.

А. История вопроса о докембрии в Горной Шории.

Вопрос о докембрии в Горной Шории нельзя рассматривать вне связи с таким же вопросом по отношению ко всей Сибири. Но так как это рассмотрение сильно увеличило бы объем настоящей работы, то мы ограничимся очень немногим, имея ввиду, что история данного вопроса уже не раз излагалась (2, 4, 38 и 41); к тому же имеется и сводка акад. В. А. Обручева (21).

Впервые о докембрии в Горной Шории упоминает А. М. Кузьмин (16, 7,8, 18), который указывает ряд наблюдений, приведенных им в доказательство докембрийского возраста формации битуминозных известняков и кварцитов (16).

Эти наблюдения были мной частично повторены осенью 1931 года при знакомстве с „граувакковой формацией Cm_1“ А. М. Кузьмина по первоисточникам. К сожалению, при этом пришлось убедиться, что те конгломераты этой формации, которые считались базальными по отношению к кембрию (16, 5, 10 и 17), таковыми не являются. Так, конгломераты Андобинского прииска содержат гальку белых известняков, которые выходят рядом и которые А. М. Кузьмин считал кембрийскими (16, карта). Там же имеются гальки пироксеновых порфиритов, весьма похожих на кембрийские.

---

1) Детальный обзор и сводку геологических данных по работам горношорских партий, начиная с 1926 г., дать невозможно из-за нед статка места.

2) За помощь, полученную мной от них, в особенности от моего учителя М. А. Усова, я очень благодарен.

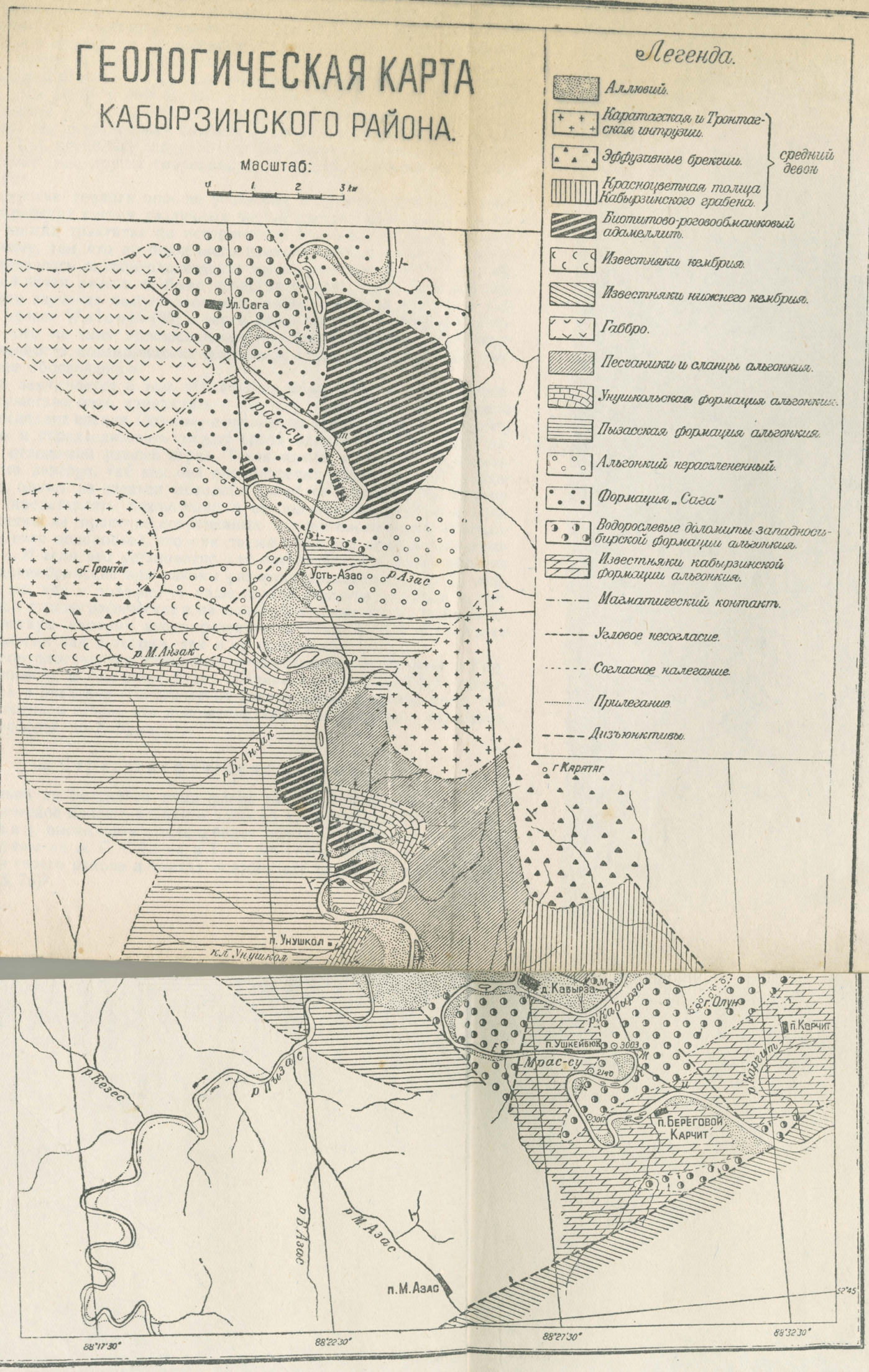
Далее в конгломератах р. Лебеди, выходящих немного выше устья рч. Сеи, мной были найдены гальки известняка с археоциатами, что сделало возможным трактовать их возраст не только как Cm_1, но и как Cm_2 или даже моложе. Затем в осмотренных мной конгломератах уч. Салма (на Салаире) найдены были в гальке розоватые известняки и другие члены зеленокаменной формации, отнесенной А. М. Кузьминым к Cm (16, 5). Таким образом, и здесь нет оснований говорить о базальном конгломерате и о несомненном Cm_1. его возрасте.

В свое время я даже рассматривал конгломераты у устья рч. Сеи как нижнесилурийские образования, так как в них находил гальку известняка с кораллами (?), что осталось непроверенным из за утери коллекции (21, 273). Я считаю нелишним упомянуть об этих своих выводах лишь потому, чтобы показать, насколько мало я был склонен признавать без доказательства и Cm_1, и PCm; и не моя вина, если мне все же приходится утверждать их реальность под влиянием простых и ясных соотношений в древнейших толщах Горной Шории.

Приведенное выше показывает, что вопросы о самом наличии докембрия в Горной Шории и о соотношении его с кембрием не были разрешены первыми исследователями Горной Шории—сторонниками докембрия; это замечание относится в полной мере и к прежним исследователям, например, К. Г. Тюменцеву (32), и к молодым исследователям этого района, работавшим там в 1931—33 гг., внимание которых к вопросам стратиграфии было явно недостаточным.

Благоприятная обстановка для разрешения этих вопросов была, однако, подготовлена в последнее время, когда А. Г. Вологдин стал изучать Cm. археоциаты, строго установивши наличие в Зап. Сибири 2 горизонтов Cm_1 (4). С другой стороны, К. В. Радугин в Саралинской флоре водорослей установил еще в начале 1930 года *Newlandia concentrica* Walc. и др. аналоги американских эозойских *Calcalgae*. Это послужило толчком к постановлению Научного Совета Зап.-Сиб. Геол. комитета о дополнительных сборах их, что было выполнено П. С. Краснопеевой, и об изучении их, выполненном К. В. Радугиным (26) и П. С. Краснопеевой (14). Изучение археоциат и водорослей, несомненно, дало тот фундамент, на котором только и возможно построить правильное представление о соотношении Cm и PCm. И именно на этом фундаменте, а также на анализе тектонико-стратиграфических отношений, строится автором стратиграфия Cm и PCm в данной работе. Вот почему, мне кажется, настоящая работа является некоторым шагом вперед по сравнению с работой Г. П. Болгова и А. Г. Сивова (3, 73—75), к которой мы переходим и в которой докембрий отрицается вовсе. Эта работа Г. П. Болгова и А. Г. Сивова имела немалое положительное значение, поскольку острие ее было направлено против довольно грубых представлений о различиях Cm. и PCm. известняков и мраморов. Они совершенно правильно отмечают, что и наличие силицилитов, и битуминозность, и кристаллическая структура, и темная окраска,—все это отнюдь не является характерным признаком только тех известняков, которые считались докембрийскими, но встречается довольно часто и в известняках с археоциатами, тем самым уничтожая представления некоторых геологов о „руководящем" значении этих признаков. Но вместе с тем их рассуждения на эту тему, может быть, из-за краткости статьи оставались рассуждениями об абстрактных признаках, отделенных от конкретных формаций со всеми их тектонико-стратиграфическими взаимоотношениями. Затем, отсутствие в статье описания тектонических связей, графики и т. п. избавляет меня от детального разбора ее, тем более, что излагаемый ниже материал может быть сам по себе противопоставлен ей.

В результате сделанного обзора мы видим, что ни сторонники, ни про-


ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
КАБЫРЗИНСКОГО РАЙОНА.
Масштаб:
0 1 2 3 км
Легенда.
Аллювий.
Каратагская и Тронтагская интрузии.
Эффузивные брекчии.
Красноцветная толща Кабырзинского грабена.
средний девон
Биотитово-роговообманковый адамеллит.
Известняки кембрия.
Известняки нижнего кембрия.
Габбро.
Песчаники и сланцы альгонкия.
Унушкольская формация альгонкия.
Пызасская формация альгонкия.
Альгонкий нерасчлененный.
Формация „Сага"
Водорослевые доломиты западносибирской формации альгонкия.
Известняки кабырзинской формации альгонкия.
Магматический контакт.
Угловое несогласие.
Согласное налегание.
Прилегание.
Дизъюнктивы.
Ул. Сага
р. Мрас-су
г. Тронтаг
Усть-Азас
р. Азас
р. М. Азак
р. Б. Азак
п. Унушкол
кл. Унушкол
г. Каратаг
д. Кавырза
р. Кабырза
г. Олун
п. Карчит
п. Ушкейюк
3003
Мрас-су
2140
р. Каргит
2017
п. Береговой Карчит
р. Кезес
р. Пызас
р. Б. Азас
р. М. Азас
п. М. Азас
52°55
52°45
88°17'30"
88°22'30"
88°27'30"
88°32'30"

Фиг. 1.

тники докембрия в Горной Шории не имели в своих руках достаточных данных для доказательства своей точки зрения. Такое положение вполне гармонировало с такой же неразрешенностью проблемы докембрия для всей Зап. Сибири, уже отмеченной в литературе (3).

Б. Положительные данные о существовании докембрия.

При описании докембрия Горной Шории мы увидим, что он не только имеется там, но и характеризуется своеобразным комплексом элементов своей палеонтологии, стратиграфии, тектоники и магматической жизни. Здесь мы приведем лишь некоторую часть фактического материала о докембрии Горной Шории, которая покажет нам его наличие.

1. Палеонтологические данные.

Формации мраморов и доломитов, отнесенные мною к докембрию, характеризуются специфическим миром *Calcalgae*[1]). Аналогов этой флоры мы находим лишь в докембрии С. Америки и в равноценных отложениях Саралинского района Зап. Сибири. Своеобразный комплекс форм с характерным представителем их—родом *Newlandia* Walc. нигде в мире не встречен даже в нижнекембрийских отложениях. Колоссальная работа по изучению органических остатков кембрия, проведенная в последнее десятилетие известным авторитетом по археоциатам А. Г. Вологдиным, показала воочию, что и в пределах нашего Союза в кембрии, в частности—в нижнем его отделе, упомянутый комплекс форм отсутствует.

В связи с вопросом о стратиграфическом положении слоев с *Newlandia* необходимо отметить недавно сделанную находку рода *Lingulella* в альгонкских слоях С. Америки (47). Этот интереснейший факт таким образом устанавливает появление брахиопод еще в протерозое, что было известно по отношению к гастроподам и некоторым другим организмам. Надо надеяться, что и трилобиты, а также археоциаты или их прародители будут, наконец, открыты в альгонкской системе или в промежуточной, лежащей ниже нижнего кембрия (вроде спарагмитовой формации Норвегии). К сожалению, мне не удалось пока найти трилобитов в верхнеальгонкских известняках Горной Шории.

Несмотря на то, что *Newlandia* еще не найдена в кембрии, А. Г. Вологдин высказывается вслед за Я. С. Эдельштейном за необходимость пересмотра стратиграфического положения и возраста Саралинской флоры с *Newlandia*; при этом он указывает на установленное им наличие в этой флоре водорослей *Paleoporella* Pia et Hirmer и *Pachytheca* Hooker, сравнительно высокоорганизованных и известных до сих пор лишь в S_1, а также на редкость находок флоры с *Newlandia*. Поэтому он склонен предполагать, что слои с *Newlandia* являются лишь редкой фацией одной из свит кембрия.

Однако, редкость находок *Newlandia* вполне понятна по двум причинам. Во-первых, почти никто не знал о таких окаменелостях, а после недавнего открытия их в Зап. Сибири лишь отдельные геологи занимались специальными поисками их. Во вторых, и найти-то их не так легко даже специалисту, и не потому, что эта вторая причина редкости находок обусловливается опытностью в поисках окаменелостей, а по объективной причине, о которой, забегая вперед, я скажу здесь: эта причина—высокое положение слоев с *Newlandia* в колонке докембрия и несогласие между последним и кембрием, сопровождавшееся размывом докембрия. Именно

---

[1]) Calcalgae альгонкия Горной Шории. Рукопись. 1935 г.

верхние горизонты его страдали при этом чаще и больше всего, и поэтому сохранились они лишь в немногих пунктах, которые будущие исследования умножат в максимально возможной степени.

Что касается ссылок на наличие нижнесилурийских родов, то это, конечно, заслуживает серьезного внимания. Однако и этот факт далеко не прочная база для отрицания докембрийского возраста *Newlandia* и ее современников. Разве мы не знаем таких совсем недавно установленных фактов, как распространение в Cm Сибири строматопор и табулят, ранее неизвестных там (4, 25 и 45)? И до тех пор, пока не будет *Newlandia* найдена совместно с Cm. археоциатами, она не потеряет своего руководящего значения. Но даже и такая находка лишь усложнила бы дело различения Cm и PCm, поскольку потребовала бы более детального изучения видов *Newlandia* (или других современных ей форм), особенно их изменения во времени.

Наконец, многие геологи вообще усомнятся в возможности параллелизации докембрийских систем различных частей света. Такая мысль высказывается во многих трактатах по исторической геологии. Однако, вызвана она, повидимому, тем, что до последнего времени именно у порога докембрия останавливалась палеонтологическая мысль, именно из этих древнейших формаций почти ничего не было известно. Но вот очень крупный шаг вперед по пути изучения палеонтологии докембрия вслед за пионером Cayeux и др. делает Walcott (46), а затем наши попытки изучения Сибирской флоры того же типа опрокидывают, во-первых, мнение о практической безжизненности докембрийских формаций, а во-вторых, и другое мнение, еще менее обоснованное.

Последнее заключается в том, что вообще водоросли, как низко организованные существа, мало изменялись с момента зарождения их на нашей планете до последних времен. Поэтому-де нельзя на таком материале строить стратиграфию и параллелизовать между собой одинаковые горизонты докембрийских отложений разных стран. Такая мысль, мне кажется, не заслуживает даже разбора, так как она противоречит идее развития органического мира, одним из звеньев которого являются и водоросли. Почему они должны представлять исключение и не подчиняться всеобщим законам? И мы видим на практике современных палеонтологических исследований, касающихся водорослей, что они также дают ряд прекрасных руководящих форм. И если это установлено для палеозойских и более поздних систем, то в докембрийские эры законы развития органического мира действовали так же, как и позднее. И наша задача заключается лишь в том, чтобы, увязывая стратиграфические и палеонтологические исследования, воссоздать конкретную картину этого развития в эозое и использовать ее затем для геологии как в теории, так и на практике.

Итак, палеонтологические основания существования докембрия в Горной Шории—налицо, и чем шире будет соприкасаться современная геологическая мысль в практике геологических исследований с докембрием, тем скорее ее достоянием станет это положение, как и положение о серьезном значении водорослей докембрия.

2. Стратиграфические данные.

Действительно ли описанная нами флора вместе с *Newlandia* занимает то стратиграфическое положение, какое здесь ей приписывается? Не прав ли А. Г. Вологдин, высказывая мысль о более молодом возрасте этой флоры вообще? Не правы ли А. Г. Сивов и Г. П. Болгов, относя к Cm_2 почти все известняки своего района и считая поэтому все формации его не древнее кембрия (3, 76)?

Огромной заслугой А. Г. Вологдина является изучение им археоциат СССР, а вместе с тем и установление им двух „горизонтов" нижнего кембрия (камешковского—Cm_1^3 и „горизонта" с Ar. immanis—Cm_1^4) с соответствующей фауной археоциат. В свете его исследований становится ясной ошибка некоторых геологов, которые, следуя идее о Cm_2 возрасте археоциатовых известняков вообще, считали, что раз ими найдены археоциаты, значит они установили среднекембрийский возраст соответствующих отложений. Теперь же оказывается, что возраст карчитских известняков, известняков Ениса (фиг. 1) и Погунджи (левого притока р. Мрассу у г. Улутаг), согласно фауне археоциат, является именно нижнекембрийским, притом самыми низами палеонтологически охарактеризованного кембрия Зап. Сибири, а именно, Cm_1^2.

Как известно, в своих статьях Г. П. Болгов и А. Г Сивов (3) а также Ю. А. Кузнецов (18) приводят ряд наблюдений стратиграфического характера в пользу своих положений. Так, они говорят о согласном налегании в разрезе по Пызасу туфогеновой формации [1]) на формацию мраморов и силицилитов (ниже по течению), что должно как будто служить доказательством отсутствия перерыва между ними и, следовательно, кембрийского возраста последней из них, так как возраст первой считался, несомненно, средне- или даже верхнекембрийским. При падении на СВ, обе формации считаются опрокинутыми.

Но залегание слоев здесь не опрокинутое, а нормальное. Это доказывается в данном случае и сортировкой зерна, и соотношением слоистости и сланцеватости. Таким образом, если правы вышецитированные авторы в своем мнении о тесной связи и неразрывности контактирующих формаций, то они должны счесть слои с *Newlandia* за верхи Cm_2 или Cm_3, или даже за S_1—в зависимости от взглядов на возраст пызасской граувакковой формации. Представление о согласном налегании пызасской формации на Cm_2 (в слабо обнаженном разрезе у устья Пызаса) окончательно исчезает, если взглянуть на геологическую карту этого участка (фиг. 1). Здесь мы видим хорошо прослеженную полосу унушкольской формации (известняков с *Newlandia* или Cm_2 по Г. П. Болгову и А. Г. Сивову). Всюду она падает на ВЮВ и ССВ. К Ю от Тронтага имеется почти вертикальное падение ее на Ю; но в последнем случае по резко выраженным микронесогласию косых слоев, по сортировке материала, а также по расположению характерных слоев более молодые отложения находятся к ССВ, где затем фиксируется сначала замок, а затем и второе (но уже пологое) крыло синклинали.

На этой синклинали располагается другая синклиналь из Cm. (Cm_1?) известняка, лежащего с угловым несогласием на обеих упомянутых выше формациях. Поэтому я их отношу к докембрию. Довольно близко стоит к моей точке зрения А. Г. Вологдин (5), который считал известняки с *Newlandia* довольно древними (Cm^1_1). Однако, он, возможно, пришел бы к тому же выводу, как и я, ежели бы видел отношения древнейших формаций к нижнекембрийским известнякам по р. Мрассу.

Изучение этих отношений мы начнем с Карчитского района р. Мрассу. Там Cm_1. известняки, в частности археоциатовая рифовая фация их, при почти вертикальном падении имеют почти широтное простирание слоев, как это устанавливается рядом замеров. Надо сказать, что определение элементов залегания является здесь, в массивных неслоистых известняках, делом далеко не легким, и в этом направлении добавочные работы в будущем весьма желательны. Все же нам удалось не только установить положение слоев, но и определить на основании изучения ориентированных

[1]) Эта формация названа нами пызасской граувакковой формацией.

образцов окаменелостей (для нескольких пунктов), что слои лежат нормально и что, следовательно, более высокие горизонты располагаются к С. Так, в 0,5 *км* выше устья Ениса в ориентированном образце водоросли ясно наблюдается рост ее слоев именно к С.

Эти факты в связи с отсутствием повторения слоев дают основание считать здесь нормально залегающей без мелкой складчатости весьма мощную толщу Cm_1. известняков и мраморов. Что же мы наблюдаем к С от нее? Не накрывается ли там она согласно и непрерывно теми известняками, мраморами и доломитами, которые расположены к СЗ от нее?

Вне зависимости от того, относятся ли к кембрию или нет последние формации, на только что поставленный вопрос приходится ответить отрицательно и вот—почему. По Мрассу ниже Карчита сначала на протяжении 0,8 *км* тянутся Cm_1. известняки или мрамора, а затем их сменяют слои водорослевых доломитов, протянувшиеся по борту Мрассу на 0,5 *км* и простирающиеся на СВ. Однако, по рч. Карчиту они почти отсутствуют, несмотря на СВ. простирание их границы с Карчитским Cm_1 (фиг. 1). Зато там, в 0,5—0,6 *км* от устья появляется полоска рассланцеванных глинистых зеленоватых и лиловатых сланцев, замеченная мной еще в 1931 г. и детально прослеженная по простиранию в 1934 г. М. М. Коровиным. За ней изменяются и элементы залегания слоев: падение становится ЮВ. [1]), и литологический состав их. появляются черные мраморы.

Таким образом, мы имеем встречное падение черных слоистых мраморов без повторения карчитских слоев, чем и доказывается дизъюнктив между этими формациями. В связи с этим и исчезновение водорослевых доломитов является следствием того же дизъюнктива, а не онкоидной формы рифа.

К тому же выводу можно притти, если проследить границу Карчитского известняка к ЗЮЗ. Там мы видим, как доломиты от нее отходят, повидимому образуя синклиналь, и отделяются от кембрия черными слоистыми, известняками.

Данные выше факты и выводы из них заставляют забраковать рассмотренный контакт Cm_1 и древнейшей толщи и искать ясных соотношений между ними в других местах.

Прежде всего в том же Карчитском районе, у Ю. контакта кембрийских известняков (без фауны), мы видим в целом ряде точек выдержанное падение их в сторону С. азимутов. В 1,4 *км* от пос. Ениса к ЮВ эти кембрийские известняки сменяются полоской силицилитов, а далее начинаются типичные водорослевые доломиты альгонкия с несколько иными элементами залегания. Этот контакт, однако, по простиранию не прослежен и потому может оказать я дизъюнктивным. Во всяком случае здесь отношение кембрийских известняков к водорослевым доломитам альгонкия не является таким очевидным, как, например, выше по Мрассу. Так, у устья Колзаса, как видно на разрезе (фиг. 2). нижнекембрийские известняки лежат несогласно на водорослевых доломитах и перекрывающей их кластической формации. Этот контакт наблюдается непосредственно в хорошо обнаженной скале левого борта Колзаса, в 0,3 *км* от его устья и описан подробнее в отдельной статье (27).

Еще лучше такой же контакт можно наблюдать по левому борту Мрассу, в 3,75 *км* выше рч. Карасу (фиг. 2, обн. 1). Здесь контакт („а" в таблице А), косо поднимающийся по борту, вскрыт в ряде скал, основание которых сложено водорослевыми доломитами, а верхние части нижнекембрийскими тонкослоистыми калькоаренитами и кальколютитами. Последние залегают

---

[1]) Например, это наблюдается в обнажении левого берега Карчита, у поворота, при устье левого ручья.

вообще параллельно контакту (см. „б" в таблице А), тогда как доломиты („в" в таблице А) ориентированы различно и таким образом явно несогласно подходят к контакту, что видно из прилагаемой таблицы замеров (табл. А). Быстрая изменчивость залегания доломитов не может быть истолкована, как результат дисгармонической складчатости. Напротив, это—результат дислокаций, испытанных доломитами до отложения кембрийских известняков В самом деле, если бы здесь проявилась дисгармоническая складчатость, то в первую очередь известняки, как менее компетентные, а не доломиты — более жесткие—испытали бы ее. Таким образом, здесь с полной очевидностью устанавливается угловое несогласие между кембрием и докембрием. Описанный контакт является особенно надежным потому, что он расположен в замковой зоне складки.

Таблица А.

Точки контакта	Азимут падения	Угол падения
I $а_1$	80°	50°—30°
I $б_1$	80°	50°—30°
I $в_1$	65—80°	30°—35°
II $а_2$	70—90°	20—40°
II $б_2$	70—87°	20—40°
II $в_2$	187°	60°
III $а_3$	80°	60°
III $б_3$	78°	60°
III $в_3$	80°	45°

Я не касаюсь здесь возможных возражений с требованием обязательного наличия в основании несогласно лежащей серии конгломерата. Такие возражения давно потеряли свое значение, и я лишь напомню классический несогласный контакт в каньоне Колорадо, где горизонтальные слои палеозойских известняков лежат на вертикальных слоях докембрия без конгломератов.

Далее мы познакомимся с отношением кембрия и докембрия в Челейском районе среднего течения р. Мрассу. Следует отметить, что нашим предшественником в этом районе был молодой геолог М. Ф. Черкашенин, весьма тщательно проведший в 1931 г. сбор большого фактического материала по геологии района (37). К сожалению, им не было достаточно уделено внимания поискам окаменелостей, и поэтому возраст выделенных им докембрийских и кембрийских формаций остался не доказанным. А одна из этих формаций—эффузивная туфо-сланцевая [1])—даже заняла неопределенное положение, будучи отнесена им в одном месте к Cm_2, а в другом—к Cm_1, другими же исследователями к Cm_2 и Cm_3 (3, 15, 18, карта). И если наше внимание привлек район Челея, то не потому, что там был указан докембрий (в таком недоказанном докембрии недостатка не было), а потому, что там наблюдались конгломераты (37), изучение которых, а особенно их реликтовых тектоноструктур (29), обещало дать важные данные.

Это изучение, начатое сначала мной, было затем по моим указаниям продолжено сотрудником партии студ. 4 курса Томского индустриального института М А. Волонцевичем [2]). При этих работах, выполненных в значительной мере зимой, в весьма тяжелых условиях, был собран решающий материал.

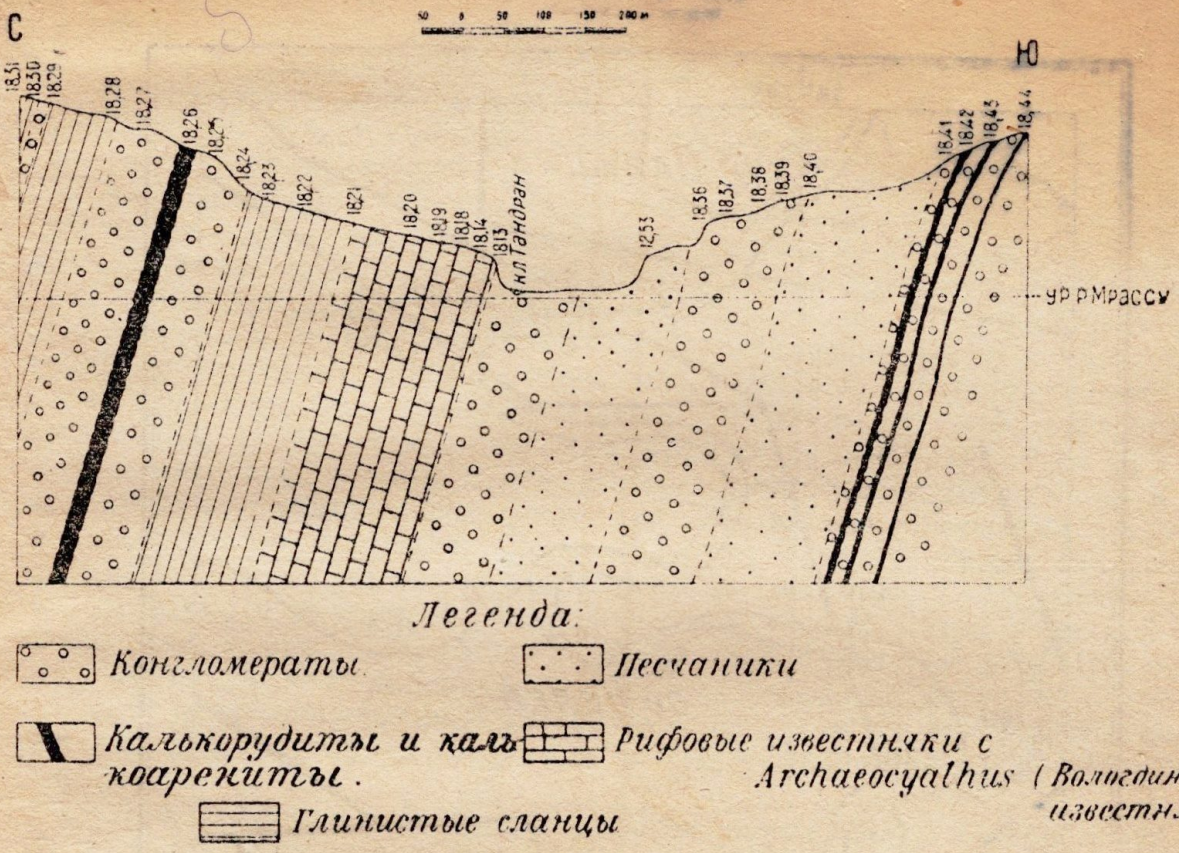
После продолжительных бесплодных поисков, автору удалось, наконец, найти археоциат на правой стороне р. Мрассу ниже Куйтугола; найденные сначала в обломках, они затем были обнаружены мной и в коренном выходе, в скале, высоко над рекой, в черном известняке (фиг. 4, обн. 2182).

[1]) Эта формация называется здесь мрасской формацией.
[2]) Ему я приношу искреннюю свою благодарность.

Вслед затем в бичевнике Мрассу выше Ср. Челея, в частности у устья рч. Тандрана, снова мной были открыты археоциаты в обломках (фиг. 3) Затем М. А Волонцевич нашел их по моим указаниям и по рч. Тандрану, в коренных выходах (а также в обн. 2162, у Куйтугола).

Возраст найденных археоциат, изученных и описанных автором в палеонтологической части, оказался нижнекембрийским. Правда, так как они найдены среди конгломератов, естественно предположить, что последние зна-

Схематический разрез мрасской формации Cm по р. Мрассу выше Среднего Челея



Легенда:

Конгломераты — *Песчаники*

Калькорудиты и калькоаренциты — *Рифовые известняки с Archaeocyathus (Вологдинский известняк)*

Глинистые сланцы

Фиг. 3.

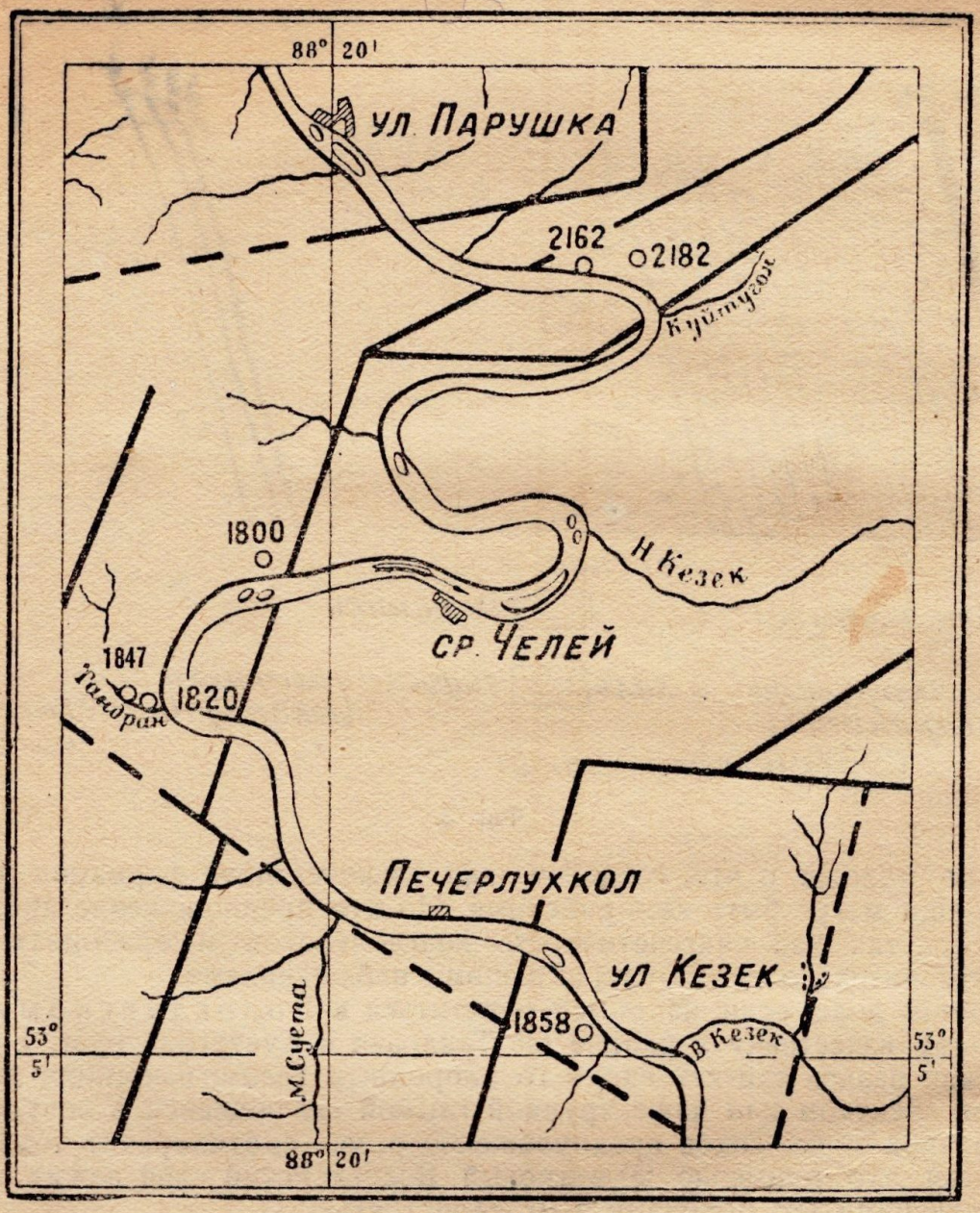
чительно моложе и что, следовательно, нижележащие формации древнейшей толщи могут быть кембрийскими. Но это предположение приходится отбросить, так как сингенетичность конгломератов и археоциат вполне удовлетворительно доказывается нашими наблюдениями.

В самом деле, если, например, обратиться к Вологдинскому археоциатовому известняку в районе рч. Тандрана и Куйтугола (фиг. 4 и 3), то его никак нельзя считать каким-то инородным телом, например, дизъюнктивным лоскутом или даже крупной глыбой свалившейся в конгломераты литоральной зоны. Такое предположение резко противоречит тому обстоятельству, что примерно 20-метровый Вологдинский слой лежит согласно с вмещающими его породами и их слоистостью.

Затем следует отметить тесную связь слоя с вмещающими породами, местами, например, в обн. 2182 и 2162 выражающуюся в постепенном переходе и в переслаивании. Особенно же убедительным и бесспорно доказывающим органическую связь Вологдинского слоя с вмещающей его формацией сланцев и конгломератов является наличие в нем галечек этих черных сланцев, примесь кластического материала, а кое-где и обломоч-

ный характер известняков, выражающийся в их тонкой, местами косой слоистости. Все это указывает, что Вологдинский слой формировался в литоральной зоне, представляя лишь рифовую и частью околорифовую фацию (в виде археоциатовых, водорослевых и брекчиевидных известняков).

Естественно, что условия этой фации весьма благоприятствовали размыву Вологдинского и аналогичных ему небольших рифов. Такой размыв



Фиг. 4.

в действительности и наблюдается, в частности фиксируется и в обнажении 2162 (фиг. 4) и др. В результате того же размыва в конгломерат попадали обломки археоциатового известняка, найденные между прочим М. А. Волонцевичем стратиграфически выше его, в обн. 1847, 0,3 *км* от устья Тандрана. Известняк этих галек тождественен литологически чер-

ным пахучим разностям Вологдинского слоя, а по фауне он также не представляет чего-либо особенного.

На этот факт мы обращаем особое внимание. В нем, возможно, коренится ошибка, благодаря которой поднимался чрезмерно высоко возраст слоев, например, Аккола (3, 18), содержащих в гальке археоциатовые известняки.

Итак, приведенное выше вполне удовлетворительно разрешает вопрос о возрасте мрасской формации—„эффузивной туфосланцевой формации" или—что то же—„эффузивно-туфо граувакковой формации" М. Ф. Черкашенина (37). Но, может быть, эта формация подстилает все остальные, относимые здесь к эозою?

Доказывать обратное значит ломиться в открытую дверь, так как никто из исследователей Горной Шории, касавшихся Челейского района, ни М. Ф. Черкашенин (37), ни А. М. Кузьмин (15, карта), ни их противник в некоторых вопросах стратиграфии Ю. А. Кузнецов (18),—ни один из них не сомневался в более молодом возрасте мрасской формации по сравнению с окружающими мраморами и доломитами. Все же здесь следует разобрать поставленный выше вопрос тем более, что залегание нижнего кембрия близ устья рч. Куйтугола дает повод его поднимать.

В самом деле, здесь наблюдается на первый взгляд антиклиналь мрасской формации с конгломератами и Вологдинским слоем в ядре ее. Но этому противоречит прежде всего нахождение к Ю от них черных слоистых мраморов, слои которых, залегая нормально (по дифференциальной сланцеватости, сортировке зерна и микронесогласиям), падают на С, в сторону мрасской формации, С. же контакт последней с аналогичными мраморами нельзя считать ясным, так как эти породы примыкают к границе под острым углом. Такой контакт можно поэтому скорее считать или несогласным, или дизъюнктивным (глыбовым надвигом). С последним хорошо согласуются наблюдения над микротектоникой внутри мрасской формации. Так, в обн. 2177, расположенном через 350 *м* от обн. 2162 по аз. 115°, мы наблюдаем поверхность взброса, падающую по аз. 5° под углом 40°, т. е. получившуюся под давлением с С. О том же говорит и асимметрия складок, слегка опрокинутых к ЮВ, и плойчатость, наблюдаемые в обн. 2162.

Наконец, мрасская формация моложе окружающих ее еще и потому, что ее конгломераты состоят не только из обломков самой формации, но и из обломков силицилитов, черных мраморов и черных сланцев этих прилегающих к ней формаций. Правда, аналогичные породы имеются и в самой мрасской формации, но анализ тектоноструктур упомянутых обломков, данный ниже, устраняет все сомнения в их происхождении.

3. Тектонические данные в пользу существования докембрия в Горной Шории.

а) Общие тектонические соотношения кембрия и докембрия характеризуются прежде всего тем, что мы находим сравнительно мало мест, где бы можно было видеть их в одной складке. Исследованные нами контакты между формациями, отнесенными здесь к докембрию, и заведомым Cm оказались большею частью дизъюнктивными; такое соотношение устанавливалось не столько по наличию разрыва, зон рассланцевки и т. д., сколько более надежным методом изучения контактов по простиранию с учетом залегания контактирующих формаций и их стратиграфического положения.

Отмеченные дизъюнктивные границы часто изолируют рассматриваемые комплексы образований, причем площади, занятые кембрием, относятся

к площадям, сложенным древнейшими толщами Горной Шории, как грабены (или краевые части ступенчатых грабенов) к горстам.

Указанные соотношения говорят о том, что Cm и PCm собраны были в складки не одновременно. Напротив, складки Cm формировались в условиях нажима со стороны поднимавшихся участков PCm.

Все сказанное выше о тектонических соотношениях Cm и PCm нельзя считать решающим. Поэтому нецелесообразно иллюстрировать эти положения фактическим материалом. Однако, они приведены здесь, как вполне гармонирующие с представлением о тектогенезе между Cm и PCm, что доказывается прежде всего анализом реликтовых тектоноструктур Cm_1. конгломерата.

б) Реликтовые тектоноструктуры в Cm_1. конгломератах имеют главное значение при доказательстве наличия докембрийского тектогенезиса. Не далее, как в 1934 году мной высказана была мысль (29), что метод реликтовых тектоноструктур окажет существенное влияние на разрешение вопросов стратиграфии, особенно связанных с разграничением Cm и PCm Зап. Сибири. И действительно, результаты применения этого метода летом 1934 г. доказывают это положение. Они далеко превозошли ожидания и выразились в конечном итоге, например, в строгом доказательстве тектогенеза в верхнем кембрии и на границе кембрия и докембрия. Что касается последнего, то факты и выводы, сюда относящиеся и полученные при изучении Cm_1. конгломератов в районе Ср. Челея (фиг. 4 и 3), являются достаточно убедительными и яркими.

Первым звеном в цепи этих фактов являются следы континентального перерыва в отложении, искусно замаскированные природой или отсутствующие в районе Кабырзы, но ярко выраженные в самих конгломератах и в выветривании его галек в районе Челея.

Конгломераты мрасской формации являются частью, а может быть, и целиком интраформационными образованиями и состоят нередко из обломков пород, с которыми они переслаиваются, что можно хорошо видеть, например, в обн. № 2162 (фиг. 4) и многих других. Но в нижней (по течению) части Куйтугольского разреза в конгломератах принимают значительное участие дайковые и эффузивные, а также интрузивные породы, вскрытые, очевидно, при довольно глубоком размыве более древней формации. О том же говорят и гальки мраморов, черных глинистых или ороговикованных сланцев и силицилитов. Хотя последние на первый взгляд и похожи на Cm. породы, но по своим реликтовым тектоноструктурам они, несомненно, представляют докембрийскую толщу, как это видно ниже.

Наконец, континентальный перерыв в отложении доказывается упомянутыми следами выветривания некоторых галек конгломератов мрасской формации. Ярче всего это видно (фиг. 5) на гальках черного мрамора, по периферии приобретших в силу окисления органических примесей белую окраску. Мне кажется, едва ли такое осветление во всех случаях можно связывать с современным выветриванием или воздействием эманаций контактовой зоны, в которой залегают конгломераты мрасской формации; такое воздействие сказалось бы на всех гальках, тогда как мы рядом с изображенными на фиг. 5 гальками наблюдали гальки того же известняка или мрамора без окисленной каймы.

Реликтовые тектоноструктуры галек конгломератов мрасской формации проявляются прежде всего в их форме. О таких тектоноструктурах я не рискнул сказать в своей статье о реликтовой тектонике (29), так как мысль о них, возникшая при наблюдении над формой гальки из рыхлых отложений, не была проверена. Теперь эта проверка

сделана, и мы имеет много прекрасных иллюстраций данного вида реликтовых тектоноструктур, в частности в разбираемых конгломератах.

Упомянутые выше структуры галек проявляются в их форме—форме граненых галек—при несовершенном окатывании тех остроугольных парал-



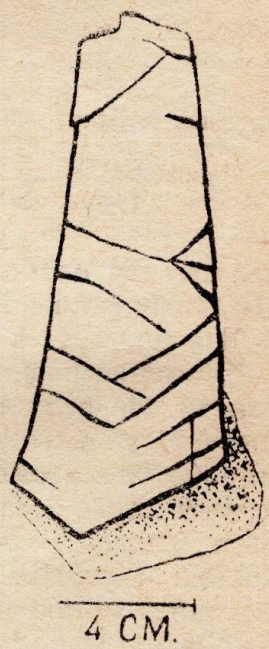
Фиг. 5. Галька мрамора из конгломерата мрасской формации, обесцвеченная по периферии.

лелепипедов, которые неизбежно получаются при физическом выветривании сильно дислоцированных горных пород. И поскольку правильно, что одним из основных свойств их после воздействия на них тангенциального давления является их способность распадаться на параллелепипеды и подобные им формы обломков, постольку правильно использовать реликты этих форм в виде „граненых галек" для доказательства тангенциального давления—виновника появления их.

Наиболее изящной формой проявления разбираемого вида реликтовых тектоноструктур можно считать тот случай, когда параллельно граням полуокатанной гальки внутри нее наблюдаются трещинки. Все это в отчетливой форме многократно наблюдается в конгломератах мрасской формации. Так, на фиг. 6 и 7 мы имеем не только несовершенно окатанные „граненые галь-



Фиг. 6. Галька силицилита с реликтовой отдельностью из конгломерата мрасской формации.



Фиг. 7. Остроугольный обломок силицилита из конгломерата мрасской формации с реликтовой трещиноватостью, отраженной во внешней форме обломка.

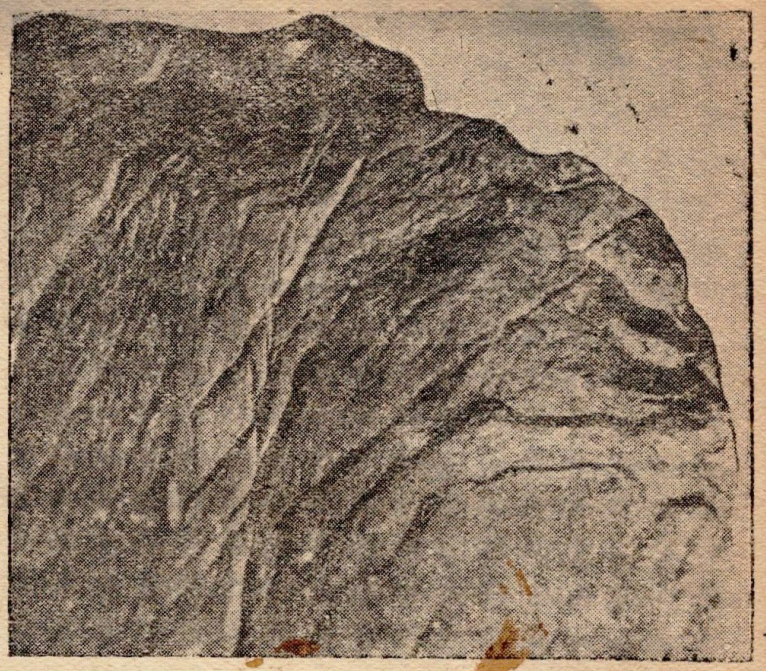
ки", но и трещинки в них параллельно их граням. Опыт лета 1934 года показывает, что наиболее удобным и быстрым путем к установлению реликтовых тектоноструктур являются как раз поиски „граненых галек". Это обстоятельство следует иметь ввиду всем, использующим метод реликтовых тектоноструктур на практике.

Как и следовало ожидать, реликтовая плойчатость представляет сравнительно редкое явление; все же в конгломератах мрасской формации она зафиксирована в нескольких пунктах (фиг. 10).

Чрезвычайно важно отметить, что нами констатированы в конгломератах мрасской формации гальки с реликтами секущей слои сланцеватости. Как известно, такая сланцеватость указывает на сравнительно высокую степень динамометаморфизма. И если она, например, встречается на каждом шагу в Томских глинистых сланцах Колыванской складчатой зо-



Фиг. 8. Валун из нижнекембрийского конгломерата с прожилками по реликтовой трещиноватости.



Фиг. 9 Реликтовая сланцеватость, секущая слои и расположенная по главной плоскости симметрии гальки. Из конгломерата мрасской формации.

ны, то для слабо дислоцированных эпиконтинентальных аргиллитов C_1 и $Д_3$ В. окраины Кузбасса она совершенно не характерна.

На фиг. 8, 11 и 9 и 12 мы имеем некоторые из задокументированных нашими наблюдениями случаев реликтовой сланцеватости, секущей слоистость. На этих фигурах прекрасно видно, что форма галек, как это часто бывает у окатанных обломков рассланцеванных пород, предопределена именно сланцеватостью. Очень характерен образец черного слоистого тонкозернистого мрамора, галька которого сбоку видна на фиг. 9. Здесь мы видим, как, с одной стороны, параллельно главной плоскости симметрии гальки идут трещины ее реликтовой сланцеватости, а с другой—как с этой сланцеватостью резко не совпадает несомненная слоистость данной хорошо выраженной осадочной породы, ничем не отличающейся от мраморов нашего докембрия.

Наконец, следует еще отметить реликтовые микроскопические дизъюнктивы, наблюдающиеся вместе с плойчатостью и, вероятно, возникшие одновременно с нею (фиг. 10). Конечно, эту картину можно было бы объяснять и подводным скольжением, но это маловероятно при на-

личии в изображенной глыбе сланцеватости, закономерно связанной с плойчатостью.

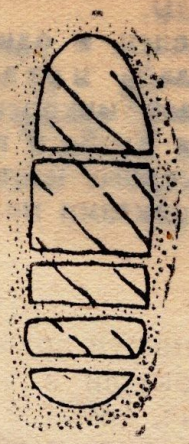
Приведенные примеры реликтовых тектоноструктур конгломератов Cm_1 можно было бы увеличить путем анализа ориентированных шлифов из де-



Фиг. 10. Реликтовые микросбросы и плойчатость в валуне из нижнекембрийского конгломерата.



Фиг. 11. Реликтовая сланцеватость, секущая слои и отраженная во внешней форме валуна черного тонкозернистого мрамора из конгломерата мрасской формации.



Фиг. 12. Реликтовые трещины, заполненные цементом Cm_1 конгломерата.

формированных минералов. Но в этом нет никакой необходимости. Совершенно очевидно, что до образования конгломератов Cm_1 многие породы, попавшие в его гальки, были подвергнуты довольно сильному тангенциальному давлению.

Теперь интересно посмотреть, что это за породы и где мы имеем те формации, из которых они происходят. Сводя в одно все обломки с реликтами докембрийской тектоники, мы видим следующий набор этих пород, первичные свойства которых довольно хорошо проступают сквозь вуаль позднейшего метаморфизма: темносерые силицилиты, черные глинистые сланцы, черные и темносерые мраморы и другие—главным образом—интрузивные породы.

Не трудно сделать надлежащий вывод после рассмотрения упомянутых выше галек. Такой вывод очевиден, если эти гальки сравнить в натуре с компонентами тех формаций, которые относятся здесь к докембрию. Это сравнение говорит о полном их тождестве с силицилитами, мраморами и глинистыми сланцами докембрия. Таким образом, нельзя думать, что подстилающие Cm_1 слои с *Newlandia* могут лежать с ним согласно. Нет! Гальки нижнекембрийского конгломерата как раз относятся бесспорно к протерозою и следовательно столь же бесспорно устанавливают тектогенез между кембрием и докембрием, вопреки мнению некоторых геологов (3, 18).

в) Вскрытие докембрийской интрузии. Для полноты картины сотношений Cm и PCm Горной Шории остается сказать, что в конгломератах мрасской формации и в подстилающих ее слоях имеются гальки катаклазированного микроклинового гранита и гнейсо-гранита, диорита, габ-

габро-диорита и лиорит-порфирита, а также других изверженных пород. Правда, сторонники отсутствия явного несогласия между Cm и PCm, быть может, нам укажут, что в недислоцированных эпиконтинентальных отложениях С. Америки и им подобных имеются лакколиты, которые, дескать, при эпирогенных движениях могли быть вскрыты и дать свою гальку в конгломерат. Однако, все это крайне мало вероятно и мало соответствует и типу метаморфизма, и характеру интрузии. Далее, не говоря уже о вышеописанных реликтах докембрийской тектоники, следует отметить еще ряд наблюдений в гальках (фиг. 8), которые отчетливо рисуют, как по экзокинетическим трещинам, существовавшим до интрузии, проникали эманации ее и отлагали в них кальцит, кварц и другие минералы.

Наконец, в одном обнажении (фиг. 4, обн. № 1858, ниже кл. В. Кезек) Cm_1. слабо метаморфизованного конгломерата, как это устанавливает микроскопическое исследование глинистого цемента, имеются крупная глыба и гальки хлоритового и кварцево-хлоритового сланца зеленоватосерого цвета. Этот факт трудно объяснить иначе, как докембрийскими циклами магматической и тектонической жизни земной коры.

4. Общие выводы.

Суммируя приведенный далеко не полный фактический материал наших исследований и выводы из них, можно так сформулировать основные положения, которые следует считать доказанными.

1) Комплекс образований, относимых здесь к докембрию, древнее мрасской формации, так как последняя в своих гальках содержит их элементы, как-то: черные мраморы, глинистые сланцы, силицилиты и др.

2) Мрасская формация содержит Вологдинский археоциатовый известняк, возраст которого, согласно анализу палеонтологической части, едва ли моложе Cm_1; по крайней мере об этом говорит наличие таких форм, как *Labyrinthomorpha tolli* Vol. и *Loculicyathus tolli* Vologd.

3) В верхней части докембрия Горной Шории имеется флора, содержащая род *Newlandia* Walc., доселе неизвестный где-либо, кроме верхней части эозоя С. Америки.

4) Пред отложением мрасской формации мощная толща докембрия, несомненно, испытала сильное тангенциальное давление с образованием в частности динамометаморфизованных сланцев, плойчатости, микросбросов и т. д. В связи с неизбежным закреплением пород докембрия постальгонкской сладчатостью стоит небольшое количество строго зафиксированных случаев нормального стратиграфического контакта между ним и Cm, а также распределение их, как правило, в разобщенные дизъюнктивами горсты и грабены.

5) В случае нормального налегания нижнего кембрия на докембрий оно оказывается явно несогласным; это гармонирует с устанавливаемым в районе Кабырзы резко различным направлением складок верхнего альгонкия и нижнего кембрия.

6) В связи с докембрийским тектогенезом проявились интрузия докембрийских габбро диоритов, попавших затем в конгломераты мрасской формации, а также Порожинская интрузия гнейсовидных гранитов, описанных ниже.

К этим бесспорным положениям следует добавить следующее. Если бы можно допустить, что в логической цепи наших рассуждений и выводов, а также в наших наблюдениях кроется какая-либо ошибка, если допустить, что описываемые ниже, а именно, известняки района Карчита, отнесенные А. Г. Вологдиным к Cm_1 и имеющие мощность свыше 1,5 *км*, подсти-

лают нормально формации нашего PCm,—то мощность нижнего кембрия будет измеряться цифрой значительно более 10 *км* [1]), что мы конечно, не можем принять: нигде в мире таких мощностей существенно органогенных отложений не зафиксировано для одного отдела.

Итак, мы окончательно приходим к выводу о наличии докембрия в Горной Шории. Этот вывод, однако, должен быть проверен, прежде чем быть принятым всеми. Можно, например, допустить, что в нашем докембрии, в верхних его толщах, будет открыта фауна археоциат. Это будет интереснейшим фактом, так как поставит в порядок дня решение проблемы о зарождении археоциат в докембрии или в случае несомненного Cm_1. возраста их о распространении в Cm *Newlandia* и о чрезвычайной мощности Cm_1. отложений. И в том, и в другом случае это будет весьма ценным вкладом в нашу науку. Особенно было бы интересным установлением следов трилобитов и археоциат в докембрии, так как это дало бы нам в руки еще одно могущественное средство для параллелизации докембрийских систем. Возможность же такого случая логически вполне обоснована, так как даже в Cm_1^1 Австралии группа археоциат настолько дифференцирована, что естественно ожидать их более примитивных предков в докембрии.

В. Степень изученности докембрия Горной Шории.

Изложенный выше вопрос о докембрии Горной Шории и о соотношении его с Cm_1 являлся центральным пунктом программы Горношорской тематической партии; естественно, что значительная доля труда была уделена именно этому пункту. Только после удовлетворительного разрешения данной основной проблемы стратиграфии Шории и Зап. Сибири—притом в определенном направлении, можно было заняться стратиграфией докембрийской толщи. При перегруженности партии многочисленными другими заданиями и при плохой погоде партия не могла уделить этой стороне дела достаточно внимания. Здесь следует подчеркнуть, что это и невозможно было сделать: при выяснившемся богатстве органическими остатками, имеющими выдающийся интерес, изучение стратиграфии докембрия вырастает в огромную работу, которая потребует для своего выполнения не одного года и не одного работника. Вот почему на излагаемую ниже схему стратиграфии докембрия следует смотреть, лишь как на самый первый шаг в этом направлении, причем в некоторых случаях приходится даже ограничиться изложением истории вопроса. Чтобы, несмотря на такой характер описания докембрия, оно не потеряло своего значения на известный отрезок времени, автор стремился достигнуть максимальной конкретности определений и описаний, следуя в этом отношении американским стратиграфам и принятым ими правилам стратиграфической номенклатуры (12), которые пора и нам в СССР принять, переработавши соответствующим образом.

Г. Формации неясного стратиграфического положения.

В настоящее время мы в состоянии выделить следующие формации, возраст которых можно считать докембрийским:

а) кондомская и каиндальская формации, б) кабырзинская формация, в) формация водорослевых доломитов, г) формация „Сага", д) гнейсограниты, е) пызасская формация и диабазовая формация докембрия, ж) унушкольская формация, з) формация песчаников и сланцев и и) габбро-диоритовая интрузия докембрия.

---

[1]) Даже если выбросить из разреза три очень мощные эффузивные формации докембрия и нижнего кембрия.

1. Возможный архей.

Еще А. М. Кузьмин в 1932 г. на своем докладе в Сибирском геологоразведочном институте высказал предположение о наличии архея в бассейне верхнего течения Томи, основываясь на наличии там глубоко метаморфизованных пород, в частности гнейсов, а также на характере тектонических линий, как бы огибающих там прочный архейский массив. Эта идея, естественно, встречена была весьма критически, поскольку было известно, что глубокий метаморфизм предполагаемого архея затрагивает мраморы, относившиеся одними к альгонкской системе, а другими—даже к кембрию. Таким образом, архей в Кузнецком Алатау до сих пор не был установлен, что между прочим отразилось в последней сводке академика В. А. Обручева, посвященной геологии Западной Сибири (21, 189).

Как следует из нашего описания альгонкской системы Горной Шории, она является весьма мощной и сложной, разделенной поверхностями несогласия. Вместе с тем она сравнительно слабо метаморфизована и состоит главным образом из карбонатных пород. Поэтому сейчас, когда доказан альгонкский возраст ряда формаций, когда установлена их огромная мощность, вновь и с бо́льшим основанием возникает вопрос о том, нет ли в Кузнецком Алатау, в частности, в Горной Шории, архея.

В процессе минувших двухлетних исследований такой вопрос не мог стоять пред нами, поскольку еще нужно было установить наличие или отсутствие альгонкской системы. Поэтому, поднимая данный вопрос, я отнюдь не собираюсь его разрешать, что возможно далеко не при всяких условиях.

Я только хочу отметить некоторые свои наблюдения и соображения, из которых как будто следует, что возможность архея не исключена для Горной Шории.

Основное, на что я хочу здесь обратить внимание, заключается в наличии под конгломератами нижнекембрийской мрасской формации, особой толщи (кондомской) метаморфических сланцев, песчаников и известняков, которая с одной стороны содержит гальки микроклиновых гранитов, а с другой сама метаморфизуется гнейсо-гранитами.

Так, по рч. Кондоме, около 2 *км*, выше устья рч. Александровки, в хлоритовых сланцах Кондомской формации имеются давленные конгломераты с хорошо окатанной галькой роговообманкового порфирита, микроклинового пегматит-аплита и др.

Затем с рч. Мезаса (правого притока Мрассу ниже порогов), в $1^1/_4$ *км* от устья, В. К. Моничем доставлен образец № 1241б, который я считаю за конгломерат с известняковым тонкослоистым цементом. Эта и подобные породы считались тектоническими брекчиями. В упомянутом образце имеется хорошо округленный обломок микроклинового катаклазированного гранита.

Далее в 1934 г. Г. С. Малгатаев по р. Мрассу, 0,6 *км* ниже рч. Мезаса (обн. 1984б) нашел такой же серый известняк с хорошо окатанными гальками белого силицилита (?) и сильно измененной полосчатой породы, состоящей главным образом из роговой обманки и полевого шпата. Этот известняк особенно трудно считать за тектонит, так как слои его здесь простираются на ЗСЗ, т. е. вкрест простирания ССВ. Ташелгинской зоны дизъюнктивов. Таким образом, несомненно, до отложения кондомской формации существовала интрузия микроклинового гранита.

Но та же формация как выше, так и ниже Мрасского порога сама сильно инъецирована гнейсогранитами вплоть до образования мигматитов и артеритов (по В. К. Моничу), причем эти процессы закончились до образования конгломератов нижнего кембрия, так как они их не затронули и так как в гальке конгломератов, например, выше Заслонки, имеются диопсидовые скарны, характерные для контактовой зоны гнейсо-гранитов порога.

Наличие двух древних интрузий чувствуется иногда даже в одном образце. Так, подобные образцы зеленоватой и сланцеватой породы, происходящие из свалов ниже рч. Кезеса, получили гнейсовидный характер от одной из этих интрузий, в шлифах же обнаруживают следы более древней интрузии: хорошо окатанные зерна микроклина и даже микроклинового гнейсовидного гранита, не отличимого от развитых в окрестностях. Такую породу я не могу отнести к тектониту соответствующей интрузивной породы и вот почему.

Помимо совершенства окатывания, заметного даже у некоторых мелких зерен, в описываемых породах нередко не наблюдается „хвостов" и линзовидности зерен, что столь характерно для тектонитов. Нет также в цементе, окружающем окатанные обломки, в расположении его зерен, следов вращательного движения, что изучал в метаморфических породах Зандер. В одном-двух шлифах, кроме того, замечены длинные и тонкие обломки полевого шпата, хорошо закругленные с торцов. Очень трудно себе представить, чтобы такие обломки могли получиться благодаря окатыванию при тектонических движениях. Ведь нужно приложить большую пару сил, чтобы перевернуть такой обломок через торец. Все это заставляет меня скорее видеть в описанных образцах осадочные породы местного происхождения типа аркозов, существенно состоящие из дресвы микроклиновых гнейсо-гранитов.

Таким образом, я выдвигаю мысль о наличии двух типов микроклиновых гнейсо-гранитов, одни из которых древнее кондомской формации, а другие моложе. В связи с этим вопрос об архее решится окончательно только с установлением возраста кондомской формации. До сих пор относимые к ней здесь породы считались кембрийскими. Так как они перекрыты нижнекембрийскими конгломератами, то я считаю, что эта старая точка зрения является недоказанной, а кондомская формация скорее является альгонкской и, может быть, даже нижнеальгонкской.

Есть ли основания для такого взгляда на кондомскую формацию? При изучении ее кажется, что известняки, входящие в нее, являются типичными кембрийскими: чисто белыми, кое-где розовыми. Но такой колориметрический метод определения возраста нас теперь удовлетворить не может. Точных же тектонико-стратиграфических наблюдений по кондомской формации очень мало. На р. Кондоме выше Спасского эта формация как бы налегает на альгонкскую систему. Однако там между ними, повидимому, имеется дизъюнктив. С другой стороны, по рч. М. Тазу, по дороге в Викторьевский прииск, к той же формации прилегают черные известняки с флорой, близкой к роду *Newlandia*. Не исключена возможность, что эти известняки представляют как раз низы описанной далее кабырзинской формации, относящейся к низам альгонкия. В таком случае, при отсутствии дизъюнктива, кондомская формация может быть отнесена к нижней части протерозоя, а древние микроклиновые гранито-гнейсы—кархею.

2. Каиндальская формация.

К проблематическому докембрию отнесены еще метаморфические породы, обнажающиеся по рч. Каиндалу, левому притоку Мунжи (в системе р. Кондомы). По имени этой речки данная формация и названа, так как там мы имеем стандартный ее разрез.

Отношение каиндальской формации к выше(?)лежащим темным слоистым мраморам докембрия недостаточно ясно. По рч. Каиндалу, в 0,8 *км* от устья, можно наблюдать нормальный стратиграфический контакт обеих формаций с переслаиванием мраморов и темносерых и зеленоватых метаморфических сланцев описываемой формации. При этом

слои данного обнажения падают в сторону мраморов. Однако, является ли это залегание нормальным или опрокинутым, точно не установлено. Между тем сомнения в нормальном залегании переходных слоев весьма основательны.

Прежде всего, вполне естественно ожидать легкого опрокидывания слоев близ контакта докембрия с кембрием, который развит неподалеку, севернее рч. Каиндала Кроме того, Каиндальская формация по крайней мере согласно карте геолога А. К. Кюза (20, карта) не отделяется пространственно от древней порфиритовой формации, развитой у устья рч. Коуры и перекрывающей упомянутую выше формацию мраморов докембрия. Правда, следует отметить больший метаморфизм каиндальской формации.

Итак, мы не можем пока точно определить стратиграфическое положение каиндальской формации даже в месте ее типичного развития. Поэтому подробное описание ее литологического состава нецелесообразно. Следует лишь отметить, что в нее входят хлоритизированные зеленоватые сланцы и филлиты кластического происхождения, а также сильно метаморфизованные основные эффузивы и ультрагипабиссальные интрузивы зеленокаменной фазы.

Д. Кабырзинская формация.

Сюда относятся известняки и мраморы, подстилающие западносибирскую формацию водорослевых доломитов докембрия. Стандартным разрезом кабырзинской формации выбран разрез по р. Мрассу в 5—7.5 *км* выше рч. Кабырзы (фиг. 1). К В от этого разреза по р. Мрассу и на водоразделе обнажаются доломиты, перекрывающие описываемую формацию и определяющие верхнюю ее границу. Что касается нижнего предела ее, то она пока не устанавливается, так как в 5 *км* от устья Кабырзы, где повидимому имеется дизъюнктивный разрыв в нормальной стратиграфической последовательности слоев, кабырзинская формация еще не кончается.

Детальное изучение данной формации—дело будущего. Сейчас же можно дать лишь общую характеристику с выделением некоторых особенностей отдельных ее частей.

Мощность формации в настоящее время устанавливается лишь для верхней ее части, которая обнажается в стандартном разрезе по рч. Мрассу. В этом разрезе (фиг. 13) она определяется свыше 1,5 *км*.

Литологический состав кабырзинской формации исчерпывается следующими разностями карбонатных осадочных метаморфизованных пород.

Очень интересным представителем являются слои черносерых водорослевых мраморов, обнажающиеся в нижнем (по течению) конце обн. № 2148, т. е. 2,5 *км* выше ул. Ушкейбюк (фиг. 1). Здесь, немного выше скалы, обрывающейся отвесно в воду, встречаются шаровые и эллипсоидальные конкреции (может быть, водоросли). Слои, их содержащие, выделяются здесь под названием сферолитовых слоев. Те же слои имеются и в типичном разрезе, в верхней его части, у улуса Ушкейбюк, а также выше по течению в ЮВ. крыле синклинали (фиг. 1). В общем эти слои оконтуривают доломиты последней, являясь венчающими по отношению к кабырзинской формации.

Под сферолитовыми слоями залегает серия тонкослоистых черносерых кальколютитов и калькаренитов, а частью органогенных образований, существенно состоящих из остатков мелких водорослей типа оолитов.

Наконец, в нижней части кабырзинской формации развиты того же цвета, но массивные, лишенные тонкой слоистости мраморы.

Фациальность отмеченных выше отложений и физико-географические

Фиг.13.

СХЕМАТИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ КАБЫРЗИНСКОЙ ФОРМАЦИИ PC_m ПО ЛИНИИ Е Ж



Легенда:

Кабырзинская формация

Формация водорослевых доломитов

Построенное падение слоев

условия их образования не совсем определенны. Тонкозернистый характер отложений, а также наличие органогенных отложений планктона при редких и сомнительных случаях косой слоистости указывают, что кабырзинская формация могла образоваться на значительной глубине, например, аналогично известковым илам батиального отдела моря.

Е. Водорослевые доломиты западносибирской формации.

К этой формации относятся органогенные образования, которые состоят из остатков водорослей и притом определенного видового состава.

Типичным разрезом формации водорослевых доломитов выбран разрез по правому берегу р. Мрассу, выше стандартного разреза кабырзинской формации. Здесь по бортам Мрассу и склонам г. Олун (фиг. 1) она вскрыта прекрасно. Нижний границей ее являются уже упомянутые сферолитовые слои. Верхние же ее слои представлены кремнистыми породами г. Олун, которые в других разрезах сменяются следующей формацией черных известняков и мраморов. Название западносибирской формации мной выбрано с тем, чтобы подчеркнуть важное значение ее для стратиграфии и палеонтологии альгонкия, впервые устанавливаемое в Западной Сибири.

Отношение водорослевых доломитов к вышележащей формации по наблюдениям, изображенным на геологической карте Кабырзинского района (фиг. 1), пока представляется как согласное подстилание.

Такое отношение мы видим в районе ул. Саги, где водорослевые доломиты западносибирской формации образуют мощную толщу (около 2 *км* мощности), вытянутую на СВ, причем слои падают на ЮВ. Эти же доломиты выше по Мрассу образуют южное довольно круто (под углом 70°) падающее к С крыло крупной синклинали. Центральная часть этой складки занята темносерыми и черными известняками, составляющими третий отдел нашего карбонатного альгонкия. Эта синклиналь, будучи простой и ясной структурой, является наравне с описанной ниже Олунской синклиналью той основой, на которой устанавливается стратиграфия карбонатного докембрия Горной Шории.

Впрочем, район ул. Саги не является единственным, и около ул. Ср. Челея, ниже его по течению, мы также имеем смену к С падающих водорослевых доломитов черными известняками; последние расположены севернее и отделены от доломитов силицилитами небольшой мощности, не выдерживающимися по простиранию. Правда, на левом берегу Мрассу, в контакте доломитов и известняков (или тонкозернистых мраморов) наблюдается падение на Ю, но здесь слои, повидимому, опрокинуты; далее они становятся вертикальными и затем принимают С. нормальное (по дифференциальной сланцеватости и сортировке) залегание.

Стратиграфические и тектонические взаимоотношения западносибирской формации с нижележащей кабырзинской отчетливо наблюдаются в Олунской синклинали (фиг. 1), расположенной к Ю от ул. Кабырзы и сложенной в центре доломитами, а по периферии кабырзинской формацией. При этом СЗ. крыло этой складки лежит нормально, тогда как в юговосточном слои поставлены на голову и даже слегка опрокинуты, падая на ЮЮВ почти вертикально. Такое представление о данной складке, как слегка опрокинутой, может вызвать возражение, но оно бесспорно доказывается нашими наблюдениями, и это легко можно проверить.

Поле водорослевых доломитов и мраморов с чрезвычайно характерными гигантскими водорослями оконтуривается верхними слоями кабырзинской формации. Последние в 4 местах прорезаются излучинами Мрассу и легко

узнаются по кристаллическим антраконитовым конкрециям (сферолитовые слои). Если и после этого останется сомнение в характере Олунской складки, то можно его рассеять, посмотревши на залегание водорослей. В обоих крыльях ее недалеко от лежачего бока доломитов (обн. № 3003 и 3017) наблюдается один из характерных видов строматолитовых водорослей с ярко выраженным направлением роста, а именно, с куполообразными или полушаровидными выступами наростания (*Algostroma elbrus* n. sp.). Эти выступы, достигающие в диаметре и по высоте свыше 10 *см* и направленные в одну сторону от наслоения, своей выпуклостью в СЗ. крыле складки обращены к ЮВ, а в ЮВ.—к ССЗ, хотя падение слоев везде к ЮВ.

С представлением о разбираемой структуре, как опрокинутой к СЗ синклинали. хорошо увязывается и изменение простирания доломитов от ССВ в одном крыле до ВСВ. в другом. Наконец, если всмотреться в микротектонику кабырзинской формации ниже рч. Карчита, мы можем увидеть в ней не мало опрокинутых на СЗ маленьких складок, что вполне гармонирует с характером Олунской синклинали.

Итак, мы имеем полное право считать западносибирский водорослевый доломит более молодым, чем кабырзинская формация. Наличие выдерживающегося антраконитового горизонта в верхах кабырзинской формации не позволяет говорить о каком-либо перерыве в отложении между нею и следующей выше. Но резкая смена фаций здесь, как и над доломитами, говорит о каких-то тектонических подвижках, характер которых еще не ясен.

Описание формации доломитов можно сейчас сделать лишь очень краткое. Эта формация почти целиком состоит из доломитовых слоевищ водорослей, соорудивших рифовые постройки. Гораздо меньшая доля ее приходится на водорослевые известняки и мраморы, развитые в низах толщи. Обычным внешним признаком водорослей и всей формации является волнистослоистая текстура. Вариаций в ее характере очень мало, и на первый взгляд кажется, что вся доломитовая формация сооружена одним видом водоросли.

В стандартном разрезе водорослевых доломитов над ними залегает довольно мощное тело светлых и темных кремнистых сланцев или силицилитов, которые слагают гряду г. Олун. Этот компонент не выделяется, как особый, из описываемой формации по причине метасоматического происхождения силицилитов. Однако, возможно, что окремнение было предопределено особыми первичными литологическими свойствами данной пачки слоев. Поэтому наличие силицилитов над водорослевыми доломитами альгонкия следует отметить.

Палеонтологические остатки доломитов, представленные массивными рифообразующими водорослями, согласно небольшому изученному нами материалу, между прочим содержат следующие их виды: *Algostroma elbrus* n. sp., *Algostroma parallela* n. sp., *Algostroma grande* n. sp., *Algostroma zickzack* n. sp. и др. Строматолитовый характер водорослей достаточно убедительно указывает на рифовую фацию описываемой формации: огромные массы Calcalgae, часто дающие впечатление полной непрерывности своего строения, могли образоваться лишь in situ, а не за счет планктона и, следовательно, говорят о мелководности бассейна. Эта мелководность в других случаях, например, для доломитов ул. Саги, подтверждается еще наличием оолитовых доломитов.

Происхождение водорослевых доломитов западносибирской формации я объясняю жизнедеятельностью соответствующих организмов. Конечно, я не отрицаю и процессов последующей доломитизации, которые местами ясно выражаются в образовании метасоматических вкрапленностей, жилок или друзовых скоплений доломита в известняках и мраморах.

Не отрицаю и образования доломитовой мути и песка, которые затем дали плотные бесструктурные разности доломитов. Но основная масса доломитов это—водоросли с их доломитовыми слоевищами, притом водоросли ограниченного и характерного видового состава. Доломиты ясно прослеживаются от вершин Мрассу далеко к северу как формация определенного стратиграфического положения. И было бы непонятно, если считать эти доломиты не органогеновыми, почему они появились в этом определенном стратиграфическом положении, несмотря на разнообразие условий тектоники и метаморфизма. С другой стороны, в тех же разнообразных условиях соседние формации мраморов и известняков сохраняют в общем свой состав, заключая в себе незначительные по массе образования метасоматического доломита, получившиеся в результате его миграции и не связанные к тому же с остатками организмов, а тем более с особыми их видами. Характерно, что в кембрии мною доломиты отмечены лишь в определенном горизонте, в верхней части среднекембрийских известняков выше рч. Кийзаса, вместе с появлением там водорослей, по своему строматолитовому типу похожих на докембрийские.

Что касается физико-географических условий образования доломитов, то они, если не считать рифового их характера, представляются не совсем ясными, так как следует еще установить, является ли это образование только следствием пышного развития водорослей с магнезиальным скелетом в море нормальной солености, или же такие водоросли отражают резкое изменение солености. Следовательно, для полной характеристики соответствующего бассейна нет достаточных данных.

Экономическое значение западносибирской формации в настоящее время ничтожно. Но не надо забывать, что скоро будет проведена железная дорога от Темиртау до Таштагола и что в 1936 г. проводятся изыскания железнодорожной трассы из бассейна Кондомы к Абакану. Тогда доломиты будут доступны Сталинскому заводу. А особенно нужно иметь в виду, что крупнейшие в мире месторождения магнезита связаны именно с докембрийскими доломитами. Вот почему следует на поиски магнезита в западносибирской формации обратить большое внимание и в первую очередь при упомянутых только что изыскательских работах.

Ж. Формация „Сага".

Под этим названием выделяются уже упомянутые выше темные известняки и мраморы, которые у ул. Саги залегают над доломитами (фиг. 1). Здесь же берега Мрассу дают нам и стандартный разрез этой формации. Так как она подробно не изучалась и в общем сильно напоминает Кабырзинскую формацию, то я укажу лишь, что мощность ее в том же разрезе грубо определяется в 2 *км*, а ниже Ср. Челея—в 1—1¼ *км*, причем там в верхних горизонтах появляются прослойки глинистого ороговикованного и амфиболизированного материала. Большой интерес представляет прослеживание Сагинской синклинали на ВСВ, по направлению погружения оси, так как по наблюдениям Г. С. Болгова и М. Ф. Черкашенина (22 и 37, карты обнажений и дневники) в этом направлении развиты главным образом известняки и силицилиты. Таким образом мощность этой формации может оказаться значительно больше указанной.

3. Древний докембрийский геотектогенез.

В настоящее время можно лишь очень кратко охарактеризовать черты древнего геотектонического цикла докембрия.

В первую фазу—фазу эволюционного характера—происходило накопле-

ние мощных (свыше 5 *км*) отложений карбонатного докембрия, постепенно формировавшихся среди огромных пространств Сибири на спокойно опускавшемся дне геосинклинали.

В этом медленном непрерывном опускании было по крайней мере два резких движения: вызвавшее к жизни мелководную фацию водорослевых доломитов и прекратившее их развитие. Смысл этих резких изменений фациальности еще не ясен, и связь их с эпирогенными или тектоническими движениями может быть разрешена лишь будущими исследованиями приконтактовых зон западносибирской формации.

Затем наши геосинклинальные отложения испытали обычную судьбу: настала революционная фаза геотектогенеза, выразившаяся в первую очередь в складчатости, т. е. фаза сжатия.

Нет ничего удивительного в том, что последняя была достаточно интенсивной при большой мощности отложений. Пока в доказательство этого можно указать лишь то, что в следующую фазу растяжения, когда произошла инъекция гранитной магмы во вновь возникшую складчатую зону, эта магма пошла по бесчисленным путям сланцеватости.

Направление складчатости было ВСВ. в районе д. Кабырзы, причем здесь и далее вверх по Мрассу ясно видно опрокидывание складок к ССЗ. Таким же направление складок было, повидимому, и в Бийском массиве (16), как обнаруживает р. Кондома ниже с. Спасского.

Но в СВ. части этого массива оно становится ССВ. Впрочем в последних двух случаях требуется еще проверка.

Наконец, описываемый геотектогенез закончился второй эпохой изменения структуры Земли—эпохой вулканизма в фазу растяжения. В эти времена образовалась кратко охарактеризованная ниже интрузия.

И. Гранито-диоритовая гнейсовая формация.

Работы 1934 г. привели к постановке одного очень интересного вопроса, а именно—о выделении гранодиоритовой гнейсовой формации докембрия. Дело в том, что сотрудник Горношорской тематической партии Г. С. Малгатаев, выполняя разрез по рч. Мрассу, обнаружил в конгломератах, обнажающихся (обн. 1906) по правой стороне Мрассу, в 4 *км* ниже рч. Заслонки, и ничем по его мнению не отличающихся от конгломератов мрасской формации, гальку и глыбы микроклиновых гнейсо-гранитов, весьма напоминающих граниты Порожинской интрузии; последние, тесно связанные с гнейсовидными диоритами, относились различными исследователями то к девонским (15, 258 и карта), то с большим основанием к каледонским (19, 70) интрузиям. Сопоставление этих пород, произведенное проф. М. А. Усовым, показало, что это видимое сходство имеет и более глубокие корни в их тектонико-петрологическом облике, по которому сравниваемые породы пережили не только интенсивное раздробление, но и последующую перекристаллизацию (35, 48—49). Вместе с тем должны быть приняты во внимание еще 2 факта: во-первых, наличие среди галек, несомненно, нижнекембрийских конгломератов мрасской формации габбро-диоритов без гнейсовой текстуры и, во-вторых, наличие таких же массивных пород, секущих упомянутую гнейсовую интрузию. Таким образом, с полной очевидностью возникла проблема о новой интрузивной формации докембрия, пережившей интенсивный метаморфизм, появившейся до образования габбро-диоритов альгонкия и сильно отличающейся от девонских гранитов.

Однако, следует сказать, что вопрос об этой формации окончательно не был разрешен на основании наблюдений Г. С. Малгатаева. Дело в том, что не было уверенности, что находка Г. С. Малгатаева сделана

действительно в конгломератах нижнего кембрия, а не в брекчии. Последнее вполне возможно, так как вдоль Мрассу в этой ее части проходит зона крупных дизъюнктивов, возраст которых не древнее девона.

Эти сомнения подкрепились в 1935 г. когда тщательные поиски (мои и В. С. Батурина) не обнаружили обломков порожинских гнейсо-гранитов в конгломератах обн. 1906. Тем поразительнее тот факт, что по несовершенному материалу проф. М. А. Усовым вполне правильно установлены две разновозрастные древнейшие (до мрасской формации) интрузии (35,45—51). По крайней мере об этом говорят наши наблюдения, уже изложенные в главе о возможном архее и дающие основание выдвигать вопрос даже о двух интрузиях микрокликовых гнейсовидных гранитов. Эти наблюдения с несомненностью указывают, что если даже кондомскую формацию попрежнему оставить в пределах нижнего кембрия, то и тогда есть основание выделять докембрийскую гнейсовидную интрузию с характерным для нее метаморфизмом и микроклиновым полевым шпатом.

К. Мунжинская диабазовая формация.

Во многих районах Алтая, например, к З от Кош-Агача, в С. оконечности Кузнецкого Алатау и др. известна по неопубликованным отчетам автора формация основных эффузивов зеленокаменной фазы, тесно связанная со сланцами и мраморами альгонкия, а именно—с верхней его частью.[1]) Во всех этих районах по наблюдениям автора данные эффузивы содержат обломки мраморов альгонкия и в то же время лежат стратиграфически ниже известных там археоциатовых известняков кембрия. Вместе с широким развитием по Сибири и выдержанностью своего облика эти древние диабазы резко отличаются литологически от порфиритовых формаций кембрия; к докембрию же они относились по тесной связи их с формациями альгонкия. Такие выводы автора, полученные еще в 1928 г., в 1935 г. подтверждены детальной съемкой в Чемальском районе, проделанной Алтайской партией под руководством Б. Ф. Сперанского.

Аналогичная формация эффузивов имеется и в Горной Шории, а также в бассейне р. Лебеди. В Бийском массиве она отчасти картирована Н. А. Батовым. Повидимому, удобнее всего эта формация вскрыта нижним течением рч. Мунжи, где поэтому нами избран ее стандартный разрез. Там эта формация, названная по имени рч. Мунжи мунжинской, пространственно располагается между кембрием и альгонкием, представленным мраморами и силицилитами. Вместе с тем можно отчетливо наблюдать в некоторых обнажениях по правой стороне рч. Мунжи включения обломков мраморов альгонкия в эффузивах описываемой формации.

Положение мунжинской формации в колонке докембрия требует еще уточнения и проверки ввиду выяснившейся сложности разреза докембрийских формаций. Необходимо установить, какие именно горизонты непосредственно подстилают мунжинскую формацию. На сегодня наиболее вероятно ее сравнительно низкое стратиграфическое положение, ниже богатой водорослями унушкольской, а также пызасской формации докембрия. По крайней мере под слоями с *Newlandia* к З от г. Каратаг (фиг. 1) имеются диабазы с pillow lava, очень напоминающие эффузивы мунжинской формации, а также соответствующие им песчаники и конгломераты.

Первичный состав мунжинской формации с трудом распознается из-за сильного метаморфизма. Можно, однако, с уверенностью относить ее к зеленокаменной фазе, хотя и имеющей здесь своеобразное внешнее выра-

---

[1]) Летом 1936 г. я наблюдал те же эффузивы и В. Саяне, по р. Мане, где они выделены и изучены Ю. А. Кузнецовым.

жение, в частности серый цвет (благодаря примеси углистого вещества и др.). Несомненно также, что в этой формации наряду с почти поверхностными интрузиями имеются и настоящие экструзивные породы с их текстурой амигдалофиров и аггломератов.

Л. Пызасская формация.

На прилагаемой карте (фиг. 1) эта формация выделяется отчетливо как подстилающая слои с *Newlandia*, описанные далее. Так как последние прослежены к СЗ до подножия г. Тронтага при падении к В и С, то несмотря на возможный дизъюнктив вдоль Мрассу (от устья Азаса до устья Пызаса) мы можем быть уверенными в том, что пызасская формация накрывается слоями с *Newlandia*.

К сожалению, первая осталась почти не изученной, и здесь приходится ограничиться очень краткими сведениями.

Отношение пызасской формации к карбонатному докембрию, по-моему, является несогласным налеганием. В самом деле, в разрезе по рч. Пызасу она лежит на водорослевых доломитах, а не на формации „Сага", а главное, как видно ниже, она вместе с вышележащими формациями дислоцирована иначе по сравнению с карбонатным докембрием.

Отношение пызасской формации к вышележащей не ясны. Но резкое сужение площади ее к ЮВ при моноклинальном залегании (что хорошо видно в разрезе по Пызасу—стандартном ее сечении) указывает на несогласный контакт.

Литологический состав пызасской формации характеризуется, главным образом, серыми и зеленоватосерыми грауваккoвыми песчаниками и такими же, а также черными глинистыми сланцами. Менее развиты слабо изученные конгломераты, в гальке которых встречаются зеленокаменные древние эффузивы.

Мощность формации в разрезе по Пызасу весьма велика, она превышает 2 *км*.

М. Унушкольская формация.

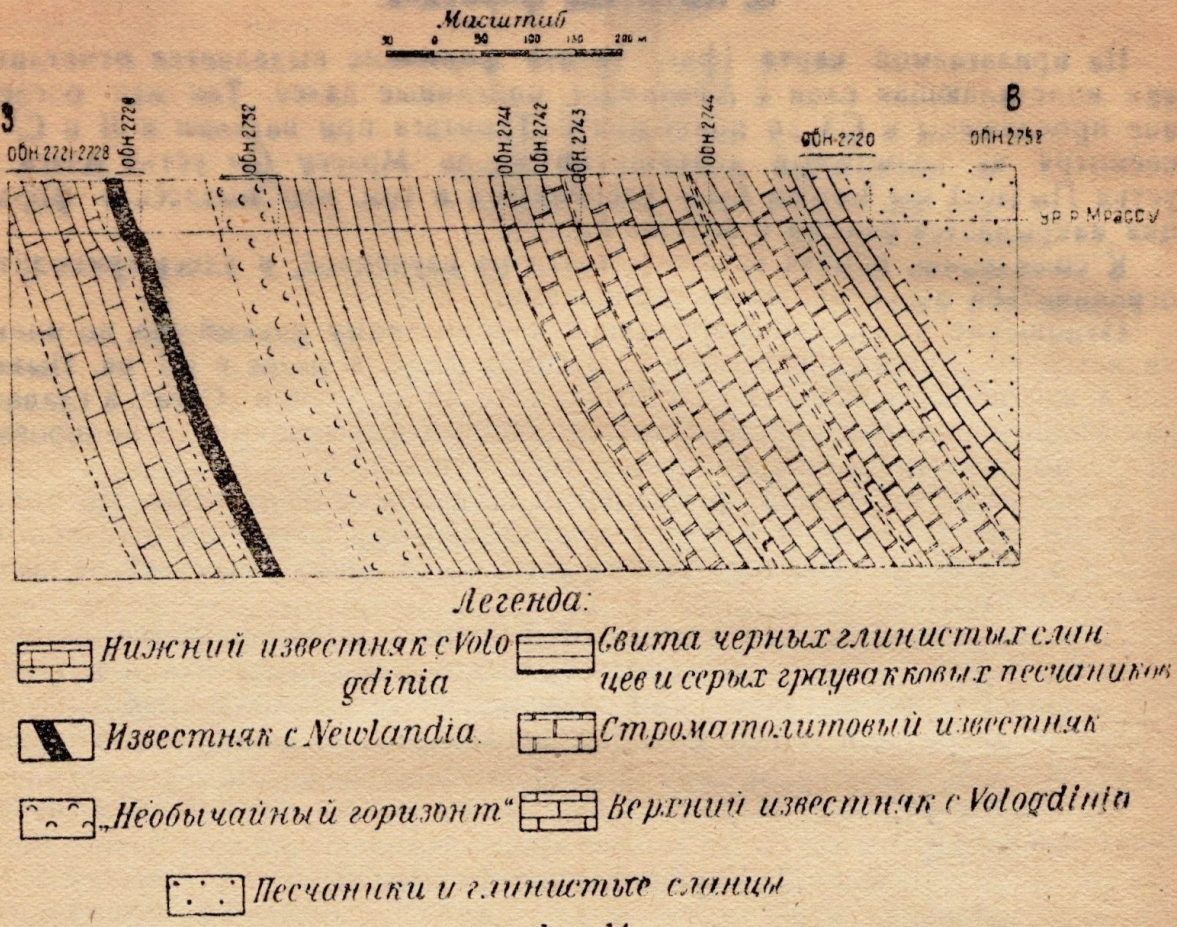
Определение формации. Сюда относится сложный комплекс слоев, относящихся по автору к верхней части эозоя и содержаших характерные для нее водоросли *Newlandia* Walc и *Vologdinia* n. gen. Эта серия напластований лучше всего вскрывается по правой стороне р. Мрассу сразу выше устья рч. Унушкола, по имени которой она и названа. Этот ее разрез выбран поэтому как стандартный.

Границы формации определяются достаточно четко. Так, верхней ее стратиграфической границей следует считать висячий бок верхних известняков с *Vologdinia* (фиг. 14). Лежачий же бок унушкольской формации совпадает с нижней границей слоев с *Newlandia* или с верхней границей пызасской формации.

Стратиграфические соотношения унушкольской формации с нижележащими уже отчасти освещены. Отношение унушкольской формации к вышележащим членам докембрия устанавливается, как налегание на нее последних с перерывом и после размыва, но без заметного углового несогласия. Это соотношение, наблюдаемое по элементам залегания в унушкольском разрезе, подтверждается при прослеживании рассматриваемого контакта в горизонтальном направлении. Так, 0,5—0,8 *км* ниже устья рч. Пызаса мы в верхней части описываемой формации еще видим слои с *Eostroma prima*. Однако, уже выше устья Пызаса отсутствует „необычайный горизонт"; зато в конгломератах, лежащих над известняками с *Newlandia*, имеются его известняки в виде довольно обильных галек.

Описание унушкольской формации, общая мощность которой равна 860 *м* и которая распадается на ряд компонентов (фиг. 14), мы

Схематический разрез унушкольской формации PCm по правому берегу р. Мрассу выше Унушкола



Фиг. 14.

начнем с наиболее древнего из них в унушкольском разрезе—известняков с *Newlandia.*

1. Ньюлэндиевые слои.

Эти слои там имеют мощность около 0,2 *км* (210—215 *м*) и слагаются черными пахнущими H_2S то массивными, то тонкослоистыми известняками, сильно разбитыми и пересеченными множеством кальцитовых жилок. Палеонтологическое содержание исчерпывается пока следующими видами, найденными именно в Унушкольском разрезе: *Newlandia concentrica* Walc., *Vologdinia schorica* var. *major* et *minor* nom. nov., *Vologdinia concentrica* n. sp., *Ovolites primus* n. gen. et. sp., *Conophyllum minor* n. gen. et sp. u *Spongoides grandis* n. gen. et sp [1]) Следует отметить, что род *Newlandia* здесь был обнаружен лишь после тщательных поисков.

К приведенному выше списку окаменелостей можно прибавить еще следующие: *Vologdinia schorica* var. *minor* из разреза ниже устья Пызаса (фиг. 1, обн. 2194), затем целый ряд форм из разреза ниже устья рч. Кабызы (фиг. 1, обн. № 1593), где впервые мной и был обнаружен род *Newlandia.*

[1]) Эти и иные окаменелости докембрия описаны в особой работе „Calcalgae альгонкия Горной Шории" Рукопись 1935 г.

Для ньюлэндиевой серии слоев характерно наличие тел силицилитов эллипсоидального, дискообразного или шаровидного ограничения. Можно было бы думать, что мы имеем в них кремнистые окаменелости; однако, по мнению автора, все они представляют вторичные метасоматические образования, получившиеся с помощью окремнения диагенетическим путем. Источником SiO_2 являются микроскопические кремнистые организмы типа радиолярий.

Для химического состава ньюлэндиевых известняков характерно наличие повышенного количества SiO_2 и органического вещества.

В заключение описания известняков с *Newlandia* остается сделать вывод относительно их фациальности, как и в предыдущем случае достаточно определенно указывающей на физико-географические условия неглубокого (менее 200 *м*) бассейна, при которых только и возможна жизнь водорослей. Типичных онкоидов здесь мы, повидимому, не имеем; все же описанный известняк можно отнести отчасти к рифовой фации.

2. „Необычайный горизонт".

Над ньюлэндиевыми слоями в Унушкольском разрезе залегает чрезвычайно своеобразный комплекс слоев, который резко выделяеття на общем фоне этой формации и поэтому обозначается здесь под именем „необычайного горизонта". Эта необычайность его заключается не только в пестроте окраски и петрографического состава, но и в общем литологическом облике и в степени метаморфизма, которые свойственны скорее силуру и кембрию, нежели докембрию. При взгляде на эти слои не верится, чтобы в них нельзя было бы найти S. или Cm. трилобитов.

К „необычайному горизонту" относится пачка слоев, согласно залегающая над ньюлэндиевыми и подстилающая вышележащие черные сланцы и серые песчаники. Мощность этой серии слоев равна приблизительно 55—60 *м*. Состав ее характеризуется следующими тонкопереслаивающимися породами: сероватобелые, серые и светлозеленоватые плотные, совершенно не метаморфизованные известняки, изредка содержащие неясные следы органической жизни, зеленоватые песчаники и глинистые сланцы, затем бордовокрасные глинистые сланцы и, наконец, черные известняки (верхние горизонты) и углистые сланцы с зеркалами скольжения. Классически выраженная дифференциальная сланцеватость, а также сортировка обломочного материала подтверждают нормальное, не опрокинутое залегание слоев. На то же указывает и микронесогласие косых слоев, наблюдаемое в некоторых прослоях и задокументированное ориентированным образцом № 2152.

К сожалению, определимых органических остатков не найдено. Мне кажется, что их следует поискать, особенно трилобитов и вообще *Arthropoda*. Это было бы чрезвычайно интересной находкой.

Минералогический состав пород „необычайного горизонта" не изучался, так же как и химический состав. Фация, к которой его следует отнести, очевидно, является неритической, так как мы имеем такие характерные ее признаки, как косая слоистость, наличие песчаного материала и следы ряби. Отложение илов и песчаного материала происходило на дне отнюдь не застойного бассейна, с постоянно возобновлявшимся запасом кислорода в его воде, о чем говорит и цвет его осадков.

3. Граувакковые слои.

Над описанным только что „горизонтом" залегает свита сланцев и песчаников общей мощностью 230 *м*, согласно перекрываемая строматолитовой свитой.

Литологический состав этой свиты таков. Здесь мы имеем нормальные черные глинистые и песчано-глинистые сланцы, изредка содержащие неясные признаки окаменелостей (темные пятна). Не менее характерным членом являются серые песчаники, мегаскопически не отличимые от тех, что обнажаются сразу ниже устья Пызаса.

Эти песчаники и сланцы кое-где сопровождаются даже внутриформационными конгломератами с галькой совершенно не метаморфизованного и не рассланцеванного известняка. Конгломераты, а также косая слоистость песчаников достаточно надежно указывают на принадлежность описываемой серии слоев к неритической фации и на образование ее в условиях прибрежной зоны неглубокого бассейна.

4. Строматолитовые слои.

Эти слои, залегающие согласно на только что описанных и согласно же перекрываемые верхними известняками с *Vologdinia*, получили свое название от характерной для них водоросли, на 50% (если не больше) слагающей данные черные известняки.

Общая мощность строматолитовых слоев равна 300 *м*. Литологический состав почти исчерпывается упомянутыми известняками, представляющими тонкое переслаивание строматолитовых слоев (мощностью 2—10 *см*) со слоями той же примерно мощности, лишенными заметных органических остатков. Кроме того, в состав строматолитовых слоев входят в небольшом количестве антраконитовый мрамор и силицилиты.

Органические остатки строматолитовых слоев почти исключительно представлены видом *Eostroma prima* n. sp., имеющим для них породообразующее значение.

Что касается фации, к которой принадлежат описываемые слои, то здесь пока нет ясного решения этого вопроса. Хотя около половины известняков сложены водорослями, последние не определяют батиметрических условий. Дело в том, что водоросли кажутся состоящими из обрывков и, может быть, целых, но тонких и легких слоевищ; они могли быть поэтому планктоном, и глубина, на которой этот планктон успокоился, могла быть значительной. Если судить по характеру напластования, условия накопления отложений были в достаточной мере спокойными.

5. Верхние слои с *Vologdinia*.

Эти слои, завершая разрез Унушкольской формации, являются непрерывным продолжением строматолитовых слоев и обнажаются в хорошо заметной скале Унушкольского разреза. Здесь мы имеем те же черные известняки, которыми исчерпывается литологический состав и мощность которых равна 60 *м*.

Весьма существенным является палеонтологическое содержание верхних слоев с *Vologdinia*, в которых—как показывает название—этот род еще встречается. Он существовал здесь, как *Vologdinia major* n. sp. Но главный интерес представляют другие окаменелости, а именно, *Collenia* (?) *ellipsoidalis* n. sp., *Collenia* (?) *sphoerica* n. sp. и др. Эти и близкие им по форме образования были встречены и в ньюлэндиевых слоях ниже устья Пызаса, а также в верхних слоях кабырзинской формации. Интерес этих водорослей заключается в том, что, являясь более или менее близкими по форме, эти окаменелости могут дать повод к параллелизации слоев, их содержащих. Однако, некоторые из этих форм довольно резко различаются друг от друга, и поэтому без изучения их и без выяснения точного их вертикального распространения для корреляции разрезов они пока мало пригодны.

Наличие *Vologdinia* в описываемых слоях дает возможность определенно отнести их к неритической фации; при этом условия накопления осадков остались, повидимому, теми же, что и в предыдущий век, или даже стали еще более спокойными, так как здесь нет того тонкого переслаивания, как в нижележащих слоях.

Н. Сланцевая формация докембрия (?).

В Унушкольском разрезе также, как в разрезах унушкольской формации выше и ниже Пызаса, над нею располагается описываемая ниже сланцевая толща, не подвергавшаяся особому изучению. По этой причине она не выделяется под отдельным названием, тем более, что и вскрыта недостаточно отчетливо. К этой формации относится комплекс осадочных пород между полосой унушкольской формации на З и девоном Кабырзинского грабена на В.

Отношение сланцевой формации докембрия к унушкольской формации докембрия определяется следующими фактами дополнительно к данной выше характеристике. И в разрезе ниже рч. Кабырзы, и к В от Унушкольского разреза в ней попадаются маломощные прослойки черных известняков, не отличимых литологически от известняков унушкольской формации и подчеркивающих тесную связь обеих формаций. Затем обе они как будто без заметной разницы участвуют в одних и тех же тектонических структурах, например, в синклинали с СВ. осью (ниже Кабырзы). Но вместе с тем следует отметить, что конгломераты, которые встречаются в нижней части описываемой формации, содержат в гальке силицилиты подлежащей формации. К сожалению, конгломераты эти—мелкогалечниковые, и потому их значение осталось неясным: мы не могли пока изучить их реликтовые тектоноструктуры. Все это заставляет нас воздержаться ныне от окончательного отнесения данной формации к докембрию или, наоборот, к мрасской формации Cm.

Литологический состав описываемой формации исчерпывается конгломератами, изредка брекчиями (фиг. 14, обн. 2752), песчаниками, известняками и доминирующими черными глинистыми сланцами. Конгломераты и брекчии состоят из галечек силицилитов, кремнисто глинистых пород (обн. № 2752), глинистых сланцев, черных мраморов и др. В цементе конгломератов, как и в песчаниках, наблюдаются зерна следующих минералов и пород: кварца, плагиоклаза, ортоклаза, роговой обманки, пироксена, силицилита, глинистых сланцев и др.

Мощность формации в первом приближении определяется не менее 1,5 *км*, если сделать разрез СЗ. крыла уже упомянутой синклинали, т. е. продолжить к В Унушкольский разрез до оси этой синклинали. Хотя там мы находим очень мало коренных выходов, но и наблюдения над щебенкой показывают, что мы не делаем в допущении такой мощности большой ошибки: они показывают, что там мы имеем еще крыло, а не осевую зону складки, так как в щебенке почти не наблюдаются обломки с характерным для замковой области перекрещиванием сланцеватости и слоистости.

Физико-географические условия образования описанной формации остаются пока неясными за исключением условий образования песчаников и конгломератов, которые естественно относить к неритовому и литоральному отделам.

О. Поздний докембрийский цикл геотектогенеза.

Тектоника докембрия Горной Шории остается еще слабо известной. Главной общей причиной этого явилось малое внимание к тектоническим наблюдениям при исследовании этой области, причем на обширных площадях нам остаются неизвестными как точные контуры докембрийских фор-

маций, так и внутриформационная структура их. Некоторые из исследователей и не могли даже говорить о тектонике докембрия, поскольку он отождествлялся с кембрием (3, 18). Все это обусловило неясность во многих важных вопросах. Так, например, направление складок докембрия для своего полного выявления потребует еще немало наблюдений. Да и при детальном картировании их складчатая структура во всей полноте выявится лишь для наиболее обнаженных участков района.

Основным вопросом тектоники докембрия является его соотношения с кембрийскими формациями. Эти соотношения, отчасти разобранные выше, являются классическими и по условиям своего проявления не оставляют сомнения в том, что кембрийские формации образовывались на уже дислоцированном и размытом фундаменте из более древних пород.

Такое отношение явилось результатом интенсивных складчатых движений в конце докембрия. Но и до этого тектоническая жизнь верхнего протерозоя Горной Шории была достаточно богата событиями. На фоне общего прогибания с образованием геосинклинальной зоны и ее мощных (свыше 3, 5—4 *км*), главным образом, песчано-глинистых отложений происходили, видимо, и более резкие движения, приводившие к образованию конгломератов и поверхностей несогласия, к резкой смене фаций. Вероятно, эти движения отражают мелкие фазы сжатия, чередующиеся с фазами растяжения и являющиеся первыми предвестниками интенсивной складчатости в конце протерозоя.

Последняя по своему направлению резко отличается от направления складок раннего докембрийского тектогенезиса, когда возникли в Кабырзинском районе складки ВСВ. направления. На фиг. 1 ясно видно, как слои с *Newlandia* унушкольской формации вместе с соседними формациями образуют в общем синклиналь СЗ. простирания. Правда, ЮЗ. крыло этой синклинали обнаруживает вторичную складчатость и рассланцевку СВ. направления, но все это есть результат позднейших тектонических движений, так как в замках этих более поздних складок не наблюдается характерного выполаживания осей. Таким образом, получается впечатление крыла, имевшего сначала однородное падение и затем сдавленного в направлении своего простирания.

Докембрийский тектогенез не ограничивался, конечно, только пликативными формами.

Примером докембрийских дизъюнктивов может служить Азасский поперечного типа сброс (?), вероятно, появившийся в фазу растяжения. Эта дислокация ССВ. направления расположена на левой стороне р. Мрассу, 12,5—13 *км* к ССЗ от устья рч. Кабырзы (фиг. 1); она отмечена скалистыми выходами силицилитов, вытянутыми вдоль дизъюнктива; неправильные тела силицилитов имеют то однородную структуру, то структуру окремненных брекчий и потому являются продуктами метасоматоза вдоль Азасского дизъюнктива.

Известно, что часть силицилитов являются докембрийскими, так как они слагают гальки нижнекембрийских конгломератов. Так как в данном случае гряда силицилитов Азасского дизъюнктива кончается у поперечной по отношению к ней синклинали, сложенной кембрийскими известняками, я вижу в этом доказательство докембрийского возраста Азасской дислокации, тем более, что расположенные южнее кембрийские известняки, лежащие несогласно на докембрии, по ее простиранию не смещаются.

В фазу же растяжения проявилась и упомянутая ниже интрузия.

П. Докембрийская кварцево-диоритовая интрузия.

В нижнекембрийских конгломератах Мрасской формации автором и М. А. Волонцевичем были найдены гальки диорит-порфиритов и габ-

бро-порфиритов, а М. Ф. Черкашениным—кв. диоритов. Эти находки дают возможность говорить о докембрийском возрасте соответствующей интрузии; к сожалению, сильный контактовый метаморфизм, в зоне которого находятся конгломераты нижнего кембрия, затрудняет восстановление характера этих интрузий. Так, например, габбро-диорит галек оказался импрeньированным обильной сыпью биотита, располагающейся, главным образом, между кристаллами роговой обманки. Плагиоклазы оказались при этом почти целиком разрушенными. Все же можно не только отнести эти породы к определенной группе, но и сказать, что они представляют, вероятно, краевую зону интрузии или даже попали в конгломерат из небольших даек. На последнее, между прочим, указывает то, что один из валунов оказался из контактовой зоны и содержал одновременно и габбро-диорит, и черный мелкозернистый мрамор, в котором он залегал. Следует отметить еще одну очень важную деталь в описываемых гальках, а именно, они не несут следов гнейсовой текстуры, столь характерной для диоритов из краевой зоны описанных выше гнейсо-гранитов. Таким образом, возникает основание для отнесения последних к еще более ранней интрузии, нежели описываемые габбро-диориты, и, по мнению проф. М. А. Усова, те габбро-диориты, которые по Г. С. Малгатаеву [1]) секут гнейсограниты, следует параллелизовать с гальками докембрийских габбро-диоритов из конгломератов нижнего кембрия, а также с хорошо известной в С. части Кузнецкого Алатау золотоносной интрузией кварцевых авгито-диоритов (35, 48—52).

III. Кембрий.

А. Нижний кембрий.

1. Усть-анзасская формация Cm_1 (?) Горной Шории.

Эта формация отнесена к кембрию с некоторой неуверенностью, так как фауны в ней еще не найдено и она, возможно, окажется принадлежащей к альгонкской системе. В таком случае ее можно сопоставлять с зеленокаменными эпидотизированными эффузивами верхов докембрия С. Америки (Journal of Geology, Vol. XLIV, № 1, 1936 Furcron and Woodward.—A basal Cambrian Lava Flow in Northern Virginia).

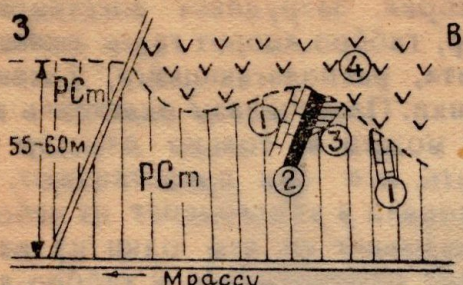
Типичным разрезом ее является разрез по р. Мрассу ниже ул. Усть-Анзаса, где она представлена, главным образом, зеленокаменными амигдалофирами, сильно хлоритизированными и эпидотизированными. Повидимому, мы здесь имеем развитие жерловой и покровной фаций эффузивов. Структура подушечной лавы не наблюдалась. Как исключение встречены небольшие прослойки белого и красноватого известняка. В шлифах эти эффузивы характеризуются, как сильно измененные диабазовые порфириты с фенокристами плагиоклаза № 45 [2]). Изредка встречаются кислые эффузивы. Мощность формации не установлена. Кроме эффузивов в описываемую формацию включен пока ряд нижеупомянутых пород, которые сейчас, при малой изученности этой формации, из нее не выделяются.

Соотношение усть-анзасской формации с более молодыми и более древними таковы. Галька ее эффузивов наблюдается в конгломерах мрасской формации, описанной ниже (Cm_1). Кроме того, такая же галька встречена мной в конгломератах низов кембрия у Адиакского прииска, в более древних горизонтах, чем известняк с камешковскими археоциатами (тоже с археоциатами, но с преобладанием простейших форм—*Rhabdocyathus* и

---

[1]) Г. С. Малгатаев.—Докембрий Горной Шории. 1935 г. Рукопись.
[2]) Определение М. А. Волонцевича.

др.). Ниже по Мрассу, у устья рч. Азаса (правого притока Мрассу ниже Кийзаса, фиг. 2), эти же эффузивы участвуют в гальках базального конгломерата кембрия, вместе с кислыми (альбитофирами?). По рч. Карасу, афанитовый порфирит этой формации (в 2 *км* от устья и выше) образует, по-видимому, дайки в альгонкской системе. У ул. Печерлухкола (фиг. 4), немного выше его, т. е. в стандартном разрезе формации наблюдается по правой стороне Мрассу явно несогласное налегание ее на докембрийских доломитах, известняках и силицилитах (фиг. 15). На левой же стороне в этом районе (немного ниже по течению) усть-анзасские эффузивы отделяются от карбонатного докембрия зелеными сланцами, частью кремнистыми, песчаниками, известняками и конгломератами. Последние содержат в гальке обломки докембрийских известняков, силицилитов и сланцев с реликтовыми тектоноструктурами (фиг. 6 и 7), что устанавливает наличие тектогенеза до образования усть-анзасской формации.



Фиг. 15. Контакт водорослевых доломитов с усть-анзасской формацией выше ул. Печерлухкола.

2. Карчитская формация.

Нижний кембрий в Горной Шории предполагался и ранее (3, 76; 15, 247; 18, 22, 37), но с несомненностью палеонтологически доказан лишь летом 1934 г., когда он был установлен А. Г. Вологдиным по рч. Мрассу, в районе дер. Ениса и по рч. Погундже. Это было сделано на основании полевого определения археоциат, оказавшихся по своему типу близкими к формам камешковских слоев (Cm_1^2 по определению А. Г. Вологдина). Кроме того, К. В. Радугиным такого же типа археоциаты были обнаружены в районе Ср. Челея, по правому берегу Мрассу, 0,5 *км* ниже устья рч. Куйтугола, а также выше этой деревни у устья кл. Тандрана, на левом берегу Мрассу Эти полевые определения, как показала последующая палеонтологическая обработка, вполне подтвердились.

Что касается первого района, то там имеются мощные археоциатовые и водорослевые известняки и тонкозернистые мраморы, выступающие скалами по берегам р. Мрассу выше и ниже рч. Ениса и представляющие рифовую фацию. Литологический облик этих массивных, неслоистых пород меняется в небольших пределах. Окраска варьирует от белой до темно-серой и даже черной при преобладании светлых тонов. Характерны пятнистые водорослевые разности.

М. М. Коровин, изучавший сборы археоциат из того же района, установил там наличие следующих форм: *Epiphyton fasciculatum Ch. Gordon* (1), *Ep. tenue Vologd.* (1 и 2), *Ep.* n. sp. (1), *Ep.* sp. (3), Algae n. gen. et sp. (1 и 2), *Labyrinthomorpha parasitica* n. sp. (1), *Spirocyathus* sp. (3), *S. javorskii Vol.* (3), *S. aff. radiatus Tayl.* (1), *Coscinocyathus vesica Born.* (3), *C.* sp. (1), *Endocyathus khalfini* gen. et sp. nov. (3), *Rhabdocyathus kuznetski* Vologd. (1 и 3), *Rhabdocyathus* n. sp. (3), *Loculicyathus* sp. nov. (1), *Ethmophyllum* aff. *parvum Vologd.* (1), *Archaeocyathus acutus Born.* (1, 2), *A. proskurjakovi Toll* (1 и 2), *A. ijizkii Toll* (1), A. sp. n. (1, 2, 3), *A. arteintervallum Vol.* (3), *A. proskur.* var. *jenis* n. var. (1, 2), *A. minussinensis Vologd.* (2), *A. primitivus Vologd.* (1 и 2), *A. proskur.* var. *major* n. var. (1), *A. intracostatus Vologd.* (1), *A. salebrosus polyseptum* n.

forma (1), *A. ognivcevi* n. sp. (1), *A. pegem* n. sp. (1), *Cyclocyathus* sp. (3).

Цифры в скобках указывают на местонахождение археоциат: 1—из нижней серии археоциатовых слоев около 200 *м* мощности, 2—из средней (150—200 *м*) и 3— из верхней серии около 100 *м* мощностью.

Приведенный список согласно указывает на Cm_1. возраст данной фауны.

Составление разреза нижнекембрийских известняков района рч. Карчита затрудняется неясной слоистостью; поэтому лишь в первом приближении можно дать следующую их стопку сверху вниз:

1) светлосерые известняки с водорослями—125—350 *м*;
2) светлосерые известняки с крупными археоциатами—300—500 *м*;
3) темносерые известняки с археоциатами Камешковского комплекса—150 *м*;
4) светлые пятнистые известняки—125 *м*;
5) серые и светлосерые (редко темные) известняки с водорослями—около 1500 *м*.

Первые 3 раздела объединяются в енисскую свиту, а последние два выделяются и условно параллелизуются с адиакской свитой. Таким образом, мощность известняков в Карчитском разрезе превышает 2.2 *км*, причем на протяжении 1,5 *км* по мощности не наблюдается повторения горизонтов, и треть этих 1,5 *км* занята археоциатовым рифом.

Огромная мощность известняков нижнего кембрия поразительна. Но она не представляет теперь чего-либо исключительного. Так, довольно мощными известняки камешковского типа являются у Гурьевского завода на Салаире, а в Горной Шории, по р. Мрассу, ниже рч. Колзаса, мощность их, установленная по хорошим обнажениям, равняется 1,6 *км*, что касается адиакской свиты, установленной в вершине Мрассу у Адиакского прииска, то для нее характерно наличие кремнистых стяжений, затем кремнистых сланцев, пестрых песчаников и конгломератов, а также двух горизонтов подушечных лав. Эта свита изучена слабо. Быть может, ее можно отождествить с нижними из камешковских слоев. Мне кажется рациональным выделить ее особо благодаря некоторым литологическим особенностям, а главное из-за фауны. Дело в том, что у Адиакского прииска эта свита перекрывается светлыми известняками с фауной (*Loculicyathus tolli Vol.*, *Archaeocyathus proskurjakovi Toll*, *Rhabdocyathus* и др.) камешковского типа. Сама же она содержит более примитивную фауну: в нижних ее горизонтах я встретил лишь *Rhabdocyathus*.

3. Мрасская формация.

В отличие от описанной органогеновой фации Cm_1, в районе Среднего Челея мы имеем существенно терригеновые отложения Cm_1, которые и выделяются в силу своего литологического своеобразия в особую формацию под названием мрасской. Эта формация, следовательно, характеризуется преимущественно фацией прибрежных кластических осадков, среди которых обычно лишь в виде маломощных зон имеются и рифовая и околорифовая фации; последние представлены светлосерым и черным водорослевым известняком с археоциатами, а также калькорудитами и калькоаренитами; самый мощный из них, получивший от нас название Вологдинского известняка, *) содержит не мало археоциат. Отсутствие среди них высокоразвитых форм и малый септальный коэффициент их дали возможность нам—согласно представлениям А. Г. Вологдина—еще в поле отнести предположительно к Cm_1 этот археоциатовый известняк, а также и связанные с ним конгломераты.

*) В честь лучшего знатока археоциат А. Г. Вологдина, именем которого были названы скалы, где обнажается Вологдинский известняк (скалы А. Г. Вологдина).

Результаты камеральной обработки сравнительно небольших сборов археоциат, происходящих, главным образом, из Вологдинского известняка, составили содержание особой небольшой монографии *). Эта обработка подтвердила полевые впечатления, установивши отсутствие среди археоциат Вологдинского известняка высокоразвитых форм, в частности форм с большим септальным коэффициентом и сложной внутренней стенкой. Кроме того, в результате обработки мы имеем среди описанных нами 8 форм, 4 установленных ранее и встреченных лишь в нижнем кембрии, а некоторые из остальных, например *Archaeocyathus ijizkii Toll* представляют, возможно, предшественников камешковских форм Cm_1^2. Вот список окаменелостей Вологдинского известняка: *Labyrinthomorpha tolli Vologd.*, *Loculicyathus tolli Vologd.*, *L. t.* var. *major* n. forma, *Prothopharetra* sp., *Dictyocyathus* (?) sp., *Archaeocyathus* sp., *Ar. amplus Vologd. u Ar. ijizkii president* n. forma, *Rhabdocyathus* sp.

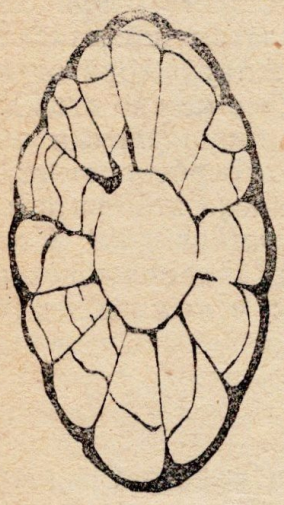
Так как *Loculicyathus tolli Vologd.* считается руководящей нижнекембрийской формой, то здесь приводится ее описание.

Loculicyathus tolli Vologd.

Фиг. 16.

1931. *Loculicyathus tolli Vologdin.* Археоциаты Сибири. Вып. 1. Фауна и флора известняков района дер. Камешки и ул. Бей–Булук Минусинско-Хакасского края и окаменелости известняков с р. Нижней Терси Кузнецкого округа. Стр. 55, 74, табл. III, ф. 1—4, табл. VI, ф. 1—5, табл. XVIII, ф. 3—5, табл. XIX, ф. 1, табл. XXII, ф. 5 и фиг. 20 в тексте.

Данный вид, характерный для нижнего кембрия Сибири, встречен нами в мрасской формации как в слоях Вологдинского известняка (обн. 1820), так и выше стратиграфически, в гальке конгломератов (обн. $1847e_2$), среди которых залегают эти археоциатовые известняки.



Фиг. 16. Loculicyathus tolli Vologd. Поперечное сечение.

Внешние признаки. В первом случае мы имеем в черном известняке остроконический кубок длиной свыше 25 *мм* и с диаметрами сдавленного эллиптического поперечного сечения 3 *мм* и около 6 *мм*. Следовательно, первоначальный диаметр кубка был близок к 4,25 *мм*. Интересно отметить расположение этого археоциата, ось которого падает на СЗ под углом 45° при падении слоев на СЗ под углом 70—80°. Так как устье кубка при этом тоже обращено к СЗ, то это расположение указывает на нормальное залегание слоев в обн. 1820.

Внутреннее строение описываемой формы характеризуется наличием продольных бороздок на внешней стенке, имеющей небольшую толщину. Пористость внешней стенки не наблюдалась.

Септы довольно толстые; их насчитывается 12—13, что при диаметре около 4,25 *мм* дает септальный коэффициент 2,8. При соединении септ с внешней стенкой имеются ясные следы тургора. Пористость септ не заметна. Диаметр центральной полости кубка равен приблизительно 1,5 *мм*. Следовательно ширина интервала равна 1,37 *мм*, а интервальный коэффициент—1,5. Интерсептальные камеры заняты диссепиментами, имеющими обычное для этого вида выражение. Расстояние между ними по вертикали равно 0,5—2 *мм*. Они обычно выпуклы кверху и внутрь. Местами на них и на септах видны короткие мелкие зубчики.

*) „Некоторые археоциаты мрасской формации". Рукопись, 1935 г.

Внутренняя стенка не отличается по своей толщине от наружной. Центральная полость заполнена обычными для *L. tolli* днищами.

Приведенное описание достаточно хорошо показывает тождество нашей формы с *L. tolli Vologd.*

Другой образец того же вида, заключенный в гальке из такого же черного известняка, отличается лишь особенностью, отмеченной А. Г. Вологдиным еще у Сардинской формы [1]), а именно, он имеет своеобразный отросток, где намечается наличие диссепимент. В других же отношениях эта форма ничем не отличается от вышеописанной.

Горношорским плезиотипом данного вида может служить обр. 1820а—2, местонахождение которого—Вологдинский известняк мрасской формации, левая сторона Мрассу, выше Ср. Челея, при устье рч. Тандрана.

Лучшие разрезы мрасской формации нижнего кембрия, правда, недостаточно еще полно ее характеризующие, имеются выше и ниже ул. Ср. Челея по р. Мрассу. Челейский разрез (фиг. 4 и 3), выбранный стандартным разрезом мрасской формации, расположен у устья Тандрана, левого притока Мрассу. Он составлен по полевым наблюдениям, произведенным по вершине борта Мрассу М. А. Волонцевичем. Как видно из разреза (фиг. 3), мы там не наблюдаем повторения слоев. Предполагать такое повторение, в силу возможной быстрой фациальной изменчивости, конечно, можно было бы; но этому противоречат условия залегания. В самом деле, археоциаты Вологдинского известняка, как показывает анализ ориентированных образцов их в палеонтологической части, указывают на залегание болеее молодых слоев к СЗ от него. К такому же выводу мы приходим, когда анализируем соотношение дифференциальной сланцеватости и слоистости в описываемом разрезе. На то же указывает не очень крутое (60°) С. падение слоев известняков в обн. 1800—1801 (фиг. 4), неестественное в наших условиях крутопоставленных слоев для опрокинутого залегания. Далее в обн. 1308 (рядом с обн. 1800) М. А. Волонцевичем зафиксирован размыв с СЗ. стороны и выклинивание слоя мрамора, перекрываемого конгломератом. Наконец, опрокидывание слоев к ЮВ, т.е. в сторону горста, совершенно невероятно. Все это убеждает нас, что Челейский разрез может быть использован для составления нормального стратиграфического разреза мрасской формации.

Общая мощность мрасской формации в Челейском разрезе не менее 1 *км*, так как к Ю от описываемого разреза мы еще имеем полоску Cm_1, шириной около 0,3 *км*, за которой уже следует PCm. С другой стороны, и верхняя граница данной формации еще не зафиксирована.

Литологический состав мрасской формации исчерпывается известняками и мраморами, черными глинистыми и углистоглинистыми сланцами, песчаниками и конгломератами; все эти породы, помимо сильного динамометаморфизма, подверглись еще контактовым изменениям от не вскрытой здесь интрузии, а именно, ороговикованию, с появлением гидробиотитизации, актинолитизации, эпидотизации, пиритизации и др.

Важнейшее значение для геологии Горной Шории имеют конгломераты мрасской формации, как это уже отмечено выше. В эти конгломераты могли попасть лишь нижнекембрийские и докембрийские породы, а поэтому небезинтересно подробнее охарактеризовать состав конгломератов, уже отмеченный выше (гальки габбро-диоритов, диорит-порфиритов и т. п.). Здесь мы должны добавить, что в составе их галек часто имеются афанитовые и амигдалофировые порфириты, а также зеленоватые и светлозеленоватые пироксеновые и роговообманковые порфириты, весьма похожие на те, что

[1]) А. Г. Вологдин. Цитированная выше работа, стр. 55, табл. VI, фиг. 1.

обнажаются по р. Кондоме у устья рч. Шалыма. Фенокристы таких порфиритов местами, например, вблизи Вологдинского известняка, образуют своеобразные пироксеновые или пироксенороговообманковые песчаники (фиг. 3) и даже пудинги с калькоаренитовым цементом. Шлиховой анализ этих пород указал на наличие в них таких минералов, как плагиоклаз, пироксен, роговая обманка и др.

Таким образом, несомненно, что отмеченные в гальке порфириты имеют древний возраст; во всяком случае, они не могут быть средне- или верхнекембрийскими, а реликтовые тектоноструктуры их указывают на соответствующие тектонические движения, может быть, и не сильные.

Другой особенностью описываемых конгломератов является обилие галек известняков, сланцев и песчаников, попавших в конгломерат из той же мрасской формации. Такие обломки часто гораздо хуже окатаны, по сравнению с описанными выше гальками порфиритов. Это обстоятельство указывает на то, что большая часть конгломератов мрасской формации являются внутриформационными, а не базальными.

Не менее важный, чем конгломераты, Вологдинский известняк образует в описываемом разрезе довольно мощное (150 *м*) тело; оно состоит, главным образом, из светлосерых водорослевых и археоциатовых рифовых разностей. Вместе с тем встречаются и черные, а также чрезвычайно характерные пятнистые разности. Последние получаются отчасти благодаря белым пятнам эпифитоновых водорослей, а чаще являются брекчиевидной обломочной околорифовой субфацией.

Кроме Вологдинского известняка, в Челейском разрезе имеются и другие, обычно обломочные, известняки (калькоареніты и калькорудиты). Их, несомненно, наблюдается меньше, чем было первоначально, так как многие из них совершенно уничтожены размывом. Об этом, например, говорят гальки совершенно черного антраконитового известняка или мрамора в обн. 1847, содержащего *Loculicyathus tolli* Vologd., *Coscinocyathus simplex* Vologd. и много других видов этого рода, почему-то часто встречающегося в соответствующем горизонте. Участвующие в составе мрасской формации песчаники ничем особенным не выделяются.

Наконец, черные, частью углистые сланцы весьма характерны для мрасской формации, будучи сосредоточены в Челейском разрезе в верхней ее части. Благодаря специфичности состава, они своеобразно реагируют на контактовый метаморфизм, не меняя своего цвета и становясь красивыми ороговикованными углисто-глинистыми сланцами. При этом роговиковый биотит образует в них черные мелкие (не свыше 1 *мм*) листочки.

Та же самая литология мрасской формации наблюдается и в Куйтугольском разрезе, где наблюдается такая последовательность сверху вниз по течению р. Мрассу (по правой ее стороне):

1) мощные темные вонючие мраморы древнейшей толщи, с прослоями амфиболизированных черных сланцев, с водорослями слоев с *Newlandia*, подстилаемые водорослевыми доломитами и падающие в сторону ниже перечисленных свит;

2) тонко переслаивающиеся белые мраморы и амфиболиты около 50 *м* мощности;

3) черносерые мраморы и метаморфизованные сланцы 250 *м* мощностью;

4) Cm_1. конгломераты с гальками черных и белых мраморов, темных силицилитов, черных сланцев и различных изверженных пород около 200 *м* мощностью;

5) почти вертикально падающие слои черного и светлого известняка с Cm_1. археоциатами 20—30 *м* мощностью;

6) черные метаморфизованные сланцы и конгломераты мощностью свыше 150 *м*;

7) слои известняков, падающие на ЮВ, под предыдущие породы;
8) конгломераты, подстилающие (?) эти известняки.

К сожалению, точная корреляция мрасской формации Cm_1 с Карчитским Cm_1 пока невозможна. Но так как в Челейском Cm_1 конгломерат расположен почти непосредственно на карбонатном докембрии, можно полагать, что первый или подстилает карчитские известняки, или—что менее вероятно—является фацией их. Этот вопрос должен быть разрешен палеонтологическими исследованиями при изучении водорослей и археоциат, если не будет найдено его решение при полевых наблюдениях в смежных районах, например, в вершине р. Малой Суеты.

Впрочем, и сейчас можно упомянуть об одном разрезе, который указывает на более древний возраст мрасской формации по сравнению с камешковскими слоями нижнего кембрия. Этот разрез мы изучали ниже слияния Малого и Большого Таза по рч. Тазу (в системе р. Кондомы). Здесь вскрывается толща граувакковых песчаников, черных глинистых сланцев и конгломератов с галькой, главным образом, пироксеновых порфиритов и других эффузивов. Сходство с мрасской формацией большое. И вот эта толща, падающая к югу, сменяется к югу же светлыми кембрийскими известняками. Залегание слоев, повидимому, не является опрокинутым. Археоциатовая фауна известняков, по мнению М. М. Коровина, Камешковского типа. Таким образом, если здесь нет взброса, отделяющего известняки Cm_1 и граувакковую толщу Таза, приведенный разрез доказывал бы более древний возраст последней.

4. Узасская формация.

Эта формация устанавливается в районе рч. Узаса, где по левой стороне р. Мрассу, как раз против устья Узаса, она развита в типичном проявлении. Здесь же устанавливается ее отношение к подлежащим известнякам нижнего кембрия. В разрезе по Мрассу последние как бы налегают на узасскую формацию (фиг. 2), что, однако, является результатом легкого опрокидывания к Ю развитой здесь антиклинали. Такое понимание структуры вытекает из наблюдения над падением слоев к З от узасской формации, где она окружается Cm_1. известняками и где слои последних падают к В, в сторону ее эффузивов.

На С. крыле упомянутой антиклинали мощность Cm_1. известняков много больше, чем на южном (1,6 *км* вместо 0,5 *км*). Это в связи с отсутствием переходных отложений указывает на некоторое несогласие между ними и узасской формацией.

Мощность последней остается неизвестной, а ее литологический состав не подвергался детальному изучению. По данным Г. П. Болгова и А. Г. Сивова (22), эффузивы этой формации относятся к авгитовым порфиритам. По моим наблюдениям, эти эффузивы, для которых характерно наличие крупных фенокристов пироксена, находятся (вместе с их туфами и амигдалофирами) в зеленокаменной фазе, что резко отличает их от среднекембрийской порфиритовой формации. Последняя встречена выше по Мрассу, слабее изменена, являясь лишь диагенетизированной, и тем самым подчеркивает самостоятельность близко расположенной узасской формации, тем более, что не отличается от далеких своих аналогов по рч. Амзасу и на Салаире (Орлиная гора).

5. Шорский геотектогенез.

Формирование мощной нижней части кембрия Горной Шории—длительная эпоха эволюционного развития—закончилась здесь проявлением интенсивного тектогенеза, который, мне кажется, впервые устанавливается в За-

падной Сибири. Вероятно, он не известен и в других областях. Этим движениям я придаю большое значение, так как они, по-моему, оставили свой след и далеко за пределами Горной Шории.

Так, на Салаире именно эти движения, мне кажется, создали различие в облике формаций среднего кембрия г. Орлиной по сравнению с сильнее метаморфизованными и дислоцированными низами кембрия [1]). То же наблюдается на Алтае, где рядом с диагенетизированными эффузивами среднего кембрия имеются эффузивы зеленокаменные. Прослои сланцев в среднем кембрии менее метаморфизованы: в нижнем кембрии они выглядят хлоритовыми и филлитовыми сланцами.

Наконец, в Горной Шории наблюдается та же картина. Глинистые прослойки в нижнекембрийских известняках выглядят обычно в виде хлоритовых пленок. Сами известняки гораздо чаще стоят близко к мраморам (имеют сахаровидный облик). В них чаще наблюдаются плойчатость и рассланцевка. В общем, Cm_1. известняки нижней части кембрия дислоцированы сильнее, обладают более крутыми углами падения, что достаточно иллюстрируется разрезом по верхней части Мрассу, где местами средний кембрий лежит почти горизонтально на протяжении многих сотен метров (фиг. 2). Наконец, выше рч. Кийзаса, по правую сторону Мрассу, наблюдается резкое угловое несогласие между известняками средины и низов кембрия. Первые имеют падение под углом 20—25°, а вторые—около 60—70° при различных простираниях. Направление Шорской складчатости во многих точках района—широтное или ВСВ.

Имеются ли интрузии, отвечающие фазе растяжения Шорского геотектогенеза? Мне кажется, что они есть. Такова, вероятно, золотоносная интрузия верховьев Мрассу. Метаморфизуя кембрий (нижний?), она большим своим метаморфизмом (как бы зеленокаменным характером) резко отличается от сравнительно свежей верхнекембрийской интрузии. Сюда же, вероятно, относится учасовская интрузия по рч. Ортону, описанная М. Ф. Черкашениным (37).

Б. Средний кембрий Горной Шории.

Cm_2 является сравнительно хорошо изученной частью кембрия. Лучшие разрезы среднего кембрия дает система р. Кондомы, а именно, ее речки Коура и Амзас и верховье р. Мрассу. По Коуре, падающей справа в рч. Мунжу, левый приток Кондомы, наблюдается такая стратиграфическая последовательность формаций (сверху вниз):

а) формация авгитовых порфиритов и их туфовых производных мощностью около 0,6 *км*—коуринская формация;

б) светлые массивные археоциатовые известняки мощностью около 0,5 *км*—мазасская формация;

в) черные глинистые, частью окремненные сланцы с прослойками известковистых серых песчаников, известковистых сланцев и песчанистых и глинистых известняков с общей мощностью около 0,4 *км*.

Стратиграфические взаимоотношения этих формаций устанавливаются по элементам их залегания, а также тем, что обломки археоциатового известняка содержатся в формации авгитовых порфиритов, а обе эти формации отмечены в гальках конгломератов нижнего силура. Интересно отметить у нижней границы порфиритовой формации известняковый конгломерат. К сожалению, фауна археоциат из данного разреза осталась не обработанной. Поэтому среднекембрийский возраст его не доказан и предпо-

[1]) А не принадлежностью к разным геотектоническим районам, как установил Б. Ф. Сперанский.

лагается на основании косвенных соображений. Что касается глинистых сланцев, то их неразрывная связь с археоциатовыми известняками пока не вызывает сомнений в виду переслаивания их и наличия связующих литологических звеньев.

Описанный разрез может отвечать и нижнему кембрию (мрасской, карчитской и узасской формациям), и его формации считаются среднекембрийскими условно, по аналогии с разрезом по рч. Амзасу. Там мы наблюдаем ту (?) же формацию авгитовых порфиритов, их туфов, конгломератов и песчаников. Но здесь она оказывается охарактеризованной фаунистически. Фауна ее, найденная А. С. Егоровым (9) и определенная предварительно О. К. Полетаевой, содержит *Olenoides* (?) и *Arionellus trinucleus* n. sp. Эта фауна относится, по мнению О. К. Полетаевой, к среднему кембрию. Принадлежность же ее к формации авгитовых порфиритов и их туфов не вызывает сомнения. Таким образом, Cm_2. возраст последней хорошо устанавливается, что прекрасно увязывается с наличием тождественных формаций среднего кембрия на Салаире (г. Орлиная) и в Кузнецком Алатау (Золотой Китат), где этот возраст доказан точно определенной (Е. В. Лермонтовой) фауной трилобитов.

В 1934 г. эти данные дополнил В. С. Батурин, который выделил из нижней эффузивной формации (с авгитовыми порфиритами) среднего кембрия вышележащую серию песчаников, конгломератов, сланцев и мелафиров мощностью около 350 *м*; собранные в песчаниках вновь трилобиты, по О. К. Полетаевой, относятся к *Bathyuriscus* и *Agraulos*, характерным для Cm^2_2. Наличие между этими частями Cm. конгломерата со следами Cm. выветривания доказывает перерыв между ними.

По рч. Амзасу, у устья рч. Алгаина (фиг. 18) далее имеется еще один член Cm_2—белый массивный известняк с высокоорганизованными археоциатами—березовская формация. Этот известняк в частности содержит *Polycyathus heterovallum* Vologd. и найденный В. С. Батуриным *Archaeocyathus clarus* Vol.[1]), что дает нам основание параллелизовать его с санаштыкольским известняком среднего кембрия, установленным А. Г. Вологдиным для З. Саяна. Отношение березовской формации к Cm_2. формации пироксеновых порфиритов и их туфов до 1935 г. было не совсем ясно. Однако, представления А. Г. Вологдина о высоком положении в Cm санаштыкольского известняка заставляли считать Амзасский известняк с *Polycyathus* самым молодым членом Cm_2 Горной Шории, тем более, что Усть-Коуринский известняк, подстилающий порфиритовую формацию, заметно отличается по своей археоциатовой фауне.

Это представление подтвердилось в 1935 г., когда, после карьерных работ вдоль строющейся Горношорской ж. д., В. С. Батурин мог наблюдать пологое налегание рассматриваемых известняков среднего кембрия на его порфириты.

По мнению того же исследователя, здесь имеется именно несогласное налегание, так как известняк отложился то на порфиритах, то на кластических породах Cm_2 (2, 76).

Наблюдения в верхнем течении Мрассу обнаружили, что известняки рч. Мазаса имеют определенное стратиграфическое положение, а именно—подстилают диагенетизированные эффузивы среднего кембрия. Из этой толщи известняков была собрана фауна археоциат О. К. Полетаевой в 1930 г. и затем обработана А. Г. Вологдиным. Последний отнес ее к Cm^2_2, т. е. значительно древнее, чем санаштыкольские слои—Cm^3_2 по его схеме; таким образом, относительное положение, установленное стратиграфическими наблюдениями, подтверждается и палеонтологически. Не исклю-

[1]) Последний вид определен П. С. Краснопеевой.

чена возможность, что низам среднего кембрия отвечает формация песчано-глинистых осадков, подстилающая усть-коуринскую формацию, если последняя действительно относится к среднему, а не нижнему кембрию.

После образования известняков с *Polycyathus heterovallum* и пред отложением Cm_3 среднекембрийские образования испытали тангенциальные дислокации, что доказывается ниже. Это предполагает и В. С. Батурин по своим наблюдениям 1935 г., так как не видно нигде, чтобы в одной складке участвовали и Cm_2, и Cm_3. Это не вполне убедительно, так как от полициатовых известняков остались маленькие обрывки—мульды брахискладок. Следовательно, отсутствие Cm_3 в них может быть объяснено и глубоким денудационным срезом.

Непосредственного налегания верхнего кембрия на средний в Амзасском районе нет. Эти отделы разъединены дизъюнктивами. Поэтому о тангенциальных дислокациях между верхним и средним кембрием можно говорить лишь на основании реликтовых тектоноструктур конгломератов верхнего кембрия, изученных в обн. № 1 (фиг. 19).

Для этих конгломератов, резко отличающихся от S_1., характерно отсутствие среди галек пород салаирской интрузии, появившейся позднее, в конце Cm. Они являются типичными красноцветными отложениями, как и вмещающие их сланцы и песчаники, и в них часты гальки со следами Cm. выветривания. В этом отношении особый интерес представляет кварцевая галька, обнаруживающая не только зональную гематитизацию в процессе выветривания, но и довольно неожиданное преобразование кварца в халцедон. Казалось бы, что кремнезем жильного кварца должен был оставаться неизменным. На самом же деле наблюдается развитие халцедона на периферии гальки с ясными следами метатетического замещения.

Этот интересный случай показывает также, что условия образования красноцветных продуктов выветривания, затем успокоившихся на дне моря или в континентальном бассейне, были близки к пустынным, а потому едва ли в это время процессы латеритного выветривания могли значительно развиваться и дать месторождение боксита.

Очень редко в составе Cm_3. конгломератов попадается галька черного сланца, весьма похожего на докембрийские. Чаще, но в небольшом количестве имеются обломки полевошпатовых (сильно выветрелых) порфиритов среднего кембрия и их туфов. Преобладают гальки силицилитов, известняков альгонкия и среднего кембрия.

Последние по цвету являются то белыми, то даже красными, а чаще розовыми, среди которых, а также сероватых — обычны мелкоолитовые разности. Эти известняки содержат хорошо сохранившуюся фауну строматопор и сложно построенных археоциат, принадлежащих среднему кембрию, а именно—санаштыкольским слоям А. Г. Вологдина.

И вот гальки таких именно известняков обнаруживают реликтовые тектоноструктуры: одни из галек представляют брекчии трения, другие пронизаны сетью кальцитовых жилок по трещинам, из коих некоторые являются экзокинетическими по выдержанности своего направления; в то же время по этим трещинам с периферии проникали красные окислы железа—следы кембрийского выветривания, доказывающие реликтовый характер трещин; наконец, следует еще упомянуть о деформации окаменелостей.

Устанавливаемый таким образом тектогенез мы не можем пока охарактеризовать по направлению достаточно полно и точно. Все же можно отметить, что складки, в которые смят средний кембрий в Амзасском районе, близки к широтным или ЗСЗ.

Почти широтное направление, но только у одного крыла складки, отмечено также у Ю. подножия Улутага (верхнее течение Мрассу), где, по-моему, обнажаются известняки среднего кембрия. Но в том же районе,

ниже по Мрассу (от Колзаса до Кийзаса) эти же известняки при пологом в общем залегании имеют СЗ. простирание. Таким образом требуется определение ее направления на более широких площадях. Пологое же залегание указывает на германотипный характер складчатости (фиг. 2). В этом отношении салаирская складчатость резко отличается от предыдущего тектогенеза (после образования узасской формации), и с этим фактом находится в понятной связи диагенетизированная фаза Cm_2. эффузивов.

Интрузий, связанных как одна из фаз геотектогенеза с описанной складчатостью, пока не известно. Это является скорее результатом недостаточного прогресса геологии в этой части, нежели отражением действительности.

В. Верхний кембрий.

1. Горношорская формация.

Этот отдел в настоящее время в Горной Шории палеонтологически установлен лишь предварительным определением, так как фауна соответствующих отложений монографически не обработана. К верхнему кембрию относятся слои общей мощностью свыше 525 *м*, обнажающиеся под базальным конгломератом S_1 на левой стороне рч. Амзаса, около 1,5 *км* ниже устья рч. Тоги. Верхние горизонты формации содержат фауну трилобитов, близкую по типу фауне Cm_3 г. Орлиной, с верхнекембрийскими родами, в частности из сем. Illaenidae (*Illaenurus*?), в особой пачке слоев — „слоеном пироге", представляющем переслаивание белого известняка и зеленоватого сланца. В том же известняке находятся и другие трилобиты, типичные для Cm_3 г. Орлиной.

Кроме этих характерных слоев, в состав Cm_3 входят зеленоватые и красноватые сланцы, красноватосерый известняк с члениками криноидей и интересные красноцветные отложения, состоящие существенно из красных сланцев, косослоистых кварцевых песчаников и конгломератов (описанных выше) и образующие нижние горизонты Cm_3, срезанного далее глыбовым надвигом. Все эти слои объединяются под названием горношорской формации, представляющей второй пример Cm_3 в Западной Сибири. Установление Cm_3 в Горной Шории важно потому, что не позволяет относить к нему формации, резко отличающиеся и литологически, и по степени метаморфизма.

2. Салаирская гипабиссальная интрузия Горной Шории.

Появившись в верхней части кембрия, она представлена адамеллитами, опдалитами, аплитами и другими своими разностями. В настоящее время она строго доказана для Горной Шории, как это показано в главе о нижнем силуре. Изучена она пока лишь в гальках S_1. конгломерата. Эта интрузия, повидимому, вскрыта по Б. и М. Тазу, к ЮВ от Тельбесского плутона.

IV. Силур.

А. Нижний силур Горной Шории.

1. Общая характеристика.

Хорошо изученный в районе рч. Амзаса, близ устья Тоги S_1 Горной Шории, охарактеризован в настоящее время двумя детальными разрезами и богатой фауной, к сожалению обработанной частично. Эти разрезы дают следующую последовательность главных компонентов (сверху вниз),

1) Зеленоватосерые известковистые песчаники, серые оолитовые и песчанистые известняки (частью калькоареніты с косой слоистостью), а также черные глинистые сланцы и аркозовые песчаники . . . . . 55 *м* [1])

2) Зеленоватосерые (редко красноватосерые) песчаники и глинистые сланцы . . . . . 355 *м*

3) Белые, зеленоватые и красноватые известняки (с разводами) с редкими трилобитами . . . . . 50—100 *м*

4) Песчаники зеленоватые и сланцы . . . . . 140 *м*

5) Конгломераты с прослоями песчаников и с разнообразной галькой кембрийских известняков, эффузивов и салаирской интрузии . . . . . 70—150 *м*

Первая серия, наиболее богатая фауной, выделяется под названием амзасской формации; она, вероятно, лежит несогласно на нижележащей, что пока еще не доказано. Остальные четыре серии объединяются под названием алгаинской формации. Фауна имеется и во 2. серии в 75—95 *м*, 205—210 *м* и 250 *м* от ее висячего бока, будучи представлена мшанками, брахиоподами и трилобитами. В этой же 2. серии, но, в других местах, а именно, в правом борту Амзаса 1,5 *км* восточнее пос. Н. Таянзы, встречен горизонт темносерых и зеленоватых глинистых сланцев, весьма богатых фауной хорошо сохранившихся и полных скелетов трилобитов; имеются также беззамковые брахиоподы и *Caryocystites* из эхиносферид. Среди трилобитов преобладают *Asaphidae* (в частности, имеется *Asaphus*), но встречаются также иллениды, *Agnostus*, *Euloma*, и некоторые другие. Согласно общему характеру фауны она относится к нижней части S_1.

Наиболее богатая и разнообразная фауна имеется в большинстве горизонтов 1. серии; здесь мы встречаем множество кораллов, строматопор, брахиопод, реже трилобитов, гастропод и др. Встречена здесь же даже такая редкая в Сибири группа, как известковые губки, притом состоящая, повидимому, из новых форм. Изученные монографически целентераты [2]) из 1. серии составляют следующий список окаменелостей: *Columnaria sp.*, *Columnaria halysitoides* n. sp., *Calapoecia* sp., *Halysites escharoides* Lam. var., *Tetradium halysitoides* n. sp., *Clathrodictyon* sp., *Rosenella* (?) *sibirica* n. sp., *Rosenellina wellenformis* n. f., *Pseudolabechia prima* n. sp., *Coccoseris lindströmi* n. sp., *Lyopora nicholsoni* n. sp., L. *minimalis* n. sp. и др.

Как показывает даже родовой состав фауны, она является верхнеордовичской (S_1^3).

Из приведенного списка *Columnaria* (?) *halysitoides* n. sp. характеризуется в нижеследующем описании, как одна из наиболее типичных.

Columnaria (*?*) *halysitoides* n. sp.

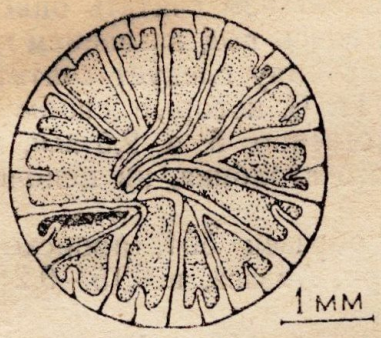
Фиг. 17.

Внешнее строение этого коралла довольно своеобразно. Это своеобразие—результат того, что в кустистой колонии описываемого вида, превышавшей в высоту 7 *см* и в диаметре 10 *см* кораллиты ее слагающие, обычно располагаются в четкообразные аггрегаты, несколько напоминающие цепочки *Halysites*. Эта особенность и отмечена названием вида. Длина таких цепочек достигает значительной величины, иногда соизмеримой с диаметром всей колонии. Но если взять длину цепочек лишь в пределах петель, которые обычно образуются цепочками, то она равна

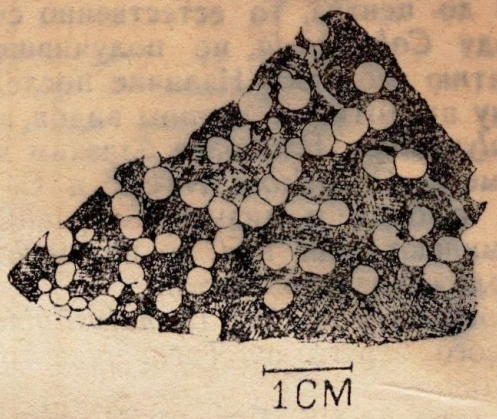
[1]) Выше по Амзасу амзасская формация развита значительно больше; там ее мощность превышает 300 *м*.

[2]) Они описаны в работе, являющейся дополнением к данной: „Некоторые целентераты из нижнего силура Горной Шории". Материалы по геологии Зап. Сиб. края. Вып. 35.

0,5—3 *см*, соответствуя ширине и длине петель. Некоторые кораллиты не попадают в цепочки, располагаются изолированно в 0,5—4 *мм* от соседей. Диаметр взрослых кораллитов равен 3,5—4 *мм*, у молодых же, или неполноценных, кораллитов он варьирует от 1 *мм* до 3,5 *мм*. Густота корралитов в колонии характеризуется 5,6 кораллитами на 1 *см*² поперечного сечения. Форма кораллитов субцилиндрическая, которая лишь у изолированных полипьеритов является цилиндрической; обычно



Фиг. 17-а.



Фиг. 17-б.

Columnaria (?) halysitoides n sp. Поперечное сечение части колонии(б) и одного кораллита (а).

же эта форма значительно искажается благодаря давлению от соседних кораллитов цепочки.

Внутреннее строение кораллитов типично для рода *Columnaria*. Потолочки развиты в полной мере, заполняя в продольном сечении всю висцеральную камеру. По своей форме они близки к плоскости, будучи слабо изогнуты и неровны без какой-либо закономерности в этом отношении. Расположение потолочков почти поперечное по отношению к кораллитам. Расстояние между потолочками равно в среднем 0,6—1 *мм*, варьируя от 0,3 *мм* до 2 *мм*. Неполные потолочки заметны лишь кое-где. Зато из-за хорошего развития септ в продольных тангенциальных сечениях кораллитов везде потолочки имеют вид диссепимент, то прямых, то вогнутых кверху (иногда даже в виде птички).

В нескольких продольных сечениях видно, что глубина чашки равна 4—4,5 *мм*, а у молодых кораллитов—2 *мм*.

Септальный аппарат хорошо развит и распадается на септы 1-го и 2-го порядка. Септы 1-го порядка доходят до центра. Число их, как и септ 2-го порядка, равно 14—16. В молодой стадии видно всего лишь около 8 септ (1-го порядка). В поперечном сечении септы то прямые, то слабо изогнутые. Толщина септ сохраняется на всем их протяжении, равняясь 0,1—0,15 *мм*. Расположение септ почти радиальное; билатеральное расположение местами наблюдается лишь в молодой стадии развития кораллитов. Септы 1-го порядка около центра кое-где соединяются в пучки по 2—3 септы, в центре же они обычно сливаются в сплошную массу, в которой концы септ то ясно намечаются, то совершенно расплываются. В первом случае видно, что закручивания септ не происходит. Таким образом, можно считать, что у данного вида имеется ложный столбик, образованный слиянием концов септ 1-го порядка. Этот ложный столбик заметен и в молодой стадии, но на дне чашки он не выступает. Септы 2-го порядка имеют длину обычно 0,2—0,3 *мм*, не превышая 0,5 *мм*. Септальные лейсты и carinae отсутствуют.

Что касается стенок кораллитов, то их толщина равна примерно 0,1—0, 3 *мм* (вместе с эпитекой).

Способ размножения у данного вида—внутричашечное и боковое почкование с появлением в момент почкования 1—2 кораллитов.

Систематическое положение. Форм, близких к описанной, неизвестно. Поэтому она выделена под именем нового вида *Columnaria* (?) *halysitoides* n. sp., голотипом которого избран образец № 504. Отнесение данного вида к роду *Columnaria* вызывает сомнение ввиду наличия столбика, неизвестного ни у одного из видов *Columnaria*. Однако, столбик в данном случае получается благодаря слиянию септ, доходящих до центра. Так как у некоторых видов *Columnaria* септы доходят или почти достигают до центра, то естественно считать описанную форму очень близкой к роду *Columnaria*, но получившей обособленное положение благодаря развитию столбика. Наличие последнего позволяет нам считать описанную форму прототипом группы видов, выделяемой здесь под названием группы *C. halysitoides*. Наиболее близким к описанному виду следует считать, по-видимому, *C. calicina* Nich. и C. sp. Lindstr. [1]), которые своим кустистым штоком и диаметром, равным соответственно 5 и 2,5 *мм*, весьма напоминают наш вид, но не имеют ни ложного столбика, ни цепочечного расположения кораллитов.

Голотипом *Col.* (?) *halysitoides* служит образец 504, происходящий с левого берега рч. Тоги, правого притока рч. Амзаса, в 0,15—0,2 *км* от ее устья.

Брахиоподы S_1 Горной Шории, обрабатываемые монографически доцентом Томского Индустриального института Л. Л. Халфиным, содержат следующие формы по предварительным данным:

Orthis sp. ex. gr. *Orthis calligramma* Dalm., два вида, очень близкие к *Hebertella occidentalis* Hall и *Plesiomys subquadrata* Hall и, наконец, *Rhynchotrema ainsliei* N. Winch.

При этом Л. Л. Халфин считает возраст этой фауны всего вероятнее цинцинатским (S^3_1). К тому же выводу приходит и М. П. Ломовицкая, которая определила:

Orthis vespertilio Sow., *Orthis ellipsoides* Barr., *Orthis turgida* M. Coy, *Dalmanella testudinaria* Dalm., *Rafinesquina* ex gr. *alternata* Conr. и др.

К этому списку предварительные определения О. К. Полетаевой и А. Г. Сивова прибавляют несколько форм трилобитов и брахиопод, согласно которым, а также распространению целентерат, возраст 1. серии определяется так же, как верхнеордовичский (S^3_1 по американскому делению).

В заключение описания S_1 отложений, относящихся к неритической и прибрежной фациям, следует отметить их значительное распространение на В, где они, например, по Большой Речке (Унзасу), у Викторьевского прииска, содержат те же формы Asaphidae, что и в Амзасском районе, и потому должны быть отнесены также к S_1, а не к Cm_3 (18, карта).

2. Конгломераты S_1 и верхнекембрийский тектогенез.

Одним из интереснейших и важнейших компонентов Амзасского нижнего силура являются хорошо выраженные конгломераты.

а) Распространение конгломератов S_1, показанное на прилагаемой карточке (фиг. 19 и 18) является довольно значительным. Прекрасные выхода конгломератов мы имеем как по Эмзасу (у пос. Алгаина, „Красные Таянзы“ и др.), так и по трем его притокам (рч. Тоге и Таянзам). По-видимому, сюда же следует отнести и конгломераты, которые по указанию Ю. А. Кузнецова, мной изучены в районе рч. Таза и Шимзеса.

Как показывают хорошие разрезы по рч. Амзасу и Таянзам, конгломераты не представляют собой одного сплошного слоя. Не считая отдельных небольших прослоев песчаников внутри главной зоны конгломератов, можно наметить более высокий горизонт их у улуса Алгаина, где кроме

[1]) Lindström. Die Gattung Prisciturben Kunth. Bihang till K. Svenska vet.-Akad. Handlingar. Bd. 15. Abd. IV. № 9, fig. 2—8.

основных выходов на левой стороне Амзаса мной найден выход конгломерата по правой его стороне, у устья долины Алгаина.

б) Фациальные изменения конгломератов прежде всего выражаются до некоторой степени в вариации состава, что видно из прилагаемой ниже таблицы. Эти изменения, связанные с размывом различных площадей кембрия, выражаются больше вариацией относительного содержа-



Фиг. 19.

ния галек тех или иных пород. Что касается величины галек и валунов, степени окатанности, сортированности материала, то в этом отношении не заметно никаких изменений, за исключением только что отмеченных.

Точно также не замечено перехода конгломератов в песчаники по простиранию. Намечающиеся же окончания полос конгломератов объясняются обрезанием их дизъюнктивами.

Следует отметить, что и выклинивание отдельных горизонтов конгломерата не установлено, хотя отрицать такое выклинивание не приходится, так как мы отмечаем заметную вариацию в мощности. Так, конгломераты левого берега Амзаса ниже Кр. Таянз (фиг. 19, обн. 2) имеют мощность 50 *м*, а вместе с прослоями песчаника 200 *м*, тогда как в других местах эта мощность не выдерживается.

Далее необходимо охарактеризовать изменения степени метаморфизма конгломератов. Прослеживая их с З на В, мы видим, как конгломераты, характеризующиеся на З, у пос. Алгаина лишь нормальным для Амзасского силура динамометаморфизмом, восточнее, против пос. Кр. Таянзы, становятся весьма сильно измененными близлежащей интрузией.

Это изменение конгломератов (а также песчаников) представляет чрезвычайно яркий пример той действенности метасоматических процессов, которая характерна для девонской гипабиссальной интрузии. Действительно, сила метасоматоза здесь поразительна: конгломераты, богатые как кислыми, так и основными породами, становятся удивительно однотонными, зелено-

вато-серовато-беловатыми; при этом их гальки совершенно обезличиваются; превратившись, как и цемент, в аггрегат эпидота, кварца и, вероятно, альбита, они лишь слабо намечаются своими округлыми контурами, и конгломерат становится весьма трудно распознаваемым. Весьма интересное и эффектное явление!

в) В морфологической характеристике конгломератов S_1 следует коснуться прежде всего величины и формы галек. По своей форме они варьируют не так сильно, обычно представляя трехосный эллипсоид, реже приближаясь к двухосному эллипсоиду или шару. Еще реже встречаются угловатые гальки. Величина диаметра колеблется широко от сантиметров и даже миллиметров до 0,4 *м*, обычно равняясь 5—10—15 *см*. Степень окатанности галек вообще хорошая, реже встречаются угловатые гальки с округленными ребрами, а остроугольные встречаются, как исключение. Это характерно для прибрежноморского образования, испытавшего разрушительное воздействие волноприбоя.

Чрезвычайно интересной особенностью формы некоторых несовершенно окатанных галек является отражение в этой форме реликтовых тектоноструктур, о чем сказано подробно ниже.

Что касается расположения плоских галек, то оно является всегда согласным с напластованием лишь в случае крупных плоских валунов и галек; мелкие же плоские и шестоватые гальки часто расположены совершенно случайно по отношению к слоистости.

Как правило, по соотношению цемента и гальки конгломераты дают обычный случай соприкасающихся галек с промежутками, заполненными цементом. Но местами встречается и сильное преобладание цемента, особенно на границе с песчаниками, где встречаются участки песчаника с отдельными включенными в него гальками.

В заключение морфологической характеристики конгломератов следует отметить, что ни косой слоистости в них, ни царапин на их гальках не встречено, что опять-таки вполне гармонирует с их морским генезисом.

г) Зато при внимательном изучении галек конгломератов мной установлена одна из важнейших черт их. Это—следы континентальной жизни галек. Дело в том, что некоторые из этих галек имеют периферическую каемку выветривания в субаэральных условиях.

Последнее выражается разнообразно в связи с составом пород. Так, гальки темных известняков с окислением органического красящего материала приобрели светлую периферическую каемку, а внешняя зона галек порфиритов, окремненных эффузивов и роговиков от окисления и обогащения красной окисью железа стала красной. Последнее указывает на соответствующий климат с довольно высокой средней годовой температурой.

д) Состав конгломератов прежде всего характеризует таблица Б отмеченных в конгломератах пород.

Расположение обнажений конгломератов, приведенных в табл. Б. и фиг. 19.

1. Правый берег рч. Амзаса, немного выше устья долины рч. Н. Таянзы. Конгломерат верхнекембрийский.
2. Левый берег рч. Амзас, 1, 3 *км* ниже рч. Тоги.
3. Конгломератовый лог, падающий справа 0,4—0,5 *км* ниже тч. 2.
4. Рч. Тога, 0,9—1,1 *км* выше устья.
5. Левый берег Амзаса против пос. Алганна.

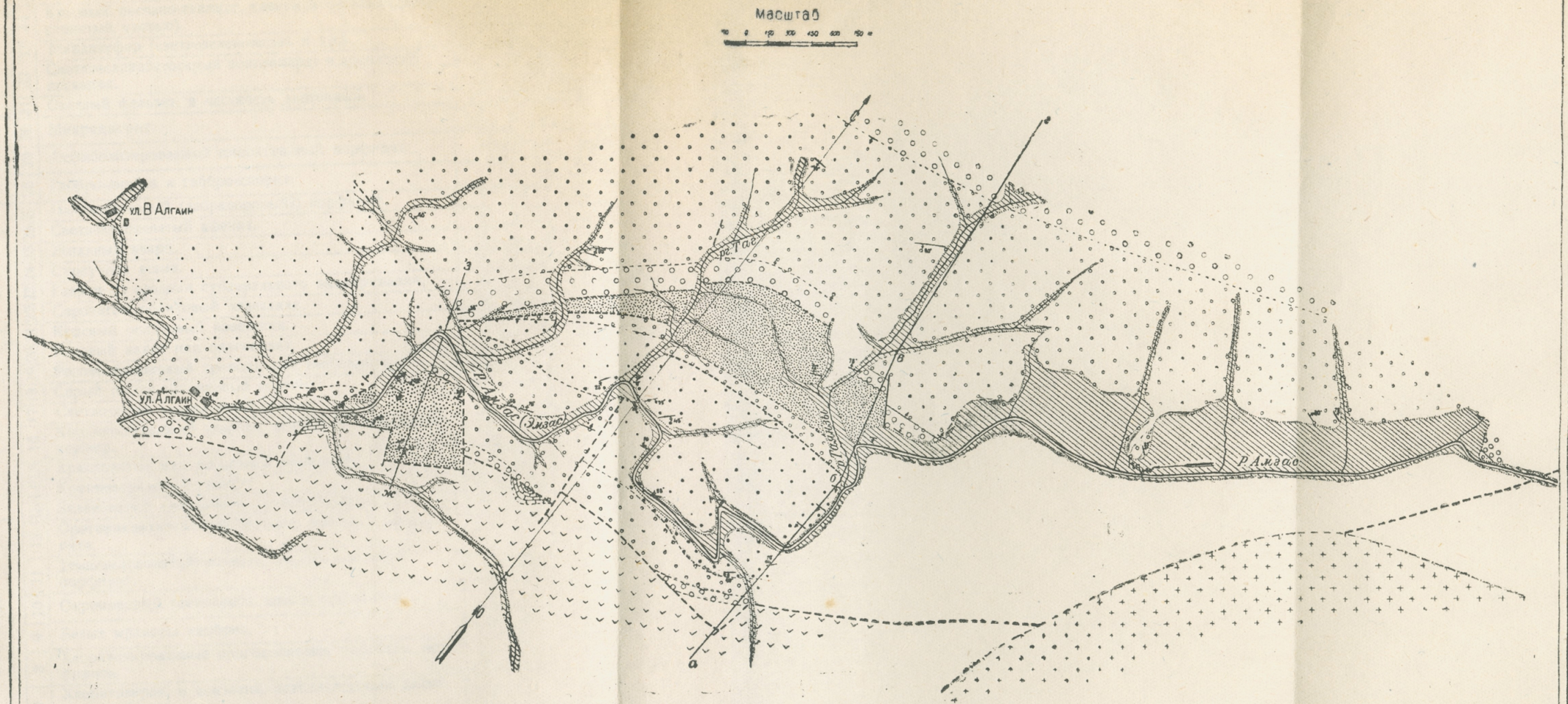
× означает часто или нередко встречающуюся гальку.
+ означает редко попадающуюся гальку.

Рассматривая приведенную таблицу, можно сделать следующие выводы.

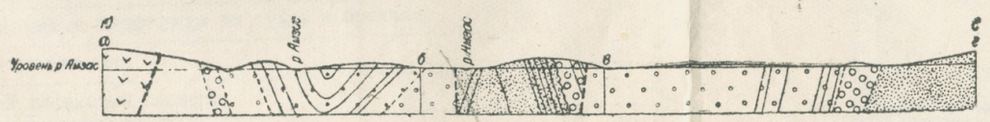
Прежде всего состав конгломератов с несомненностью указывает на то, что в момент их отложения размывались, главным образом, или исключительно площади, сложенные кембрием. Докембрийские же толщи оставались на этих площадях почти не вскрытыми денудацией. Можно, конечно,

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
АМЗАССКОГО РАЙОНА ГОРНОЙ ШОРИИ.

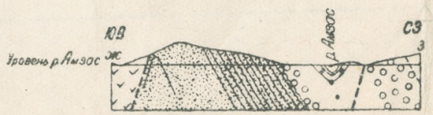
Масштаб



Разрез по а.б.в.г



Разрез по ж-з



Легенда.

- Аллювий
- Тельбесская интрузия г. Кези
- Мергелистая свита темных сланцев и известняков S_1
- Зеленые сланцы и песчаники с прослоями известняка S_1
- Базальные конгломераты нижнего силура
- Сланцы, песчаники, конгломераты и известняки (верхнего кембрия)
- Известняки (среднего кембрия)
- Порфиритовая формация (среднего кембрия)

- Достоверный — дизъюнктивный контакт
- Вероятный — дизъюнктивный контакт
- Предполагаемый — дизъюнктивный контакт
- Наблюдаемый — явно несогласный контакт
- Непрослеженный — явно несогласный контакт
- Магматический контакт
- Согласный контакт
- Прилегание

Таблица Б.

			Тонкослоистый серый калькоаренит.					
		40	Красный сиенит-порфир.		+			
		39	Щелочный сиенит?		+			
		38	C_{m_3}. известняк, красноватый, с Crinoidea.				+	
		37	Ленточн. лиловат. фельзит.		+			
		36	Красноватый кварц. сиенит?					+
		35	Розовый и белый кварц. порфир.		×	×	×	×
		34	Красный песчано-глинист. сланец и песчаник (косослоистый частью).		+		+	+
		33	Миндалефир (светлозеленоватый и др.)	+	×	×	×	×
		32	Светлозеленоватосерый конгломерат и аркозовый песчаник.		+	×	+	+
		31	Светлый фельзит, в частности ленточный.		×	×	×	
	Основные интрузии C_m—PC_m	30	Микродиорит.		×			
		29	Амфиболизированный пироксеновый порфирит.		+			
		28	Габбро-диабаз и габбро-диорит.		×	+	×	×
	Кембрий	27	Плагиоклазовый (лабрадоровый?) порфирит.		+		+	
		26	Светлозеленоватый афанит.		+	+	+	
		25	Жильный кварц.	×	+	+		+
		24	Сургучная яшма.	×		×	+	
		23	Гальки со следами субаэрального выветривания	×				
		22	Сероватый оолитовый известняк.	×				
		21	Красный оолитовый известняк.	×				
	Кислые интрузии	20	Розовый аплит или плагиаплит.		×	+	×	×
		19	Роговообманковый гранодиорит гнейсовидный.					+
		18	Серый роговообманковый ондалит.		+			+
		17	Светлосерый аляскитовый гранит.		+			×
		16	Кирпично-красный кварцев. порфир и альбитит?—порфир.		+			+
		15	Красноватый или розоватый адамеллит.		×	×	×	×
		14	Крупнозернистый гранит.					+
		13	Зеленоватый хлоритизир. гранит (банатит?)		×	×	×	×
	Контактовая зона Салаирской интрузии	12	Ороговикованная туфобрекчия лилового порфирита.		+			
		11	Темнозеленоватыйхлоритиз. пирокс.-плагиокл. порфирит.		×		+	+
		10	Окремненный темнокрасн. сланец (фельзит?).			×		
		9	Белые мраморы кембрия.		+	×		
		8	Хлоритизированные ороговикованн. пироксен. порфириты		+			
		7	Хлоритизиров. и эпидотиз. плагиоклазовый дайковый порфирит		+			
	Кембрий	6	Зеленые сланцы и песчаники (туффиты альбитофиров?)	+	+	×	+	+
		5	Пироксеновые порфириты их туфы и брекчии.	+	×	+	×	×
		4	Белые известняки.	×	×	×	×	×
	Докембрий	3	Черный глинистый сланец.	+				
		2	Черные мраморы	×	×	×		
		1	Силицилиты	×	+			
№№ обнажений				1	2	3	4	5

поставить под знак вопроса интрузивные породы. Можно, например, предположить, что они являются докембрийскими. Но с одной стороны наличие пород экзоконтактовой зоны, представленной — именно — кембрийскими породами, особенно—из кембрийской порфиритовой формации, а с другой стороны, отсутствие измененных докембрийских образований,— эти факты указывают на салаирский возраст интрузии. Кроме того, несомненно тождественные породы в дайках встречены рядом внутри формации кембрийских порфиритов (в виде плагиаплитов). Среди различных типов кембрийских пород, представленных в конгломератах, прежде всего отметим кембрийские известняки.

При этом в конгломератах № 2 и 3 кальцилиты кембрия представлены в частности белым мрамором из контактовой зоны салаирской интрузии.

Далее в составе конгломератов весьма значительную группу образуют довольно разнообразные породы салаирской интрузии как гипабиссальной, так и жильной фации, а также породы кембрийской порфиритовой формации в виде фации жерловой, покровной (амигдалофиры) и туфовой. Последние несут ясные следы контактового, существенно метасоматического, воздействия салаирской интрузии.

Кроме того, в конгломератах №№ 2, 3 и 5 встречены редкие гальки жильного кварца, в которых при пробе на Au и Ag этих металлов пока не обнаружено.

Весьма значительное участие в составе описываемых конгломератов принимают дайковые как кислые, так и основные породы. Те из них, которые не связаны с салаирской интрузией, принадлежат, главным образом, дайковой фации Cm_2. порфиритовой формации. Однако, восстановить первичный облик этой фации по галькам почти невозможно, так как с уверенностью сюда можно отнести лишь измененные салаирской интрузией породы.

Весьма интересную группу пород представляют светлые и лиловатые ленточные фельзиты, возможно, представляющие кислую эффузивную формацию кембрия, известную на Салаире, а также в С. части Кузнецкого Алатау. Правда, возможно, что часть их представляют жильные породы, связанные с салаирской интрузией, но это трудно допустить для лиловатых разностей—представителей типичной для эффузивов диагенетизированной фазы. И, быть может, встреченные в конгломератах зеленоватые песчаники существенно аркозового состава являются туффитами или во всяком случае связаны тесно с кислой эффузивной формацией кембрия.

Интересно наличие в гальке конгломератов S_1 (№№ 2 и 4) кембрийских лабрадоровых порфиритов,—интересно потому, что некоторые геологи считают группу лабрадоровых порфиритов характерной девонской породой. Этот ошибочный взгляд необходимо отвергнуть и затем восстановить, но уже в новом виде, установивши вполне точно отличительные черты девонских лабрадоровых порфиритов от иных.

Важно далее отметить в составе конгломерата тонкослоистый серый калькоаренит, встреченный в гальке конгломерата № 4, а также красные песчано-глинистые сланцы, частью косослоистые красные песчаники и красноватый криноидный известняк. В этих породах нельзя не узнать ту красноцветную толщу Cm_3, которая подстилает конгломераты № 2. Это наблюдение во всяком случае указывает на размыв последней перед отложением конгломерата.

Вариации состава нижнесилурийских конгломератов—невелики. Так, для конгломератов №№ 2 и 5 особенно характерно преобладание интрузивных пород. Если же приглядеться к составу отдельных слоев конгломерата № 2, то и здесь намечаются иногда бросающиеся отличия в составе: некоторые слои, залегающие в средине и в низах этой зоны в 50 *м* мощ-

ностью, содержат обильную гальку Cm. известняка, почти отсутствующую в других слоях.

При изучении конгломератов Амзасского нижнего силура была сделана попытка применения шлихового метода. Шлихи после размельчения в ступке были вымыты как из цемента конгломератов, так и из различных галек их. Результаты этой работы сведены в таблице В, причем минералогический состав наших шлихов, как этих, так и других, определялся П. С. Сасимом, которому я и приношу здесь искреннюю благодарность.

Таблица В.

Состав шлихов из цемента и галек конгломерата №№ 2 и 5.

Источник шлиха	Минералогический состав шлиха								
	Циркон	Турмалин	Апатит	Сфен	Магнетит	Биотит	Кварц	Полевой шпат	Пирит
Галька № 57	+	—	—	—	—	+	+	+	+
„ № 64	+	—	—	+	—	+	+	+	+
„ № 98	+	—	+	—	—	+	+	+	+
„ № 332	+	—	+	+	—	+	+	+	+
„ № 343	—	—	—	—	—	+	+	+	+
„ № 346	+	—	—	+	—	+	+	+	—
Цемент	+	—	+	+	—	+	+	+	+

Данные таблицы В относятся к следующим породам, залегающим в виде гальки в конгломерате № 2 (№ 57, 64 и 98) и № 5 (332, 343 и 346):

№ 57—красный сиенит-порфир;

№ 64—метаморфизованный Cm. конгломерат с обломками кислых изв. пород и силицилитов;

№ 98—светлосерый роговообманковый опдалит (?);

№ 332—светлосерый среднезернистый опдалит (?);

№ 343—розоватозеленоватосерый среднезернистый адамеллит (?);

№ 346—порфировидный анотерит (?).

Анализируя данные таблицы В, мы видим прежде всего, что состав шлиха цемента как бы суммирует состав шлихов галек; некоторое несовпадение объясняется ограниченностью числа истолченных галек. Затем интересно отметить, что гальки салаирской интрузии дали в общем однородный состав шлиха, который поможет в будущем узнавать и отличать ее от близких к ней образований.

Переходя далее к тектонико-стратиграфическому анализу конгломератов, прежде всего необходимо напомнить об их возрасте. Этот возраст определяется довольно точно возрастом фаун как подстилающих (Cm_3), так и накрывающих (низы S_1) горизонтов. Согласно с этим возраст самого конгломерата находится в пределах нижней половины S_1.

е) Что касается реликтовых тектоно-структур конгломератов (29), то они изучались мною бегло еще в 1931 г. Однако, собранные тогда мной материалы погибли, и только летом 1934 года они были возобновлены в расширенном объеме. Ввиду того, что детальное описание этих структур выходит за рамки настоящей работы, я упомяну лишь о самом существенном.

Прежде всего необходимо упомянуть о тектоноструктурах самого конгломерата. Для этого мы приведем замеры трещиноватости лишь из обнажения конгломератов № 5, слои которого падают по аз. 350° под углом 65°.

№№ п./п.	Азимут простирания	Направление падения	Угол падения
1	15	ЮВ	80
2	10—20	ЮВ	40
3	25	СЗ	35
4	295	СВ	55
5	295	ЮЗ	45
6	340	СВ	70
7	245	ЮЗ	70
8	310	ЮЗ	55

Из этих поверхностей 3-я, гладкая и ровная в песчанике—становится неровной в конгломерате, где она плохо выражена; 4-я и 5-я—гладкие и 5-я как ножем сечет и гальку, и цемент.

Далее для сравнения приведем замеры реликтовых отдельностей гальки светлозеленоватого фельзита или окремненного сланца, не проходящих в цемент.

№№ п./п.	Азимут простирания	Направление падения	Угол падения
1	320	СВ	67
2	320	ЮЗ	50
3	280	СВ	89
4	20	ЮВ	80

Приведенный пример—один из многих наблюдавшихся реликтовых тектоноструктур в весьма рельефном проявлении, среди которых самыми обычными являются системы экзокинетических трещин; последние в гальках богаче, чем в цементе конгломерата, причем многие из этих трещин не проходят в цемент конгломерата (фиг. 20) и не совпадают по направлению с трещинами его. Особенно резко это выступает, когда наблюдается рассланцевка галек в направлении, резко отличном от простирания конгломерата.

Более древний, чем конгломерат, возраст этих трещин местами подчеркивается ярко тем, что в гальках со следами древнего (*Cm* или S_1) выветривания, последнее проникает по реликтовым трещинкам при различном характере цемента конгломерата и продуктов выветривания.

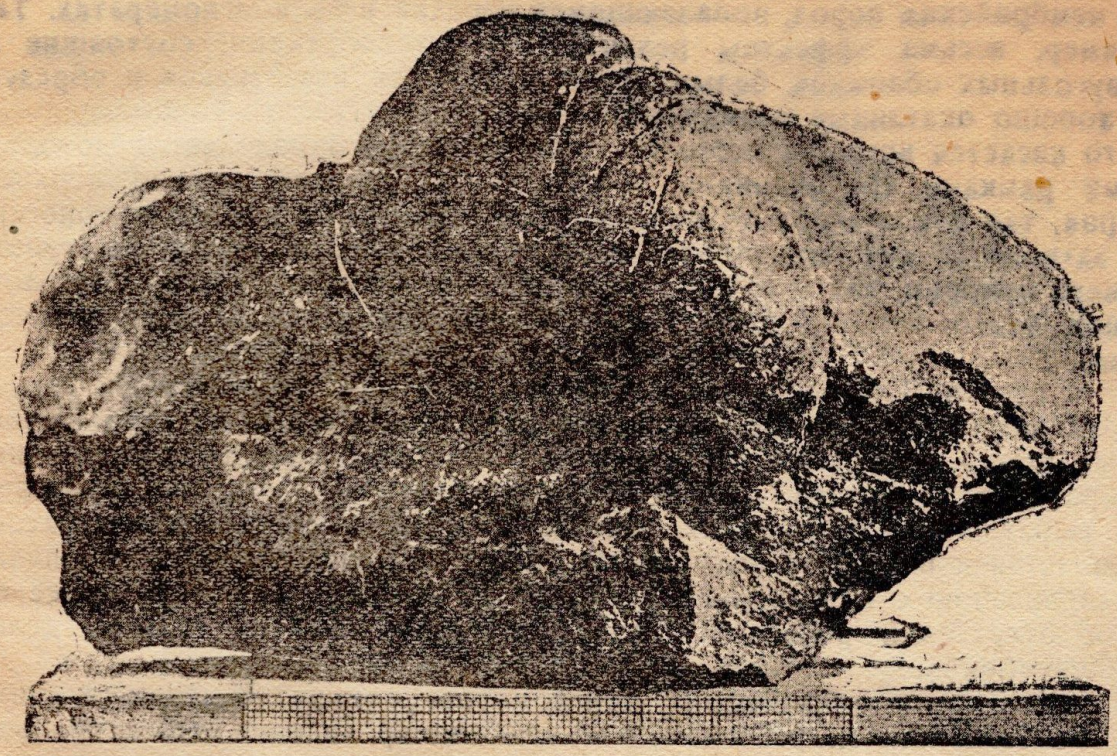
Наконец, весьма часто реликтовая сланцеватость и отдельность выявляются во внешней форме несовершенно окатанных галек. Эта форма отчетливо сохранила следы тех параллелепипедов, на которые распадались разбитые трещинами отдельности и сланцеватости горные породы. В некоторых из галек видны даже внутри эти трещины, параллельные сохранившимся граням галек.

Интересно отметить, что реликтовые тектоноструктуры наблюдаются почти во всех породах, не исключая и интрузивных, например, в адамеллитах. В последних, они, конечно, не так часто проявляются, но все же чаще, чем можно было ожидать.

ж) Верхнекембрийский тектогенез. Теперь, зная возраст конгломератов и произведя тектонико-стратиграфический анализ их и их галек, не сомневаясь в средне- и верхнекембрийском возрасте пород этих галек,—можно сделать уверенно и точно выводы о наличии и возрасте верхнекембрийских тангенциальных дислокаций или—правильнее и шире—верхнекембрийского тектогенеза, которому некоторыми придается название салаирского.

Однако, предварительно следует остановиться на развитии наших взглядов на салаирскую складчатость и на рассмотрении ее доказательств. Насколько они являются основательными? И стоит ли применять новую методику для ее прочного установления? Не значит ли это ломиться в открытую дверь?

Первыми, введшими в нашу науку представление о салаирской складчатости, являются геологи А. М. Кузьмин (16, 24) и А. Н. Чураков (40, 58), но они понимали ее различно: первый относил ее к границе Cm_2 и Cm_3, а второй—Cm_3 и S_1. Из этих двух представлений о возрасте салаирской складчатости Д. В. Наливкин и Б. Ф. Сперанский (31) выбрали тезис о проявлении ее на границе Cm и S. Однако, доказательства



Фиг. 20. Реликтовые трещины, не проходящие из гальки кембрийского порфирита в цемент S_1. конгломерата.

салаирской складчатости и в том, и в другом ее понимании до последнего времени не было, так как прежде всего не было установлено в Зап. Сибири Cm_3. отложений и так как отсутствие их могло объясняться проявлением не складчатости, но эпирогенных поднятий и скрытым несогласием между S_1 и Cm_2. Открытие Cm_3 в районе г. Орлиной, сделанное автором и затем подтвержденное Е. В. Лермонтовой, подготовило благоприятную почву для строгого доказательства салаирской складчатости. Все же до последнего времени были сомнения в ее наличии, так как срезание Cm_3. известняка г. Орлиной можно было объяснять дизъюнктивами или, например, трансгрессией моря на горизонтальную его толщу, при которой—как известно—благодаря наклону абразионной поверхности последняя должна пересечь под углом известняк г. Орлиной. С этой точки зрения строгое доказательство салаирского тектогенеза представлялось мне актуальной задачей, которую я здесь пытаюсь разрешить, применяя метод реликтовых тектоноструктур [1]).

[1]) Правильность этого следует и из того, что даже в новейшей (193 г.) сводке „Региональная геотектоника“ Д. И. Мушкетова салаирская складчатость характеризуется частью как неопределенные тектонические движения (стр. 327), а в сводной таблице она вовсе не нашла себе места (стр. 22).

С точки зрения этого метода, хотя наши амзасские конгломераты и кажутся внутриформационными, как будто залегая согласно с подстилающими их слоями, все же они столь же строго доказывают наличие досилурийского тектогенеза, как и базальный конгломерат в обычном его понимании при угловом несогласии. Это позволяют нам сделать реликтовые тектоноструктуры, причем они доказывают проявление в Cm_3 не только складчатости, но и дизъюнктивных дислокаций. Последнее можно заключить по многочисленным микросбросам в гальках, а также по тектонобрекчиям кембрийских пород, попадающимся изредка в S_1. конгломератах. Так, например, весьма эффектны реликтовые тектонобрекчии, состоящие из остроугольных обломков белых, серых и розовых известняков и образующие хорошо окатанные изометричные гальки.

Что касается возраста этого тектогенеза, то он определяется довольно узкими рамками. Он, очевидно, не выходит за пределы верхов верхнего кембрия, так как прошел до нижнего силура и так как этим тектоногенезом затронуты как порфиритовая формация и известняки с *Polycyathus* среднего кембрия, так и верхний кембрий. Для более детальной характеристики этого кембрийского тектоногенеза мы пока имеем следующие данные.

Если гальки Cm_2. пород имеют ясные реликтовые тектоноструктуры, то совершенно иную картину представляют упомянутые выше гальки осадочных пород, относящихся к верхнему кембрию, подстилающему конгломерат без заметного углового несогласия: в них мы не наблюдаем ярко выраженных реликтовых тектоноструктур. Правда, трещиноватость наблюдается и в них, но она гораздо менее развита и часто совпадает по направлению с отдельностями самого конгломерата. Тем не менее вывод об отсутствии реликтовых тектоноструктур в этих гальках делать преждевременно.

Конечно, самое образование конгломерата говорит о каких-то движениях; то были или эпирогенные, или слабые проявления тангенциальных движений. Разрешение этого вопроса задерживается сравнительной редкостью галек Cm_3. пород. Все же я склонен сделать вывод о наличии в конце верхнего кембрия слабого тектогенеза.

Дело в том, что один из обломков красноватого мергелистого известняка с члениками криноидей, оказавшегося тождественным с таким же горизонтом под конгломератами № 2, обнаруживает ясную рассланцевку, не свойственную цементу конгломерата. Этот обломок, встреченный в конгломерате № 4 (непосредственно выше дайки кв. флюидального порфира) и достигающий 0,5 *м* в диаметре, не обнаруживает признаков затертости в дизъюнктивной трещине. Правда, глыбка эта плохо окатана, что указывает на недалекий ее перенос, но в то же время все значительные трещины в конгломерате идут мимо нее. Так вот, в этой глыбе известняка наблюдалась рассланцевка по аз. 45° с почти вертикальным падением.

Этого достаточно для вывода о наличии реликтовых тектоноструктур в данной глыбе и, следовательно, о фазе тектогенеза к конце Cm, для которой и предложен термин „Салаирский тектогенез“. То обстоятельство, что конгломераты лежат без заметного несогласия, не может пока противоречить предположению об этой складчатости, так как мы не можем пока проследить, везде ли конгломераты лежат на одних и тех же горизонтах. Последнее мало вероятно, так как часть подстилающих их слоев подвергалась смыву в момент отложения конгломерата. Величину этого размыва не следует недооценивать на основании редкости галек Cm_3. пород в амзасских конгломератах: ведь, надо принять во внимание, что в силу избирательного характера абразии или по причине своеобразного естественного

отбора, в гальку конгломерата попадают лишь наиболее устойчивые породы; породы же верхнего кембрия были закреплены, главным образом, диагенезисом, будучи вообще малоустойчивыми.

В связи с установлением только что отмеченного тектогенезиса следует отметить еще один важный факт, который хорошо гармонирует с ним. Дело в том, что упомянутая выше глыба Cm_3. известняка содержит вкрапления медного колчедана. Специальные поиски этого минерала в конгломерате, а также в секущей его дайке флюидального кв. порфира не дали положительного результата. Зато этот минерал был встречен в выходе Cm_3. известняков, обнажающихся по левому борту рч. Н. Таянзы, при устье ее долины. Это дает нам право утверждать, что мы имеем здесь следы эманационной деятельности особой интрузии, связанной с салаирской складчатостью, той самой, очевидно, которая хорошо обнаруживается в S_1. конгломерате.

Как уже упомянуто, гальки салаирской интрузии, отсутствующие в верхнем кембрии, но в изобилии появляющиеся в базальном конгломерате нижнего силура, нередко обнаруживают отчетливые реликтовые тектоноструктуры. Этот интересный факт, мне кажется, можно объяснить лишь сложностью заключительных движений салаирского диастрофизма. Он говорит о том, что не только внедрилась магма после главных складчатых движений, но что после этого было еще по крайней мере один раз движение, вызвавшее трещиноватость кембрийской интрузии.

Итак, мы с несомненностью устанавливаем проявление верхнекембрийских тектогенеза и интрузии в Горной Шории.

Б. Верхний силур.

Этот отдел в Горной Шории является еще не доказанным палеонтологически, что представляет существенный пробел в ее стратиграфии. Правда, S_2 в строении Горной Шории, повидимому, принимает небольшое участие; тем не менее, упомянутый пробел лишает нас твердой уверенности в расчленении каледонских фаз тектогенеза и магматических процессов. Так как S_2. морские отложения более или менее твердо установлены в сопредельных областях: Салаире, С. Алтае и З. Саяне, то, вероятно, и Горная Шория была покрыта S_2. морем. По аналогии с этими горными районами в Горной Шории к верхнему силуру относится толща пестроцветных сланцев и песчаников, обнажающихся, например, в бассейне рч. Кочура, в системе р. Кондомы (20).

В. Каледонская интрузия.

Отсутствие палеонтологически охарактеризованного верхнего силура затрудняет разделение каледонских интрузий Горной Шории на палео- и неокаледонскую.

И даже самое наличие силурийских интрузий требует еще строгих доказательств. В самом деле, примером хорошо доказанной каледонской интрузии недавно считалась Усть-Ортонская интрузия, перекрытая несогласно красноцветной толщей, немного выше устья рч. Ортона. Эта существенно адамеллитовая интрузия, оказывается, очень близко напоминает тельбесскую, правда, являясь своеобразной, богатой резкими „вариациями" от габбро—до аляскитовых гранитов (37). Но если это признать местной особенностью, то отрицать возможность тельбесского возраста интрузии не приходится. Налегание же красноцветной толщи согласно современным данным не опровергает этой возможности, так как возраст собственно тельбесской интрузии древнее этой толщи, оставаясь в пределах девона.

С другой стороны, мы не можем отрицать и верхнекембрийский возраст Усть-Ортонской интрузии.

Изучение Амзасского нижнего силура также дает пока мало данных для выделения силурийских интрузий, так как секущие его дайковые породы (кварцевый альбитофир, лабрадоровый порфирит, диабазофирит и др.) можно связать с довольно многообразными интрузивами и излияниями девонского возраста. Исключением являются дайки диорит-порфирита, против совхоза „Красные Таянзы", которые метаморфизуются близ лежащей тельбесской интрузией г. Кези и являются, таким образом представителями додевонского вулканизма. Итак, для Горной Шории каледонских интрузий, если не считать упомянутых даек, пока точно не установлено. И можно вообще подвергать сомнению значительное развитие их там при эпиконтинентальном характере силурийских отложений. Такой вывод, как известно, не противоречит небольшему развитию каледонских интрузий даже на Алтае с его широким развитием мощного и сильно дислоцированного силура.

V. Послесилурийские образования.

А. Девон.

1. Тельбесская формация.

При изучении нижнего и среднего девона Горной Шории мы недавно имели лишь одну палеонтологически охарактеризованную зону—слои с единственным видом *Asteroxylon elberfeldense* [1]). Слои с *Asteroxylon elberfeldense* известны в настоящее время лишь по рч. Ср. Терси и рч. Антропу, левому притоку р. Кондомы; около 3 *км* от устья речки Антропа, по правому ее берегу геологом А. С. Егоровым составлен разрез, в котором слои с *Asteroxylon elberfeldense* пересечены дайковыми породами, подстилают девонскую эффузивную порфиритовую формацию и лежат согласно с конгломератами, гальки которых также существенно представлены компонентами тельбесских эффузивов и интрузии.

Эти данные были подтверждены в 1935 г. геологом В. С. Батуриным, которому удалось к тому же дополнить их—найти в 6—8,5 *м* ниже (стратиграфически) слоев с *Asteroxylon elberfeldense* отпечатки растения *Hostimella hostimensis* (Stur.) Pot. et Bern. Это определение сделано также проф. В. А. Хахловым, отнесшим слои с *Hostimella к* D_2^{1-2}. Кроме того, В. С. Батурин встретил флору и в низах тельбесской формации, а именно, по определению проф. В. А. Хахлова, нижнедевонский *Protolepidodendron.*

Таким образом, теперь и палеонтологически можно с уверенностью различать в D_{1-2} Горной Шории 2 части (собственно тельбесскую и антроповскую формации), из которых обе сложены в значительной мере эффузивными толщами диагенетизированной фазы и связанными с ними дайками, силлами и др. магматическими телами, образующими один сложный комплекс с чисто эффузивными фациями.

Как видно из определений возраста флоры, граница между упомянутыми частями D_{1-2} Горной Шории не устанавливается достаточно точно. Она может расположиться и между D_1 и D_2 и между D_2^1 и D_2^2. Во всяком случае мы разделяем эти части временем вскрытия тельбесской интрузии пред отложением верхней части (антроповской, ортонской и др.

---

[1]) Определение этого растения сделано проф. В. А. Хахловым, отнесшим его к D^2_2.

формаций того же возраста). Интересно, что возраст тельбесской интрузии Алтая устанавливается на границе D_2^1 и D_2^2, так как известняки с фауной D_2^1 метаморфизуются ею (по данным Алтайской тематической партии 1936 г.).

В связи с неопределенностью состава S_2 Горной Шории не исключена возможность, что часть нижней из этих формаций относится еще к S_2. Такое предположение особенно охотно может быть допущено потому, что недавно установлена кислая эффузивная формация S_2 возраста в Зап. Саяне (в Усинской котловине по работам А. Г. Сивова).

Эффузивные толщи Тельбесского района Горной Шории, хорошо изученные и описанные проф. М. А. Усовым (33), были им объединены в тельбесскую формацию девонского возраста. В настоящее время вновь полученные данные позволяют пересмотреть состав этой формации, выделить из нее ряд формаций и сохранить термин „тельбесская формация" лишь за одной из них. Этому начало положил еще Ю. А. Кузнецов, который совершенно правильно выделил из нее красноцветную формацию с астероксилонами (18, 60—61).

Типичным разрезом тельбесской формации следует считать разрез по рч. Тельбес в нижнем ее течении, где она была впервые установлена проф. М. А. Усовым.

По наблюдениям (в 1935 г.) В. С. Батурина (2, 95) вдоль рч. Мундыбаша и Тельбеса разрез собственно тельбесской формации таков (сверху):

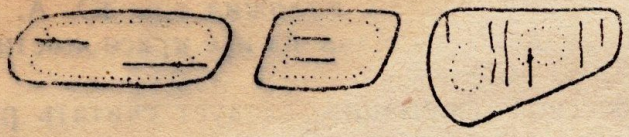
а) ортофировый горизонт мощностью	100 (?) *м*,
б) горизонт авгитового и роговообманкового порфиритов и пилотакситового афанита	350 *м*,
в) мергелистый горизонт	80 *м*,
г) горизонт фельзитового порфирита	350 *м*,
д) горизонт с *Protolepidodendron*	250 *м* и
е) нижний горизонт	150 *м*
Всего . .	1280 *м*.

В 1935 г. мной была очень бегло осмотрена тельбесская формация, выделенная предыдущими исследователями по р. Мрассу (15, 18, 22). Несмотря на скудость полученного материала, некоторые наблюдения по этой речке заслуживают упоминания.

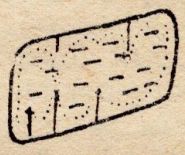
Они говорят о том, что тельбесская формация не представляет здесь чего-либо однородного и непрерывного: она разделяется на ряд частей, отделенных поверхностями несогласия друг от друга. В самом деле, через некоторое расстояние от контакта с тельбесской интрузией наблюдается на правом берегу Мрассу конгломерат с гальками и валунами красных, кирпичнокрасных, лиловосерых, лиловобурых, краснобурых и серых порфиритов с яркими следами выветривания этих галек до образования конгломерата. Эти обломки обычно хорошо окатаны и обнаруживают вообще слабые реликтовые тектоноструктуры (фиг. 21). Но вместе с тем в некоторых гальках последние выражены достаточно резко. Так, на фиг. 22, где пунктиром оконтурена зона девонского выветривания, а черточный пунктир означает расположение лейст плагиоклаза, мы видим ромбоидального сечения обломок с такими реликтовыми трещинами, отражающимися и в форме обломка. Ими же воспользовалось и выветривание прежде чем эта галька попала в описываемый конгломерат. Мне кажется, что косое (по отношению к первичной структуре эффузива) расположение трещин достаточно убедительно говорит об их тектоническом, а не первичном (при охлаждении) происхождении.

Описанный конгломерат сечется дайкой обычного для девона лабрадорового порфирита мощностью 0,5 *м*, причем контакты дайки падают по аз. 60° под углом 80°. У устья Большой Речки наблюдается конгломерат, подобный описанному, но содержащий гальку дайковой кислой интрузии порфировидной структуры, обычного для девона типа.

Выше этих конгломератов залегают (ниже по р. Мрассу) кислые эффузивы, образующие свиту значительной (более 300 *м*) мощности. Еще ниже, по правой стороне Мрассу, обнажается конгломерат, состоящий почти исключительно из галек этих подстилающих его кислых эффузивов. В данных гальках также имеются как следы древнего выветривания, так и реликтовые тектоноструктуры. Ниже по течению до контакта с D_3 развита верхняя часть тельбесской формации, которая оказывается просечен-



Фиг. 21.



Фиг. 22.

Гальки девонских эффузивов с реликтовыми тектоноструктурами из конгломерата тельбесской формации по р. Мрассу.

ной дайками диагенетизированного лабрадорового порфирита, т. е. древнее одной из описанных ниже формации, в основании которой в гальке уже попадается лабрадоровый порфирит.

Приведенные факты позволяют нам расчленить тельбесскую формацию р. Мрассу на 3 части: верхне,—средне—и нижнетельбесскую свиты (формации?). Детали состава и мощности их остаются неизвестными. Но ясно, что после образования каждой из них были тектонические подвижки тангенциального типа, завершавшиеся, мне кажется, интрузиями, в частности собственно тельбесской интрузией.

2. Тельбесская интрузия.

Эта интрузия (D_2^1 ?) является классическим примером гипабиссальной фации, так как в типичном своем проявлении, а именно, в Тельбесском районе, она была установлена и описана проф. М. А. Усовым (3), создавшим учение о фациях и фазах магматических формаций (34, 35). В этом районе ее возраст хорошо определяется отношениями к тельбесской формации, которую она метаморфизует, и к антроповской формации среднего девона, где наблюдаются уже продукты ее разрушения (2). Будучи представлена существенно адамеллитами, тельбесская интрузия, по форме, возможно, представляющая лополит, сопровождается рядом вариаций по составу и жильной свитой и отличается свойственным ей типом контактового воздействия на окружающие породы.

3. Среднедевонский континентальный перерыв.

В процессе формирования тельбесской формации в континентальных условиях не раз возникали вулканические горы, видоизменявшиеся денудацией; об этом говорит и грубокластический характер отложений, весьма обычный в тельбесской формации. Тельбесская складчатость и радиальные дислокации также сыграли не малую роль в сильном расчленении рельефа Горной Шории, быть может, обладавшей тогда и высокогорным характером (как о том свидетельствуют грубокластические отложения по рч. Антропу против пос. Ажегола, которые я предположительно отнес к тиллитам).

Затем начинается усиленная денудация этих древнедевонских гор, расположившихся по окраине Кузнецкого залива D_2. моря. Ничем не прикрытые, лишенные растительности, кое-где, в понижениях, дававшей лишь небольшие оазисы, возвышенности быстро уничтожались при интенсивном (в пустынных условиях) физическом выветривании. Образовывался пенеплен. Доказательством этого является следующее.

В вершине р. Кондомы и низовьях рч. Ортона имеются обширные интрузии не моложе тельбесского возраста. Они нивеллированы совершенно. Красноцветные отложения, лежащие на них несогласно, перекрывают местами их кору выветривания, являясь отчасти аркозами, но обычно лишены конгломератов, получающихся во всякой гористой или холмистой стране, лишенной растительного покрова.

Эта погребенная под красноцветными отложениями равнина разнообразилась монадноками из тельбесских эффузивов (например, к востоку от верховья р. Кондомы) и интрузий (например, крупный Мустагский плутон, к тому же в значительной мере защищенный броней из силицилитов, местами еще уцелевшей). В настоящее время этот древний пенеплен высвобожден из-под покрова красноцветных отложений девона у устья Ортона и в вершине Кондомы и является там прекрасным примером возрождающихся поверхностей выравнивания.

Вслед за образованием этого реликта минувших физико географических условий протекали медленные, вековые, движения земной коры с различным знаком в соседних ее участках. Вместе с тем внешние геологические процессы в своей извечной борьбе с внутренними движениями Земли стремились сохранить и развить равнинные формы рельефа. Так шли противоположные процессы с одной стороны уничтожения ранее существовавших формаций и с другой—создания новых толщ существенно континентального характера и значительной мощности в небольших геосинклиналях. Примером таких толщ является ортонская красноцветная формация. С момента зарождения ее и ей подобных, точнее вместе с замиранием движений, связанных с тельбесской интрузией, начинается новый цикл геотектогенеза—Ортонский. Первой фазой его и были упомянутые эпирогенные движения, задокументированные в частности антроповской и ортонской красноцветной толщей.

4. Антроповская формация.

Формации, лежащие над тельбесскими эффузивами и относимые здесь к D_2, в разных частях Горной Шории выражены различно. И магматические, и осадочные образования их заметно варьируют. Рассмотрение их начнем с З. части Горной Шории, где они в 1935 г. изучались В. С. Батуриным и где им выделены две свиты: антроповская и абрамовская.

Антроповская формация (свита, по В. С. Батурину) в базальном конгломерате по рч. Тельбесу (у устья рч. Тамалы) содержит гальки тельбесских эффузивов и интрузии (кв. мангерита и банатита) с реликтовыми тектоноструктурами. Это доказывает тектогенезис между тельбесской и антроповской формациями. Выше конгломератов залегают, главным образом, красноцветные известковистые песчаники, менее аргиллиты и известняки, общей мощностью около 250 *м*. Такой же, примерно, состав наблюдается по рч. Антропу, около 3 *км* от устья к Ю, где найдена упомянутая выше флора и где можно выбрать прототип разреза антроповской формации (2, 47—51).

К антроповской же свите отнесены В. С. Батуриным лабрадоровые порфириты с обычными крупными фенокристами зеленоватого лабрадора и кварцевые альбитофиры с характерным красным и розоватобурым цветом и слабым автометаморфизмом (2, 52—54).

Лабрадоровые порфириты, для которых экструзивной фации пока не известно, секут, по В. С. Батурину, антроповскую формацию по рч. Тазу. Галька их, по моему, имеется в базальных слоях (фангломератах) вышележащей абрамовской формации по рч. Кондоме, 0,7 *км* к С от устья рч. Жесменчки. К сожалению, мы не имеем даек лабрадоровых порфиритов в типичном разрезе формации по Антропу, а также в аналогичных по возрасту красноцветных отложениях р. Мрассу (ортонской формации и т. п.).

С лабрадоровыми порфиритами, возможно, связывается небольшая интрузия анортозитов, установленная Г. П. Болговым и А. Г. Сивовым на г. Улутаг (в верхней части Мрассу) и отнесенная ими к девонским. Ее минералогический состав характеризуется лабрадором с примесью биотита, ортоклаза, титанистого авгита и циркона. Впрочем, возраст этой весьма своеобразной интрузии нуждается в проверке, например, путем установления отношения ее к диабазофиритам.

После отложения антроповской свиты она подверглась как тангенциальным, так и радиальным дислокациям, связанным с магматическими процессами. Это выразилось, между прочим, в несогласном (угловом) налегании на антроповской и тельбесской формациях вышележащей абрамовской (2, 60, 85).

5. Абрамовская формация.

Эта формация, вскрытая Кондомой у пос. Абрамовского, представлена грубообломочными породами и красноцветными аргиллитами, менее песчаниками. После их отложения вновь проявились тектонические движения, завершившиеся образованием широко развитых в Горной Шории диабазофиритов. Эти дайковой фации эффузивы, как известно, секут не только тельбесскую интрузию, но и ее железные руды (33, 70—71). Экструзивная фация диабазофиритов представлена спилитами. Наконец, формирование абрамовской толщи завершается появлением даек микроальбититов, секущих диабазофириты и находящихся в гальке верхнедевонского конгломерата у пос. Абрамовского (2, 54—59).

6. Ортонская формация.

На В, в глубине Горной Шории, во время отложения антроповской и абрамовской формаций получились аналогичные образования, несколько отличающиеся фациально. Сюда относятся, прежде всего, красноцветные отложения Кабырзинского района, а также Верхкондомского и Ортонского грабенов.

В последнем мощная Ортонская формация хорошо вскрыта рекой Мрассу близ впадения в нее рч. Ортона. Здесь, 1 *км* выше устья Ортона, она залегает несогласно на Усть-Ортонской интрузии, не обнаруживающей следов девонского выветривания, и здесь же мы выбираем ее типичный разрез, изученный довольно детально.

Мощность формации здесь превышает 1,5 *км*. Литологический состав ее характеризуется, главным образом, красными глинистыми сланцами и аркозовыми песчаниками и гораздо меньше зеленоватыми и серыми сланцами и песчаниками [1]). В самом основании толщи залегает полуметровый калькоаренит (из зерен мрамора) с гальками силицилита, накрываемый аркозами. Дресвяники (аркозы) наблюдаются также и по

---

[1]) В низах толщи у Кабырзы имеются еще углистые черные сланцы и красноватые и зеленоватые глинистые известняки, которые скорее относятся к иной девонской формации, залегая под конгломератами и будучи сильнее рассланцеваны.

р. Кондоме, где такая же красноцветная толща покоится на Верхкондомской интрузии и ее коре выветривания. Красноцветные слои характеризуются нередко косой слоистостью и следами ряби, а кое-где и трещинами усыхания, представляя собой скорее всего или, главным образом, континентальные отложения. Морская фауна встречается редко (р. Лебедь и верховье Кондомы) и говорит о временных и ограниченных в пространстве вторжениях моря. Зеленоватые и серые прослои содержат растительные остатки и, вероятно, образовались в пресноводных бассейнах. Для всех трех грабенов: Ортонского, Кабырзинского и Верхкондомского характерен аркозовый песчаник богатый красноватым полевым шпатом. Шлиховой анализ такого песчаника из ортонской формации ниже рч. Ортона показал в нем наличие зерен флюорита, не обнаруживающих окатывания: поэтому я связываю этот флюорит со щелочной интрузией секущей красноцветную толщу.

Органические остатки найдены в 1935 г. как раз в описываемом разрезе, через 2,2 *км* по аз. 18° от устья Б. Суеты ниже контакта с S. песчаниками, по левой стороне Мрассу, т. е. в верхних горизонтах толщи, где мной найдены гастроподы, пелециподы и растительные остатки (в зеленоватых и серых сланцах и песчаниках [1]). К сожалению, обработка этих окаменелостей не закончена, но относительно растительных остатков имеется указание проф. В. А. Хахлова, что они древнее верхнедевонских.

Как бы в противоречии с этим в красноцветной толще Верхнекондомского грабена найдена В. Д. Вертелем фауна брахиопод, по определению Л. Н. Краевской, относящаяся к $Д_3$ и содержащая *Spirifer* cnf. *bouchardi* Murch., *Athyris cora* Hall, *Athyris* cnf. *concentrica* Buch. *Anathyris* sp. Однако, такое определение возраста, основанное на единичных плохо сохранившихся образцах, конечно, является слишком ненадежным и едва ли обоснованным, хотя считать эту фауну древнее $Д_2^2$ еще менее оснований.

Далее $Д_3$ возраст, против которого возражает и проф. В. А. Хахлов, кажется маловероятным и потому, что и в Верхнекондомском грабене, как и у Ортона, красноцветная толща сечется дайками—подводящими каналами эффузивов, чего мы не наблюдаем в $Д_3$ по окраине Кузбасса [2]). Правда, А. Г. Сивов (29) в ЮВ. углу Кузбасса наблюдал целый ряд даек порфиритов и диабазов в $Д_3$; однако, это противоречит прежним данным (для того же района) проф. М. А. Усова, а также более детальным наблюдениям В. С. Батурина (2, 92) по р. Кондоме, согласно которым эффузивная деятельность заканчивается к началу $Д_3$. И надо сказать, что находка верхнедевонского вида растений сделана А. Г. Сивовым в прослойках песчаника в конгломерате внутри его верхнедевонской свиты. Возможно, следовательно, считать этот конгломерат за пограничный между разными формациями, из которых лишь нижняя ($Д_2$) содержит дайки девонских эффузивов.

Если, таким образом, возраст верхов Ортонской красноцветной толщи не выходит из пределов $Д_2$ (скорее $Д^2_2$), то нижняя возрастная граница ее также едва ли древнее $Д_2$. Правда, огромная мощность ортонской формации вызывает предположение, не охватывает ли она и $Д_1$. Но этому противоречит залегание ее над тельбесскими эффузивами, что доказывается редкими гальками последних в составе красноцветных отложений Верхкон-

---

[1]) Кроме того, растительные отпечатки встречены в песчаниках у устья лога, по которому поднимается тропа с Парушки к устью Ортона. Есть они и в других местах, но плохой сохранности.

[2]) При попытках уточнить возраст рассматриваемой формации следует иметь в виду, что я наблюдал в ней фауну брахиопод на 1,5—2 *м* над р. Лебедью, 2—2,5 *км* ниже рч. Чубичень, на правом берегу (16, карта).

домского, Кабырзинского и Ортонского грабенов. Наконец, и по окраине Кузбасса, по-моему, имеется та же красноцветная толща, пересеченная девонскими дайками, залегающая над тельбесской формацией и под $Д_3$, с которым ее объединил А. Г. Сивов. Совершенно та же формация имеется и под Красноярском, где она несогласно лежит над тельбесскими лиловыми порфиритами.

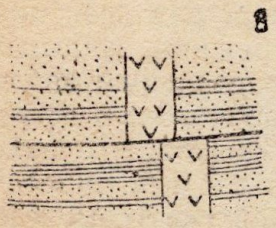
7. Ортонские тектогенез и вулканизм.

Формирование мощной ортонской красноцветной толщи, которое можно сравнить с развитием миниатюрной геосинклинали, завершилось тектоническими движениями—складчатостью и рассланцевкой ССВ. направления [1]). Эти движения мне кажется правильным считать за вторую фазу ортонского геотектонического цикла—фазу сжатия, которой предшествовала эпоха спокойного эпирогенного движения и накопления осадков и за которой последовала фаза растяжения.

Последняя сопровождалась внедрением и излиянием магмы по образовавшимся трещинам сланцеватости, причем это получилось путем последовательных излияний магмы разного состава с образованием диабазофиритов, роговообманковых порфиритов, кварцевых и бескварцевых кератофиров и фельзитов. Наконец, завершением цикла явилась интрузия сиенитов. Она здесь не проявилась, но прекрасно выражена в районе д. Кабырзы, в виде Каратагской интрузии красных сиенитов и щелочных сиенитов (15, 260, 22, Г. П. Болгов, 51—54), состоящих из красноватого ортоклаза с примесью щелочной роговой обманки.

Там сохранились и предшествовавшие ей эффузивные образования, которые существенно представлены диабазофиритами, альбитофирами (ортофирами?) характерного кирпично-красного цвета и др. Следует отметить, что эти эффузивы отнюдь не представляют непосредственной связи и перехода в сиениты, как казалось при первом исследовании (22). На самом деле картина здесь много сложнее.

Прежде всего, и здесь экструзии проявились после складчатости и рассланцевки красноцветной толщи, так как дайки—жильная фация этих экструзий—располагаются в большинстве по меридиональным и ССВ. трещинам рассланцевки и так как красные сланцы вдоль этих трещин позеленели от эманаций, связанных с теми же дайками.



Фиг. 23. Дайка, залегающая вдоль дизъюнктива и смещенная послойным движением. Р. Мрассу ниже Кабырзы.

Недостаток места не позволяет мне здесь останавливаться на деталях; поэтому я лишь отмечу основные выводы из своих далеко не полных наблюдений. По взаимному пересечению и контактам даек можно установить не менее 5 фаз излияний магмы варьирующего (часто очень слабо) состава. По крайней мере, некоторым из этих излияний предшествовали тектонические тангенциальные напряжения; об этом говорят пересечение даек по экзокинетическим трещинам и срезание их вдоль слоистости (фиг. 23), указывающее на послойные движения, т. е. на развитие складок (обнажение правого берега Мрассу сразу ниже Кабырзы).

Важно отметить, что описанная выше эффузивная деятельность, бывшая геологически очень недолговечной, была также ясно ограничена и в пространстве, что, мне кажется, есть результат ограниченности глубоко

---

1) То же направление отмечено и для района дер. Кабырзы и почти меридиональное—на рч. Антропе.

расположенных ее очагов. Особенно резко это бросается в глаза у устья Ортона, где дайки изрешетили красноцветную толщу и где рядом, за границей грабена нельзя найти и одной. Это, мне кажется, можно объяснить лишь тем (при хорошей рассланцевке соседних пород горста), что магматический очаг среднего девона здесь располагался лишь в пределах грабена (быть может, как раз под красноцветной толщей).

Та же закономерность отмечается и в районе Кабырзы. Благодаря развитию карбонатных пород, там очень трудно пропустить дайки. Поэтому с полной достоверностью можно оконтурить область их развития. В данном случае эти дайки объединяются не только пространственно, но и литологически, являясь обычно кирпичнокрасными или менее ярко выраженными представителями сиенитовой (альбититовой?) магмы. Это своеобразие состава магмы при ограниченности ее дериватов в пространстве дает возможность объединить их в один неразрывный генетический ряд, получившийся непрерывно—прерывистым путем в одном месте, но в разное время, т. е. за счет развития единого магматического очага.

Здесь мы подходим к интереснейшей детали, которая, мне кажется, имеет методологическое значение и которая заключается прежде всего в таком факте. Когда закончилась описанная выше эффузивная деятельность на г. Каратаг, там образовались при разрушении эффузивов соответствующие брекчии и конгломераты, а также песчаники, состоящие из того же изверженного материала. Эти породы рассекаются дайками сиенит-порфира с крупными фенокристами ортоклаза, а кроме того дайками черных стекловатых эффузивов (мелафиров?), в которых имеются включения обломков сиенита и сиенит-порфира. Таким образом, получается тесная связь во времени образования эффузивов с интрузией сиенитовой магмы: за счет последней уже получились небольшие тела сиенитов, когда произошли излияния, захватившие обломки сиенитов, и, наконец, все эти процессы завершились формированием основного плутона-сиенитов СЗ. окраины Каратага, которые метаморфизовали почти все окружающие породы.

Следовательно, здесь ярко выступает генетическая связь эффузивных и интрузивных пород, но не путем переходов, а благодаря образованию из единого магматического очага, развивавшегося непрерывно-прерывисто.

8. Верхний девон Горной Шории.

Этот отдел, если исключить окраины Кузнецкого бассейна, представляет, быть может, часть красноцветной толщи песчаников и сланцев Верхкондомского грабена. Уже упомянуто, что определение найденной там фауны не надежно. Поэтому верхний девон Горной Шории установлен лишь по окраинам Кузбасса, где он достаточно давно известен и где вдоль Кондомы он изучался в 1935 г. В. С. Батуриным (2, 60—68). Последний выделяет здесь три свиты (сверху):

1) пестрые песчаники, аргиллиты, кремнистые породы и мергели с верхнедевонскими папоротниковыми, мощностью 520 *м*;

2) известняки и мергели с *Anathyris phalena* и *Spirifer disjunctus*, мощностью 20 *м*;

3) песчаники и конгломераты с *Botrodendron*, мощностью 40 *м*.

Эти свиты, по В. С. Батурину (2, 65) залегают относительно друг друга с трансгрессивным несогласием.

Б. Карбон Горной Шории.

Эта система в ЮЗ. углу Кузнецкого каменноугольного бассейна представлена турнейским известняком (400—500 *м* мощностью), песчаниками визейского яруса с *Lepidodendron tirgani* Ch. (540 *м* мощностью, по В. С.

Батурину) и C_3; отложения последнего развиты и в Верхкондомском грабене, где они зажаты среди девонских отложений грабена. Возраст данных верхнекаменноугольных (?) отложений в настоящее время не может считаться строго установленным, так как он основывается на характере углей и на необработанных и малочисленных отпечатках листьев, вероятно, относящихся к *Noeggeratiopsis equalis* Zal. Литологический состав описываемой—казаныхской формации ограничивается разновидностями аргиллитов, песчаников и конгломератов, среди которых в двух местах зафиксированы тонкие пласты сильно перемятого каменного угля. Малые запасы угля ограничивают перспективы его возможного в будущем использования. Наличие продуктивной толщи в Горной Шории при несогласном ее отношении к подстилающим толщам имеет большое значение, являясь доказательством проявления тектогенеза в пределах карбона и перми в этой части Зап. Сибири.

В. Варисский геотектогенез.

Первые движения варисского геотектогенеза проявляются еще в верхнем девоне, в скрытом (?) несогласии между его частями. Вероятно, слабые движения были на границе $Д_3$ и C_1. Далее развиваются эпирогенные движения, приведшие к образованию C_1. отложений. Угловое несогласие между ними и C_3, по В. С. Батурину (2, 93), в разрезе по Кондоме говорит о заметном тектогенезе в этот момент. Далее, так как в конгломератах C_3 (в Кузбассе и Верхкондомском грабене) местные горношорские породы имеются, значит, последовавшие в C_3 эпирогенные опускания, вызвавшие образование угленосных бассейнов, не захватили всей площади Горной Шории. И не случайно, мне кажется, казаныхская формация образовалась и сохранилась там, где мы ее теперь видим. Это можно считать результатом унаследования тектонических структур. Вероятно, на месте Верхкондомского грабена развивалась в карбоне (и в перми ?) отрицательная волна, тогда как рядом были движения с положительным знаком.

Эти колебательные движения после сформирования продуктивных отложений С и Р перешли в фазу тангенциальных дислокаций. В Кузбассе они хорошо доказаны несогласным налеганием юры. Образовавшиеся тогда варисские складки имели в Верхкондомском грабене широтное направление, как полагает В. Д. Вертель (7); этот вывод, основанный на единичных обнажениях, мне кажется, нуждается в проверке, так как, по моим наблюдениям на прииске Казаных, там слои идут меридионально, отражая направление рамы грабена, в которой заключены теперь эти угленосные отложения.

Что касается магматических фаз варисского геотектогенеза, то они в настоящее время не выявлены, во всяком случае они слабо проявились и, может быть, даже отсутствуют в Горной Шории.

Г. Мезозой.

Успехи изучения геологии Зап. Сибири в последние годы позволяют в настоящее время говорить о формировании в Горной Шории в мезозое коры выветривания и соответствующих им форм рельефа. В некоторых пунктах Зап. Сибири уже установлен характер таких продуктов выветривания, среди которых самым важным является „каменный боксит“ со своими спутниками. Так, и в С. части Кузнецкого Алатау имеются эти образования, подстилающие палеонтологически доказанные речные отложения палеогена и верхнего мела.

Что касается Горной Шории, то ближайшим к ней пунктом развития мезозойской коры выветривания является Мулнайский район, где, по данным Рагозина, над белыми элювиальными глинами лежат бурые угли Мулнайского месторождения, тождественные юрским бурым углям Ачинского м-ния. Изученные отсюда проф. ТГУ П. А. Никитиным растительные остатки позволили ему определить возраст их, как мезозойский (устное сообщение). Такие же элювиальные глины могут быть отнесены и в Горной Шории к мезозою, например, кора выветривания, подстилающая третичные отложения низовьев р. Кондомы.

После образования юрских отложений в соседнем Кузбассе, как известно, прошла складчатость в фазу сжатия, затем, в фазу растяжения—эффузивная деятельность траппов, завершившаяся, возможно, своеобразной интрузией эссекситов (Ю. часть Кузбасса и С. окраина Горной Шории), хотя последние являются скорее верхнепалеозойскими. Тангенциальные дислокации киммерийского тектогенеза едва ли прошли в одну фазу, так как в Осиновском месторождении мы имеем не только ВСВ. складчатость юры, но и секущие ее взбросы такого же направления с СЗ. падением.

Д. Третичные образования Горной Шории.

Они представлены, главным образом, продуктами химического выветривания, а именно, белыми каолиновыми и цветными элювиальными и делювиальными глинами. В случае соответствующего состава коренных пород эти глины обогащаются то распыленными, то сконцентрированными в желваках окислами железа и марганца. К третичным же образованиям относятся и многие „железные шляпы“ месторождений различного типа. Аллювиальные же отложения третичного периода в Горной Шории почти неизвестны по естественной причине слабой обнаженности рыхлых отложений и сильной их денудации в постплиоцене. И только в районе нижнего течения р. Кондомы, у д. Кинтереп К. Г. Тюменцев упоминает (32, 106) о третичных аллювиальных глинах и речных косослоистых песках.

Е. Постплиоценовые образования Горной Шории.

Они представлены существенно аллювиальными и делювиальными отложениями и связанными с ними формами рельефа. Меньшее развитие имеют ледниковые и др. образования.

Аллювиальные отложения Горной Шории тесно связаны с речными террасами; они весьма мало изучены; поэтому характеристика их основана на скудном материале, полученном лишь попутно при геологических работах в Горной Шории. Между тем террасы и их осадки представляют весьма благодарный объект изучения, будучи хорошо развиты по всем речкам, особенно же по р. р. Мрассу и Кондоме.

Так, по р. Мрассу можно наметить в первом приближении следующие террасы. Самая высокая из них имеет высоту около 200 *м* над современным уровнем реки. Этой высоте соответствует в районе Кабырзы-Челея дно древней корытообразной широкой долины. Во время формирования ее или 100 *м.* террасы р. Мрассу находилась в стадии зрелости или старости. Это доказывается ее меандрами, врезанными в дно древней долины Мрассу, причем река теперь как бы совершенно не считается с различной прочностью пород и прорезает местами граниты, хотя рядом могла бы воспользоваться для своего русла податливыми известняками.

Далее идет терраса 100 *м* высотой над рекой: наличие ее доказано как

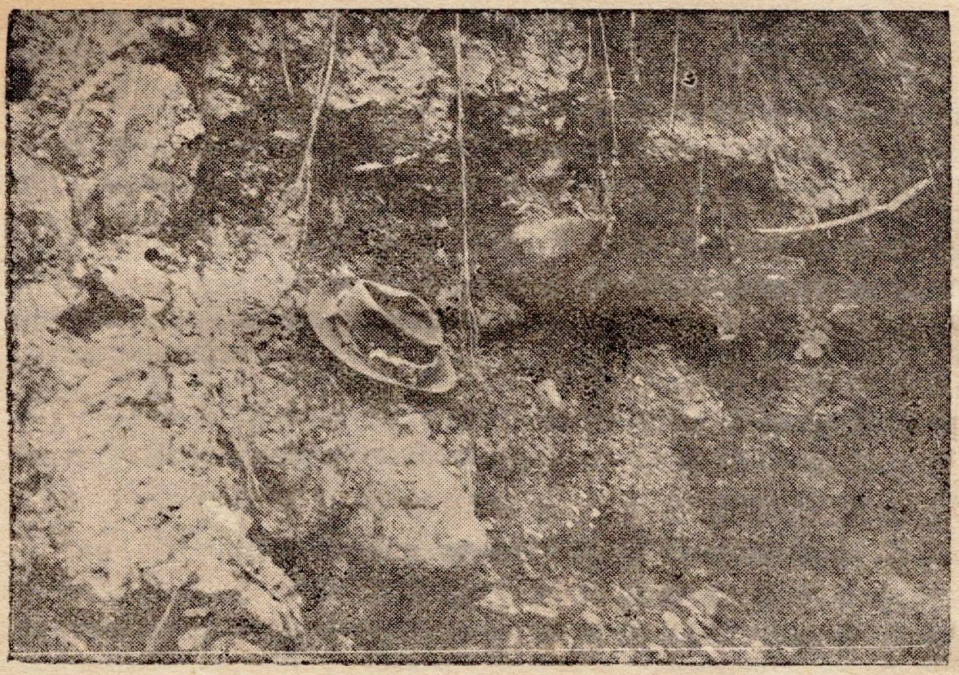
геоморфологически, так и с помощью хорошо окатанных валунов на соответствующей отметке над руслом Мрассу (район дер. Кабырзы).

Среди более низких террас можно отметить террасы 2 *м*, 4 *м*, 13—15 *м*, 30 *м* и 60 (?) *м* высотой над руслом. Их состав и строение не могли быть изучены, так как уступы террас задернованы.

Аналогичную картину дает и р. Кондома, у которой намечаются около 8 террас. Интересно, что, как показала разработка россыпей, даже на самой периферии речной сети наблюдается более низкое положение русел рек предыдущей эпохи по сравнению с современным их уровнем.

Делювиальные образования различного возраста широко развиты в Горной Шории, представляя обычно желтобурые глины небольшой мощности и обуславливая довольно слабую обнаженность этого района.

Ледниковые отложения в настоящее время хорошо установлены пока лишь в открытой долине Шалыма—Большой Речки, где они представ-



Фиг. 24. Валунная глина по левой стороне открытой долины Шалыма.

лены валунной глиной, участвующей в составе надпойменной террасы и отложенной Мустагским ледником (фиг. 24). Оледенение в Горной Шории, повидимому, не получило большого развития, так как даже на Мустаге нет хорошо развитых каров.

Ж. Новейшие тектонические движения.

Эти движения лишь для постплиоцена могут быть восстановлены с некоторой полнотой. Но и здесь мы располагаем лишь фрагментарным материалом. Что же касается мезозоя, то здесь мы по понятной причине бессильны сказать даже немногое в подтверждение в.-киммерийской складчатости, установленной в соседнем Кузнецком бассейне.

Но отрицать ее проявление, пока для нас неуловимое, у нас еще меньше

оснований, хотя бы потому, что в прежние эпохи, например, в девоне, Горная Шория, повидимому, отличалась более интенсивной тектонической жизнью. Во всяком случае фаза растяжения после верхнекиммерийской складчатости отчетливо фиксируется и в Горной Шории, где А. Г. Сивов упоминает траппы среди древних пород по рч. Майзасу.

Сильнейшие альпийские движения в ЮЗ. части Кузнецкого Алатау проявились слабо, прежде всего—в общем поднятии этого района. Однако, кайнозойские движения едва ли протекали гладко и ограничивались лишь глыбовыми или даже эпирогенными движениями. Так, горизонтальные штрихи скольжения и притертые поверхности в продуктах третичного выветривания (рудник Темиртау и др.) определенно указывают на наличие мелких, но резких подвижек.

Тектонические движения четвертичного периода проявились довольно резко в геоморфологических особенностях Горной Шории, вместе с другими частями Западной Сибири участвовавшей в эпирогенных колебательных движениях. Правда, для ЮЗ. части Кузнецкого Алатау колебательный характер позднейших движений строго доказан лишь для верхних террас (по врезанным меандрам), поскольку аггрдационные фазы жизни долин не сохранились в иных террасовых отложениях. Но по аналогии хотя бы с Алтаем мы этот характер принимаем, как наиболее вероятный. Во всяком случае, четвертичные движения в описываемом районе имели непрерывно-прерывистый характер, так как поднятие страны периодически сменялось по крайней мере остановкой этого движения, когда формировались при боковом размыве эрозионные террасы.

Пенеплен (?) с рядом монадноков или скорее близкая к нему всхолмленная страна, которая сформировалась в третичный период в ЮЗ. части Кузнецкого Алатау, свидетельствует о том, что к началу четвертичных поднятий почти закончился цикл денудации и образовались хорошо разработанные (до профиля равновесия) долины. Если бы при последующем развитии событий долины каждый раз снова достигали той же профили равновесия, мы бы имели в элементах террас этих долин точный измеритель происшедших поднятий и опусканий. Таких благоприятных условий мы, конечно, не имеем, и амплитуда колебательных движений, несомненно, лишь частично отражена террасами. Но все же они дают, мне кажется, весьма близкое представление об амплитуде четвертичных колебаний. Это следует из сопоставления нашего района, например, с Алтаем и другими высокогорными районами, где при прочих равных условиях (одинаковый промежуток времени, наличие однотипных формаций той же сопротивляемости денудации) эрозионные послетретичные террасы располагаются много выше (и, наоборот, они ниже, например, на Салаире).

Таким образом, по высоте террас можно составить довольно верное представление об амплитуде четвертичных движений. К сожалению, наши данные в этом отношении далеки от исчерпывающей полноты, но по наблюдениям вдоль р. Мрассу (и Кондомы) террас в этой части страны насчитывается не менее 7 с убывающей разницей высот от более древних к современным террасам. Это, мне кажется, указывает на затухающий характер соответствующих колебательных эпирогенных движений или на уменьшение их периода. Приэтом максимальная амплитуда их превышала 100—150 (?) *м*—разность высот верха верхней террасы над цоколем следующей более молодой.

VI. Заключение.

Завершая этот очерк, можно дать схему стратиграфии и тектоники Горной Шории, представленную на таблице Г.

Таблица Г.

Основные элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории.

Система, отдел и ярус		Местные стратиграфическ. единицы	Место их типичного разреза	Мощность	Характеристика состава		Тектонические движения	Вулканизм	Физико-географич. условия
1		2	3	4	5		6	7	8
Q		Террасовые отложения Мрассу, Кондомы и др. не менее 7 серий			Суглинки, пески и галечники долинных отложений	Суглинки водоразделов и склонов. Морены	± Эпирогенные колебательные движения		Многократная смена тундры, леса и лесостепи
Tr	Pg—N	Развитие денудационных процессов					+ Глыбовое поднятие		
	Pg				Пески и белые глины нижнего течения р. Кондомы		— Опускание		Теплый и влажный климат
Cr?—Tr		Формирование пенеплена?			Каолиновая кора выветривания. Железные шляпы. Окислы Mn		+ Взбросы СВ. напр. (Осиновское м-ние)		Тоже
J		Денудация в Горной Шории					—	Траппы	
							+ В.-киммерийская складчатость		
			Бассейн Кондомы и Томи		Конгломераты, песчаники и угли Кузбасса		±		
Tr—J		Континентальный перерыв					-?	?	
P—C_3							+ Варисская складчатость		
		Казаныхская формация	Прииск Казаных		Конгломераты, песчаники, аргиллиты и угли		±		
C_2							+ Варисская (судетская) складчатость		

C_1	C^2_1		р. Кондома	400—500 *м*	Пестрые песчаники	±			
	C^1_1			540 *м*	Темные известняки	±			Неритовый отдел моря
						+	Слаб. движ.		
D_3		D^C_3		520 *м*	Пестрые песчаники, аргиллиты и др.	±			Континент. (пустыня)
	D^2_3	Перерыв					Слаб. движ.		
		D^B_3		20 *м*	Известняки со *Sp. disjunctus*	±			Мелкоморье
	D^1_3				Известняки с *Anath. phalena*				
		Перерыв					Слаб. движ.		
		D^A_3		40 *м*	Песчаники и конгломераты с *Bothrodendron*	±			Литоральн. зона.
		Денудация							
D_{1-2} (западные фации) Тельбесская группа формаций	D_2	Абрамовская формация	р. Кондома			—	Послед. движен. сложн. Тельбесского диастрофизм.	Микроальбиты, спилиты и диабазофириты	
			р. Кондома		Красноцветные фангломераты, песчаники и аргиллиты	±			
			Денудация			+?			
		Антроповская формация				—	Антроповский тектогенез	Кв. альбитофиры. Лабрадоровые порфириты (?)	
						+			
			р. Антроп, 3 *км* выше устья		Пестрые конгломераты, песчаники и аргиллиты с *Asteroxylon elberfeldense* и *Hostimella hostimensis*	±			
	D_1?	Тельбесская интрузия	Тельбесский район			+ — +	Тельбесский тектогенез	Адамеллиты и проч.	
	D^1_2?	Тельбесская формация	Тельбесский район (нижнее течение р. Тельбеса)	100? *м*	Ортофировая свита. Порфиритовая свита	—		Ортофиры. Авгитовые и роговообманк. порфириты	
				350 *м* 80 *м*	Известняково-мергелистая свита	+			
					Перерыв и денудация	+?			
				350 *м*	Фельзитовые порфириты	— +	Перв. движен. Тельбесского диастрофизма		
	D_1			250 *м*	Свита с *Protolepidodendron.*	±			
				150 *м*	Нижняя свита				

Вулканический прибрежный край при господстве теплого климата с отдельными вулканами выше (?) снеговой границы

Система, отдел и ярус		Местные стратиграфическ. единицы	Место их типичного разреза	Мощность	Характеристика состава	Тектонические движения			Вулканизм	Физико-географич. условия
1		2	3	4	5	6			7	8
Тельбесская группа формаций	D_2					+?	Каратагский тектогенез	Каратагск. цикл геотектогенеза		
		Каратагская щелочная интрузия	г. Каратаг (у Кабырзы)			—			Сиениты и (альбититы?)	
						+				
		Каратагская формация			Мелафиры г. Каратаг и диабазофириты Ортонского района	±			Последние тельбесские излияния	
					Эффузивные конгломераты и брекчии					
						+?	Сложный Ортонский тектогенез (складчатость ССВ. направл. и рассланцовка)		Альбитофир. и др.	
						—				
						—				
						+				
		Ортонская формация	Берега Мрассу выше Ортона	>1,5 км	Зеленоватые песчаники и серые сланцы с астероксилонами, гастроподами и пелециподами, красные сланцы и песчаники, базальные аркозы и конгломераты	±	Медленное опускание в области маленькой континентальн. геосинклинали (Мрасской)		Не проявился	Континентальные бассейны среди пустын. гор по Кузнецким берегам девонского моря
		Денудация. Вскрытие тельбесской интрузии. Образование среднедевонского пенеплена с монадноками: Мустаг, Киземес и др.								

D_{1-2} (восточные фации).	D_1?		Тельбесская интрузия	г. Мустаг и др.		Денудация	—		Мустагский плутон, анортозит г. Улутаг и др.	Сильно рассеченная голая вулканическая страна на берегу Кузнецкого залива D_1. моря
							+	3-я тельбесская складчатость		
	D^1_2?	Тельбесская формация	Верхнетельбесская свита	р. Мрассу		Порфириты, их туфы, конгломераты и проч.	±		Лабрадоровые порфириты?	
						Денудация	—		Предполагаемая интрузия	
							+	2-я тельбесская складчатость		
			Среднетельбесская свита	р. Мрассу		Кислые эффузивы, их туфы, песчаники, конгломераты	∓		Вулканы центрального типа	
						Денудация	—		Интрузия (?)	
							+	1-я тельбесская складчатость		
			Нижнетельбесская свита	р. Мрассу		Краснобурые порфириты и их производные	±			
S_2?				Тельбесский район		Денудация	—		Кислые эффузивы	
							+	Эрийский тектогенез		
				Спасский район		Пестрые сланцы и песчаники	±			
						Денудация	—		Каледонск. интрузия	
							+	Таконийские широтные (Амзас) и СВ. (Б. Речка) складки		

Система, отдел и ярус		Местные стратиграфическ. единицы		Место их типичного разреза	Мощность	Характеристика состава	Тектонические движения		Вулканизм	Физико-географич. условия
1		2		3	4	5	6		7	8
	S_1^3	Амзасская формация $S_1^В$		рч. Амзас выше Алгаина	$\geqslant$ 375 *м*	Черные глинистые сланцы, известняки, песчаники и конгломераты с богатой фауной	±			Неритовый отдел теплого моря
						Предполагаемый перерыв		Слабые движения		
S_1	S_1^{1-2}	Алгаинская формац. $S_1^Б$	Свита песчаников	рч. Амзас выше речки Н. Таянзы	$\geqslant$ 500 *м*	Зеленоватые песчаники и глинистые сланцы с брахиоподами и трилобитами, известняки	±			Неритовый отдел теплого моря
		$S_1^А$	Свита конгломератов	рч. Амзас ниже Тоги	70 *м* (до 150)	Конгломераты и песчаники с галькой Cm_3. интрузии				Литоральная зона моря
		Салаирская интрузия				Денудация	+	Второй салаирский тектогенез	Салаирская интрузия	Континентальные условия
							—			
							+			
Cm_3		Горношорская формация		р. Амзас против Красных Таянз	$\geqslant$ 525 *м*	Известняки с Cm_3. трилобитами, сланцы, песчаники и конгломераты, существенно красноцветные	±			Море в Амзасском районе
		Образование Верхнемрасского закарстованного пенеплена и красноцветных известняковых брекчий								Континентальные условия (пустыня или полупустыня)
							—		Интрузия?	
							+	Первая салаирская складчатость СЗ. (?) и широтная		
Cm_2	$Cm_2^г$	Березовская формация		р. Амзас, приток Мундыбаша		Известняки с *Polycyathus* (=санаштыкольским)	±			Обширное море
						Перерыв.				

Cm_2	$Cm_2^{В}$		Амзасский район		Песчаники и сланцы с *Bathiuriscus, Agraulos* и *Arionellus trinucleus*	±			Мелкоморье
	—				Перерыв		Легк. движ.		
	$Cm_2^{Б}$				Диагенетизированные пироксеновые порфириты и их туфы			Излияния центральн. типа	Континент. вулканическая страна
	—				Перерыв	?+	Складчат.?		
	$Cm_2^{А}$	Мазасская формация	р. Мазас и Мрассу (верховье)	⩾1 *км*	Водорослевые доломиты; белые чистые известняки с археоциатами	±			Обширное теплое море
$Cm_1?$		Горношорская интрузия	Верховье Мрассу и Кондомы		Давленные зеленокаменные интрузивы состава гранодиоритов	—			Континентальные
	—					+	Сильн. ВСВ. горношорск. складчатость		
$Cm_2?$		Узасская формация	Мрассу в районе рч. Узаса	⩾0,5 *км*	Зеленокаменные порфириты с крупными вкрапленниками пироксена и туфы				Вулканическ. острова среди моря?
					Перерыв	+?	Складчат.?		
Cm_1		Карчитская формация: Енисская свита	Район реки Ениса	около 2 *км*	Светлые и темные известняки с камешковскими археоциатами	±	Легкие движения		Открытое море с рифовыми островами
		Карчитская формация: Адиакская свита	Район Адиакского прииска		Окремненные с примитивными археоциатами известняки, песчаники, конгломераты, подводные лавы	—			
					Перерыв	+?	Складчат.?		
		Мрасская формация	Район с. Челея	>1 *км*	Углистые, глинистые, кремнистые сланцы, песчаники, рифовые известняки с *Loculicyathus* и конгломераты с галькой усть-анзасских эффузивов.	±			Неритовый и литоральный отделы моря
					Денудация	—		Интрузия?	
						+	Складчат.?		
$Cm_1?$		Усть-Анзасская формация	Мрассу ниже Усть-Анзаса		Зеленокаменные амигдалофиры, зеленые сланцы, песчаники, конгломераты, известняки	±		Наземные излиян. в отдельн. центрах (Усть-Анзасск. разлом, Малтырган и др).	Острова среди моря

Система, отдел и ярус	Местные стратиграфическ. единицы	Место их типичного разреза	Мощность	Характеристика состава	Тектонические движения		Вулканизм	Физико-географич. условия
1	2	3	4	5	6		7	8
Альгонкий (верхний протерозой)				Денудация	— +	Интенсивная СЗ. (в районе Кабырзы) складчатость	Интрузия диоритовой магмы. Пиритизированные фельзиты	Континент.
		Район г. Каратага (у Кабырзы)	⩽1—1,5 км	Черные известняки, черные, частью углистые и кремнистые сланцы и др. силицилиты, песчаники, конгломераты и брекчии	±			
				Перерыв		Слабый тектогенез(?)		
	Унушкольская формация	Мрассу выше речки Унушкола	⩾0,8 км	Известняки с *Newlandia, Vologdinia,* песчаники, сланцы	±			Неритовый отдел моря
				Перерыв		Слабый тектогенез (?)		
	Пызасская формация	Нижнее течение реки Пызаса	⩾2 км	Граувакковые песчаники, сланцы и конгломераты	±			
				Денудация	+	Тектогенез		
	Мунжинская (федоровская) формация	р. Мунжа		Зеленокаменные основные эффузивы, песчаники, сланцы и известняки	— ±			

				Денудация	—		Микроклиновые граниты	
					+	Интенсивная СВ. (у Кабырзы) складчатость		
	Формация „Сага“	Мрассу выше рч. Саги	⩾2 км	Темные известняки, мраморы и силицилиты	±			Неритовый или батиальный отделы моря
						Слабые движения?		
	Западносибирская формация		⩾1,5 км	Водорослевые (светлые) доломиты	±			Условия рифовой фации
		Мрассу к Ю от Кабырзы, ниже рч. Карчита				Слабые движения?		
	Кабырзинская формация		⩾1,5 км	Темные известняки и мраморы	±			Батиальный отдел моря
	Каиндальская формация(?)	рч. Каиндал, приток Мунжи		Метаморфические сланцы и зеленокаменные эффузивы(?)	±			
				Денудация	—		Интрузия микроклиновых гнейсогранитов	
					+	Складчатость		

Нижний (?) протерозой (Сибирская группа формаций).

Тектонические движения в таблице Г условно разделены на отвечающие фазе сжатия (+), фазе растяжения (—) и длительным эпохам эпирогенеза (±). В последних местами оставлены и революционные эпохи тектогенеза, не выделенные пока за отсутствием точных данных. Приведенная сводная таблица, еще далекая, следовательно, от полноты и, вероятно, не лишенная ошибок, все же, мне кажется, во многом является довольно близким отражением действительности. Из нее и теперь можно сделать ряд существенных выводов.

1. Стратиграфия и тектоника Горной Шории является весьма сложной. Некоторые их элементы устанавливаются впервые и частью представляют выдающийся интерес, например, западносибирская формация с ее флорой. Общее число выделенных формаций превышает 30; из них свыше 9 относятся к интрузивным и не менее 8—к эффузивным. Таким образом, в Горной Шории подтверждается сложность геологии Сибири, выявленная недавно сводкой проф. М. А. Усова (35).

2. Некоторые формации, например, собственно тельбесскую, можно разделить не только на свиты, но и на самостоятельные формации. Она, несомненно, является одной из самых изученных среди эффузивных образований района. Поэтому, мне кажется, в будущем с прогрессом наших знаний число их еще более увеличится. Так, возможно, придется выделить особые эффузивы нижнего кембрия у Адиакского прииска.

3. Не в меньшей мере, вероятно, возрастет и число тектонических фаз. Я не говорю уж о том, что каждая фаза геотектогенеза является при ближайшем изучении достаточно сложной, как показывает попытка изучения, например, тектонических движений при образовании позднейших среднедевонских эффузивов.

4. Некоторые факты, которые позволит установить Горная Шория, имеют интерес с методологической стороны. Прежде всего, отметим, что в общем выдерживается циклический характер геотектонических процессов; он выражается в смене длительных эволюционных веков, когда постепенно формируются осадочные формации, уничтожаются горы и образуются поверхности выравнивания, революционными эпохами. В эти относительно короткие отрезки времени резко изменяется структура Земли, и в извечной борьбе сжатия и расширения то формируются складки в моменты сжатия, то образуется и развивается в моменты расширения магма с ее эффузивами и интрузивами.

Таким образом, мы видим в установленных циклах отражение общих диалектических законов саморазвития вечно меняющей свои формы материи. Это, с одной стороны, дает нам уверенность в правильности одних из полученных выводов, а с другой—будит нашу мысль и требует проверки там, где имеются те или иные отклонения и противоречия.

5. Наконец, одним из интереснейших выводов из фактов геологии Горной Шории является тезис о неразрывной связи эффузивной и интрузивной форм вулканизма. Взаимосвязь в пространстве и времени этих форм непрерывно-прерывисто развивающейся магмы отчетливо проявляется в районе г. Каратага, где можно установить небольшие размеры своеобразного (по составу) очага сиенитовой магмы; при этом развитие последней во времени, завершившееся Каратагской интрузией, шло путем образования то интрузивных, то эффузивных тел и формаций. Таким образом, нет, мне кажется, оснований связывать эффузивный и интрузивный вулканизм с разными фазами (сжатия и расширения) геотектогенеза. Это тем более справедливо, что в большинстве случаев, как показывают наблюдения в Горной Шории, интрузивы, как и эффузивы, пользуются образовавшимися уже после складчатости тангенциального характера трещиноватостью и дизъюнктивами, в той или другой мере всегда залечивая их своими эманациями.

Томская ГРЭ

При выполнении своих исследований в Горной Шории автор стремился вложить в это дело как можно больше энергии и точнее отразить действительность. Несомненно, это удалось лишь до известной степени. Все же автор надеется, что настоящая работа представляет заметный шаг вперед в познании геологии Горной Шории и поможет в дальнейшем быстрее двигаться в этом направлении.

VII. Список цитированной литературы.

1. Батов, Н. А.—Геологическое описание Горной Шории. Южно-Антроповский планшет $\frac{52°30' — 52°45'\text{ с. ш.}}{87°00' — 87°30'\text{ в. д.}}$ от Гринвича. Отчет о геолого-разведочных работах 1931 г. Рукопись, 1933 г.

2. Батурин, В. С.—Геология Тельбесского железорудного района. Рукопись, 1935 г.

3. Болгов, Г. П. и А. Г. Сивов.—Новые данные по стратиграфии древнего палеозоя юго-западного склона Кузнецкого Алатау. Проблемы сов. геологии. № 9, 1933 г., стр. 69.

4. Вологдин, А. Г.—Археоциаты Сибири. Вып. III. Органические остатки кембрийских известняков Западного Саяна с 62 рис. в тексте, 1 картой и 40 таблицами. Рукопись, 1933 г.

5. Вологдин, А. Г.—О возрасте Енисейской свиты. Геол. Вестник, т. VII, № 1—3, 1927 г.

6. Вологдин, А. Г.—Краткий отчет о геологических исследованиях в Горной Шории и Салаире. С картой. Рукопись, 1934 г.

7. Вертель, В. Д.—Геологическое исследование Южно-Кечинского планшета $\frac{52°30' — 52°45'\text{ с.ш.}}{88° — 88°30'\text{ в.д.}}$ от Гринвича. Рукопись, 1932 г.

8. Гудков, П. П.—Некоторые результаты геологических исследований в Тельбесском железорудном районе. Мат. по геол. и пол. ископ. Дальнего Востока, № 17, 1921 г.

9. Егоров, А. С.—Геологическое описание Горной Шории. Северо-Антроповский планшет $\frac{52°45' — 53°\text{ с.ш.}}{87° — 87°30'\text{ в.д.}}$ от Гринвича. Рукопись, 1932 г.

10. Зенкова, А. А.—Предварительный отчет Южно-Ортонской геолого-поисковой партии за 1932 г. Рукопись, 1933 г.

11. Иностранцев, А. А.—Геологическая поездка в Алтайский округ летом 1894 года. Тр. Геол. части кабинета. 1—2, 1896 г.

12. Классификация и номенклатура стратиграфических единиц. Правила, выработанные комитетом стратиграфической номенклатуры из представителей геологических учреждений Соед. Штатов Сев. Америки. Пер. с англ. Л. П. Васильевой под ред. А. В. Хабакова из Bull. Geol. Soc. of Amer., т. 44, апрель, 1933 г.

13. Коровин, М. К. и К. В. Радугин.—О возрасте нижней границы Тельбесской формации. Вестник Геол. Ком. № 1, 1927 г.

14. Краснопеева, П. С.—Об альгонкской флоре в Саралинском районе Западной Сибири. Материалы по геол. Зап.-Сиб. края. Вып. 4. 1933 г. Томск.

15. Кузьмин, А. М.—Геологический обзор Горной Шории и района Сталинского завода. Сборник „Минерально-сырьевая база Кузнецкого металлургическ. комбината им. И.В. Сталина". Издание ЗСГРТ. 1933 г. Томск.

16. Кузьмин, А. М.—Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна. (Предварительный отчет). С 2 картами и 1 табл. Изв. С.О.Г.К. VII—2. 1928 г.

17. Кузнецов, В. А.—Геологический отчет о работах Балыксинской поисково-разведочной партии за 1932 г. Рукопись, 1933 г.

18. Кузнецов, Ю. А.—О стратиграфии палеозоя Горной Шории. Вестник ЗСГРТ 1933 г. Вып. 5.

19. Кузнецов, Ю. А.—Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности. Вестник ЗСГРТ № 9, 1932 г.

20. Кюз, А. К.—Краткий геологический отчет об исследованиях 1931 г. в верхнем течении р. Кондомы и ее притоков, расположенных в пределах планшета $\frac{52°30' — 52°45'\text{ с.ш.}}{87°30' — 88°\text{ в.д.}}$ от Гринвича. Рукопись, 1932 г.

21. Обручев, В. А.—Геология Сибири, т. 1. Докембрий и древний палеозой. 1935 г.

22. Отчеты и материалы начальников Горношорских геолого-поисковых партий ЗСГРТ, работавших в 1931—33 гг. Рукописи отдела фондов ЗСГГГТ.

23. Поленов, Б. К.—Геологическое описание западной половины 15 листа IX ряда 10-верстной карты Томской губернии.—Тр. Геол. части кабинета. VIII—2, 1915 г.

24. Полетаева, О. К.—Краткий отчет о работах З.-Саянской Северной геол. партии. Рукопись, 1931 г.
25. Радугин, К. В.—О строматопорах кембрия Зап. Саяна. Рукопись, 1931 г.
26. Радугин, К. В.—Водоросли докембрия Саралинского района. Рукопись.
27. Радугин, К. В.—О соотношении кембрия и альгонкия в Горной Шории. Рукопись 1936 г.
28. Радугин, К. В.—Новое в геологии древнего палеозоя Горной Шории. Вестник ЗСГГГТ, 1934 г. Вып. 5.
29. Радугин, К. В.—Новый метод тектонико-стратиграфического анализа. Проблемы сов. геологии. 1—2, 1934 г.; 121—127 стр.
30. Радугин, К. В.—Геологический очерк Томь-Чумышского района Салаирского кряжа. (Отчет о работах 1927 года). Изв. Сиб. Отд. Геол. Ком. VII—5, 1928 г.
31. Сперанский, Б. Ф.—Структуры палеозойских формаций Обско-Томского междуречия. Сборник по геологии Сибири, посвященный проф, М. А. Усову. 1933 г., Томск.
32. Тюменцев, К. Г.—Геологический очерк бассейна р. Кондомы в ЮЗ. части Кузнецкого Алатау. Изв. Зап.-Сиб. Геол. Разв. Упр., XI—2, 1931 г.
33. Усов, М. А.—Тельбесский железорудный район, 1. Историко-геологический очерк. Изв. Сиб. Отд. Геол. Ком, Т. VI, вып. 5. 1927 г.
34. Усов, М. А.—Фации и фазы интрузивов. Изв. СОГК. 1925 г.
35. Усов, М. А.—Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края, 1935 г. Томск.
36. Усов, М. А.—Итоги исследования геологии Зап.-Сиб. края за 1-ю пятилетку. Вестник ЗСГРТ, 1933 г., в. 2—3.
37. Черкашенин, М. Ф.—Геологическое описание Горной Шории. Южно-Ташелгинский планшет $\frac{53° — 53°15'\ с.ш.}{88° — 88°30'\ в.д.}$ от Гринвича. Рукопись, 1932 г. Томск.
38. Чураков, А. Н.—Материалы для тектоники Кузн. Алатау. Тр. Г.К. Н.С. Вып. 145, 1916.
39. Чураков, А. Н.—О соотношении Cm и PCm в Кузн. Алатау. Изв. Ак. Н. 1932 г., № 1.
40. Чураков, А. Н.—История развития наших представлений о строении СЗ. окраины „древнего темени Азии". Изв. Г.К., т. XLVI, № 1, 1927, стр. 45—65.
41. Чураков, А. Н.—„Кузнецкий Алатау. История его геологического развития и его геохимические эпохи". Изв. Ак. Н. СССР. Очерки по геол. Сибири. 1932 г.
42. Эдельштейн, Я. С.—О некоторых новых данных по геол. Сибири. Изв. Географ. Ин-та, 1926 г. Вып. 6.
43. Эдельштейн, Я. С.—Тектоника и полезн. ископ. Сибири. Изв. Г.К. 1928, стр. 23—50.
44. Эдельштейн, Я. С.—Геол. очерки Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Вост. Саяна. Изд. Ак. Наук СССР. Очерки по геол. Сиб. 1932 г.
45. Yavorsky.—Ein Stromatoporenfund im Cambrium. Centralblat f. Min. etc., Abt. B., № 12, 1932.
46. Walcott, C. D.—Pre-Cambrian Algonkian algal flora. Smiths. misc. coll. 64, 2, 1914.
47. Fenton, C. a Fenton, M.—Walcott's. „Precambrian Algonkian Algal Flora and associated Animals". - Proceed. Geol. Soc. of America for 1934, 350.

12. (12-2)
6037
Центральная Геологическая * БИБЛИОТЕКА * Г.Г.Р.У.-В.Г.Р.К.