

А К А Д Е М И Я Н А У К С О Ю З А С С Р

---

КОМИТЕТ ПО ДЕЛАМ ГЕОЛОГИИ при СНК СССР

# В О П Р О С Ы Г Е О Л О Г И И С И Б И Р И

С Б О Р Н И К,  
П О С В Я Щ Е Н Н Ы Й П А М Я Т И  
академика М. А. У С О В А

Т О М I

---

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Москва 1945 Ленинград

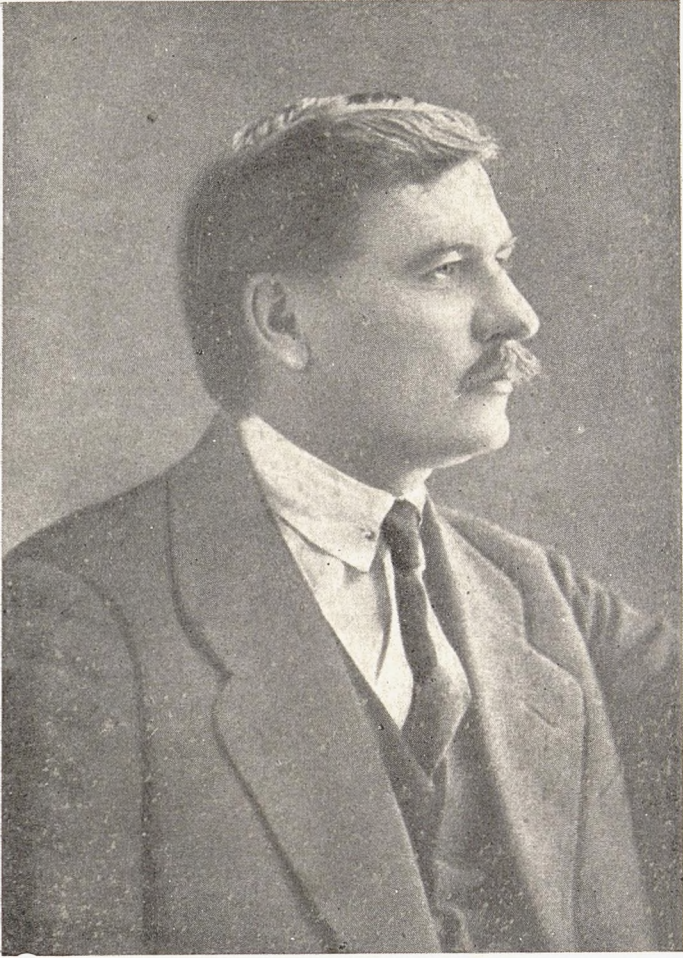
*Главный редактор академик В. А. Обручев*  
*Зам. главного редактора д-р А. Н. Чураков*  
*Ответственный редактор В. Н. Васильев*

---

Редакционная коллегия:

*В. Н. Васильев*  
Чл.-корр. АН СССР — *И. Ф. Григорьев*  
*Н. Н. Домополов*  
Акад. *В. А. Обручев*  
Д-р *А. Н. Чураков*





M. Y. Co

*Светлой памяти Михаила Антоновича  
Усова посвящают этот сборник его учи-  
тель, его ученики, друзья и соратники  
по изучению геологии Сибири  
и Центральной Азии*

В. А. ОБРУЧЕВ**МИХАИЛ АНТОНОВИЧ УСОВ**

Преждевременная и неожиданная кончина Михаила Антоновича Усова, так недавно вступившего в состав действительных членов Академии Наук СССР, представляет большую потерю для науки вообще и для геологии Западной Сибири в особенности. На меня, как на бывшего учителя М. А., естественно легла печальная обязанность дать очерк его жизни и научной деятельности.<sup>1</sup>

Михаил Антонович Усов родился 20 (8) февраля 1883 г. в г. Каинске б. Томской губ. Родители его происходили из крестьян б. Владимирской губ., переселившись в Сибирь.

После окончания сельской школы М. А. учился в гимназии в г. Омске, которую окончил в 1901 г. и тогда же поступил на только что открытое горное отделение Томского технологического института, деканом которого потом состоял. Будучи студентом, М. А. вскоре обратил на себя внимание преподавателей своими выдающимися способностями, и весной 1906 г., собираясь во вторую экспедицию в Пограничную Джунгарию, я предложил ему принять в ней участие для ознакомления с полевой геологической работой. В течение всего лета М. А. вел маршрутную топографическую съемку, и вычерченные им планшеты отличались большой аккуратностью и четкостью; попутно он ознакомился с горными породами, условиями их залегания и ведением наблюдений.

Окончив весной 1908 г. (несколько поздно в связи с перерывом учебных занятий в 1905—1906 гг. из-за событий первой революции) горное отделение Института со званием горного инженера, М. А. был оставлен профессорским стипендиатом (аспирантом) по кафедре геологии, к изучению которой он обнаружил большую склонность.

Летом 1908 г. он принял участие в качестве моего помощника в ведении большой студенческой геологической практики в окрестностях г. Красноярска, где имел возможность познакомиться с отложениями докембрия и кембрия, отсутствующими в Джунгарии, и с их контактами с большой интрузией — так называемых «столбов».

В 1909 г. я пригласил М. А. в состав третьей экспедиции в Пограничную Джунгарию, в течение которой он все время вел, чередуясь со мной, полные геологические наблюдения и выполнил также несколько отдельных

<sup>1</sup> Для настоящего очерка я использовал биографию М. А. Усова, помещенную в «Сборнике по геологии Сибири», посвященном 25-летию его научно-педагогической деятельности (Томск, 1933 г.), статьи его учеников, напечатанные в газете «Красное знамя» (№ 135—136) по поводу его кончины, любезно доставленные мне Е. Ф. и А. А. Усовыми, и «Материалы к библиографии трудов ученых СССР», составляемые Фундаментальной библиотекой Академии Наук СССР. Кроме того, проф. М. К. Коровин, близко знающий деятельность М. А. Усова, как его многолетний сослуживец по Томскому индустриальному институту, любезно сделал ряд существенных дополнений, включенных в очерк.

маршрутов. Заинтересовавшись петрографией изверженных пород, М. А. взял на себя детальную обработку экспедиционных коллекций и в течение 1909—1910 гг. выполнил ее и составил подробное описание горных пород Пограничной Джунгарии, напечатанное в 1911 г. в виде второго тома моего отчета о путешествии, остающееся до сих пор наиболее полным петрографическим очерком пород Центральной Азии. Это сочинение было представлено им позже в качестве магистерской диссертации.

Изучив детально при обработке этих коллекций все приемы работы с Федоровским столиком и имея в виду отсутствие в литературе хорошего руководства по этому методу, М. А. тогда же написал его в прекрасном изложении. Руководство было издано в 1911 г. Томским технологическим институтом; в течение ряда лет оно пользовалось большим успехом и спросом не только в институте, но и во всех других высших школах и много способствовало распространению универсально-оптического метода Федорова как среди учащихся, так и среди петрографов России и даже за границей.

После окончания в 1911 г. аспирантуры при кафедре общей геологии в Томском институте под моим руководством, М. А. получил командировку в Петербург к проф. Ф. Ю. Левинсон-Лессингу для усовершенствования и занимался в его лаборатории при Политехническом институте экспериментальным изучением приложения физико-химических законов к петрографии. Затем он переехал в Киевский университет, где работал под руководством проф. Н. И. Андрусова и выдержал магистерские экзамены, а в 1913 г. защитил в Харьковском университете вышеуказанную диссертацию.

Нужно отметить еще, что зимой 1910/11 г. М. А. был моим помощником при выполнении экспертизы золотого рудника Богомдарованного (ныне Коммунар) и помощником другого геолога при экспертизе золотых рудников Центрального и Лотерейного в Кузнецком Ала-тау, произведенных по поручению Российского золотопромышленного общества. Летом 1912 г. М. А. участвовал при экспертизе Айдырлинского золотого рудника на Урале; затем сам выполнил обследование Саралинского района в Кузнецком Ала-тау, а осенью участвовал в моих экспертизах золотых рудников Ононских и Илинского в Забайкалье, причем выполнил геологическую съемку их окрестностей. Осенью 1913 г. он вторично посетил Илинский рудник для наблюдений в очищенных подземных выработках, которые послужили ему для составления самостоятельного заключения о генезисе и перспективах этого месторождения.

Таким образом, закончив стаж стипендиата, М. А. имел уже основательную практическую подготовку по полевой геологической работе разного рода и по обработке ее результатов.

В 1912 г. в связи с моим вынужденным выходом в отставку освободилась кафедра геологии в Томском технологическом институте, и ее временно заместили в качестве преподавателей мой ассистент П. П. Гудков и окончивший аспирантуру М. А. Усов. Последний в 1913 г. после защиты диссертации был утвержден в должности экстраординарного профессора, а в 1916 г. — в должности ординарного профессора и преподавал до 1922 г. физическую и историческую геологию, а с 1922 г. — петрологию и рудные месторождения; с 1917 по 1922 г. он состоял также деканом горного отделения.

В 1930 г. из Томского (позже Сибирского) технологического института был выделен самостоятельный Сибирский геологоразведочный институт, в котором М. А. занял кафедру общей геологии и сохранил ее до 1938 г., после слияния сибирских Геологоразведочного, Горного и других отраслевых институтов в Томский индустриальный институт имени С. М. Кирова. Эта работа сопровождалась систематическим воспитанием молодых кадров



научных работников и на ряду с этим ростом кафедры М. А. От нее при этом отделялись новые кафедры, которые замещались его учениками. Так формировались кафедры петрографии, рудных месторождений, инженерной геологии и разведки. Последние две позже выделились в самостоятельные специальности.

Кроме профессуры, М. А. был занят в течение ряда лет в качестве члена правления Института, заведующего учебной частью, затем проректора и в последний год заместителя директора. Одновременно он состоял в 1912—1917 гг. преподавателем геологии на Сибирских высших женских курсах в Томске, а с 1917 г. до 1928 г. — преподавателем геологии на физико-математическом факультете Томского государственного университета.

Таким образом М. А., преподавая разные отрасли геологии в течение ряда лет в трех высших учебных заведениях г. Томска, подготовил многочисленных инженеров-геологов и геологов, и ученики его школы работают в настоящее время по всей территории Союза, в особенности в Сибири, занимают также должности профессоров и преподавателей в высших школах Владивостока, Иркутска, Красноярска, Томска, Новосибирска и др.

Не ограничиваясь преподаванием в высшей школе, М. А. уже с 1909 г. читал популярные лекции по общей геологии и полезным ископаемым Сибири для различных организаций в Томске, Новосибирске, при поездках на копи Кузнецкого бассейна и при объезде геологических партий.

По единодушным отзывам его учеников, М. А. был не только блестящим лектором и руководителем, но также и выдающимся организатором, которому Западная Сибирь обязана крупными успехами своей геологической изученности. В 1919 г., когда геологи, работавшие в Сибири, оказались отрезанными фронтом гражданской войны от центра Союза и организовали самостоятельный Сибирский геологический комитет, М. А. Усов вступил в его состав, а в 1921 г. при преобразовании этого комитета в Сибирское отделение Геологического комитета стал его председателем и затем директором и до 1930 г. всецело руководил его работами, сам принимал в них деятельное участие, составлял планы и отчеты и сразу же поставил регулярную издательскую деятельность, которой это отделение Геологического комитета выгодно отличалось от всех остальных. В 1930 г. при преобразовании отделения в Западно-Сибирское геологоразведочное управление М. А. был назначен заместителем его начальника по научной части, а в 1932 г. по преобразовании Управления в Геологоразведочный трест остался в последнем главным научным консультантом до осени 1938 г., продолжая ведать всеми геологическими исследованиями и объезжая каждое лето полевые геологоразведочные партии для контроля и руководства. Кроме того, М. А. состоял геологом-консультантом Судженских каменноугольных копей, Сибугля, Кузбасстреста и правления треста АИК «Кузбассуголь», в 1926 г. был назначен старшим геологом Сибирского отделения Государственного института по проектированию новых металлургических заводов (Тельбесбуро) и руководил геологоразведочными работами по подготовке сырьевой базы для Кузнецкого металлургического комбината и, закончив эту работу, был с 1929 г. по 1931 г. геологом-консультантом Сибирского отделения Шахтстроя. М. А. Усов состоял также членом коллегии НТУ ВСНХ Союза, членом НТС Гипромеза, а с 1917 г. — членом НТС по каменноугольной промышленности.

Несмотря на свою загруженность преподаванием и руководящей работой и консультацией в разных учреждениях, М. А. находил еще время для общественной деятельности; был неизменным членом ряда созывов Томского горсовета, пленума Новосибирского краевого и затем областного исполнительного комитета.



С 1932 г. М. А. состоял членом крайкома профсоюза рабочих горнорудной промышленности, членом краевого энергокомитета, а также краевого бюро ВАРНИТСО.

В Томском институте М. А. всегда принимал живое участие в работе студенческих кружков и одним из первых среди преподавательского персонала вступил в кружок по изучению диалектического материализма, в котором проявил большую активность, взявшись за серьезное изучение марксистско-ленинской философии.

Научно-исследовательская деятельность М. А. после работ, выполненных в течение стипендиатства и отмеченных выше, была посвящена, главным образом, изучению Кузнецкого угленосного бассейна и окаймляющих его высот Кузнецкого Ала-тау и Салаира. В 1913 г. он принял предложение золотопромышленного общества «Монголор» и выполнил геологическое исследование его концессии в хребте Кентей в Северной Монголии, которое закончил летом 1914 г. Результатом его работ явились два отчета: один — по месторождениям золота района приисков Тушетухановского и Цеценхановского аймаков, второй — по орографии и геологии хребта Кентей, которые до сих пор остаются почти единственными геологическими материалами по этому хребту, примающему к Западному Забайкалью.

Осенью 1913 г. М. А. посетил вторично Илинский золотой рудник для дополнительных исследований, как отмечено выше, а затем произвел геологическую экспертизу золоторудного месторождения общества «Колчедан» у г. Челябинска. Отчеты об этих двух работах не напечатаны.

В 1917 г. М. А. выполнил экспертизу Новосудженских копей и по поручению Акционерного общества Кузнецких каменноугольных копей рекогносцировочно обследовал рудные месторождения западной части Минусинской котловины, обратив главное внимание на Абаканский рудник магнитного железняка, который, хотя и расположен на восточном склоне Кузнецкого Ала-тау, но мог явиться дополнительной сырьевой базой для проектированного Обществом металлургического завода у г. Кузнецка; для последнего уже велась разведка месторождений Тельбесского района.

В 1918 г. М. А. изучил восточную границу Анжеро-Судженского угленосного района, месторождение угля Судженских копей и произвел экспертизу Иршинского и Пойминского бурого углей месторождений б. Енисейской губ., а в 1919 г. изучил месторождение угля Анжерских копей и выполнил легкую разведку Щербиновского месторождения.

Летом 1921 г. М. А. использовал свою поездку для лечения кумысом в Киргизской степи и для исследования хребта Чингиз, а в 1922 г. изучил все работающие и разведываемые месторождения Кузнецкого угленосного бассейна. В 1923 г. М. А. объехал опять работающие рудники этого бассейна и выполнил геологический разрез берегов р. Томи от р. Бельсу до г. Томска. Такие же объезды по рудникам Кузнецкого бассейна с целью добычи дополнительных данных и для консультации М. А. выполнял и во все последующие годы по 1928 г. включительно. Обширные повторные наблюдения в Кузнецком бассейне послужили М. А. материалом для целого ряда статей о составе и строении отдельных частей и рудников этого бассейна и для сводных очерков по его тектонике, печатавшихся начиная с 1919 по 1937 г.

В виду того, что запасы железных руд месторождений Тельбесского района, установленные разведками, произведенными в 1914—1918 гг. Акционерным обществом Кузнецких каменноугольных копей (Копикуз), оказались недостаточными для обеспечения работы строившегося Кузнецкого металлургического завода, размеры которого ради нужд социалистического строительства были значительно увеличены против проекта Копикуза, М. А. в 1926 г. произвел новую геологическую съемку Тельбесского района и в последующие годы посещал разведочные работы в этом районе

для консультации. С того же года и до 1937 г. М. А. выполнял летние научно-консультационные выезды геологоразведочных партий Западно-Сибирского отделения Геологического комитета, затем Геологоразведочного управления и треста, руководя всей работой по изучению минерально-сырьевой базы Сталинского металлургического комбината в Кузнецком бассейне.

Руководство всеми геологоразведочными работами, производившимися в области, подведомственной отделению Геологического комитета, а позже Управлению и Тресту, а также летние выезды партий в связи с личными исследованиями дали М. А. основательное знакомство с геологией области и возможность составлять в последние годы сводные очерки об успехах геологического изучения Западной Сибири, что позволило интересующимся знакомиться с самыми новыми данными по геологии, которые иначе делались бы общедоступными только по появлению в печати отчетов отдельных исследователей.

Список печатных научных трудов М. А. Усова из 139 номеров, кроме значительного количества ведомственных отчетов, отзывов, рефератов и статей в повременной печати, показывает большое разнообразие вопросов, занимавших покойного ученого.

Крупное место занимают труды, посвященные стратиграфии, тектонике и изверженным породам Кузнецкого угленосного бассейна, изучением которого М. А. занимался в течение 20 лет. Начав с экспертиз с узкотехническими задачами, М. А. выработал новую методику изучения тектоники угольных месторождений, основанную на сравнительно-литологическом исследовании пластов угля и вмещающих пород и на точном изучении тектонических и микротектонических форм в их совокупной связи, используя богатый материал подземных выработок, которые он посещал.

Значение тщательного изучения забоев подземных выработок М. А. усвоил уже во время экспертиз, проведенных со мною и с другими, на золотых рудниках Урала, Кузнецкого Ала-тау и Забайкалья и широко использовал и разработал этот метод применительно к месторождениям угля. Он выяснил ведущее значение тангенциального давления в образовании как пликативных, так и дизъюнктивных дислокаций бассейна, выработал классификацию форм разрывных дислокаций, обусловленных тангенциальным давлением, и изложил методы изображения этих форм в большой статье (64),<sup>1</sup> которая дает рудничному геологу возможность ориентироваться в сложных разрывах и смещениях пластов и одновременно представляет ценный вклад в мировую литературу по тектонике. Метод М. А. Усова получил в Кузнецком бассейне большое производственное значение и оказался весьма плодотворным в геологической, разведочной и даже эксплуатационной практике, сыграв большую роль в деле внедрения рудничной геологии в изучение этого бассейна. Тот же метод М. А. и его ученики широко применили при изучении других областей Сибири, что дало богатые результаты по разъяснению сложной структуры горных массивов, в которых так развиты тангенциальные дизъюнктивы, и способствовало проведению правильных тектонических построений и в других горных районах СССР.

Большое научное значение имеют труды М. А. Усова по петрологии. Прекрасное руководство по федоровскому методу исследования породообразующих минералов, составленное им и способствовавшее распространению этого универсального метода среди петрографов, уже отмечено выше. Затем М. А. первый применил этот метод к изучению мелких индивидов минералов, полученных синтетическим способом (3), и дал изложение законов физико-химии в применении к петрографии (4).

<sup>1</sup> Цифры в скобках указывают номер работы в списке научных трудов акад. М. А. Усова.

Позже он обратил внимание на то, что при изучении изверженных пород петрографы недостаточно используют физико-химические закономерности для выяснения генетически-геологических условий их образования и преобразования.

Хотя уже Зюсс в 1909 г. в последней части своего «Лица Земли» указал на связь офиолитов (зеленокаменных пород) с геосинклинальными отложениями, а некоторые петрографы намечали возможность разделения интрузивов по глубине залегания на основании определенных признаков, все же М. А. Усову принадлежит первая систематическая разработка этого важного вопроса на основании физико-химических законов. В двух статьях, опубликованных в 1925 г., он описал фазы эффузивов, фации и фазы интрузивов (31, 32), дал в них общую характеристику термодинамической и геологической обстановки и ряд петрографических признаков для каждой формы проявления изверженных пород. В качестве фаз эффузивных пород он установил первичную, диагенетизированную и зеленокаменную, а в качестве фаз интрузивов, разделенных на абиссальную и гипабиссальную фации, — первичную и диагенетизированную. Первая статья была переиздана в 1929 г. (47), а в третьем издании 1935 г. (88) к фазам эффузивов добавлены еще фации их — интрузивная, силловая, жерловая и штоковая, — характеризующиеся определенными признаками. Вторая статья переиздана в 1932 г. (59) также в дополненном виде. По отзывам петрографов, эти две статьи нужно считать классическими, открывающими новые перспективы и дающими важный генетически-геологический метод изучения изверженных пород уже в поле. Этот метод позволяет также лучше разбираться в процессах магматической дифференциации, эманационных и контактовых, а потому имеет большое значение и для выяснения генезиса эндогенных рудных месторождений. Применение этого метода при исследовании магматических формаций М. А. Усовым и его учениками в пределах Сибири, судя по отчетам, напечатанным в изданиях геологических учреждений и высших школ г. Томска, дало уже обильные и ценные результаты.

Кроме этих теоретических исследований, М. А. выполнил также несколько трудов описательного характера по петрографии. Его большой труд по описанию горных пород Пограничной Джунгарии, в котором главное место уделено интрузивным и эффузивным породам, уже упомянут (2). Отметим еще петрографический этюд о Томском метеорите (11), описание трапшовой формации Кузнецкого бассейна (98) и гипербазитовой формации Западной Сибири (119). В отчетах о Саралинском золоторудном районе (14), железорудных месторождениях Абаканском (15) и Тельбесском (35, 49, 50, 66), о полиметаллических месторождениях Салаира (68, 93, 96) и в описании Кентейского хребта и его золоторудных месторождений (6, 7) также находим характеристики изверженных пород.

В статье об источнике метасоматических изменений нижнесилурийской толщи Западной Сибири (91) М. А. дал интересные соображения о процессах метасоматизма, а в статьях о методах определения относительного геологического возраста магматических горных пород (92) и о стратиграфическом положении интрузивных тел (116) отметил тесную связь между вопросами петрографии и стратиграфии и важное значение детального выяснения фаз и фаций изверженных горных пород.

Вопросы тектоники М. А. сначала подробно разрабатывал в многочисленных статьях о Кузнецком бассейне, как указано выше, а затем, составляя сводки основных результатов геологической съемки Западной Сибири, обратил особенное внимание на тектоно-денудационные перерывы, разделяющие отдельные формации одну от другой, и выработал многочисленные критерии, позволяющие с достаточной уверенностью производить выделение формаций и устанавливая перерывы между ними, соответствующие движениям земной коры, т. е. революционным эпохам. На такие пере-



рывы в тех многочисленных случаях, когда они не выражены резким угловым несогласием между двумя соседними по залеганию формациями, до М. А. Усова геологи часто не обращали внимания и не отделяли по времени формации друг от друга. Вследствие этого в истории Земли, в особенности для периодов докембрия и палеозоя, установлено слишком мало революционных эпох, от которых зависят новые структуры земной коры, геоморфологические изменения земной поверхности, фазы вулканизма и связанные с ними месторождения полезных ископаемых.

В подробном описании фаз и циклов тектогенеза Западно-Сибирского края М. А. установил длинный ряд перерывов между формациями докембрия и палеозоя, соответствующих эпохам революций (90). Детальная разработка этого вопроса по данным хорошо знакомой ему области привела М. А. к общим соображениям по геотектонике, основанным на принципах диалектического материализма и изложенным в кратком виде в одной из последних его работ (113). В ней он доказывает непрерывно-прерывистый характер геотектогенеза, рассматривает методы выявления фаз складчатости, угловое несогласие, базальный горизонт, фации и формации осадочных метаморфических и магматических пород, поверхности несогласия, форму проявления фаз складчатости, их связь с вулканизмом, фазы последнего, смену сжатия и расширения в истории Земли и значение выявления фаз тектогенеза для правильного разъяснения этой истории.

Эта статья показала, что М. А. приступил к разработке новой теории геотектоники, которая в основном сходится с так называемой пульсационной теорией, выдвинутой в последние годы несколькими учеными на смену контракционной теории, господствовавшей в геологии до недавнего времени.

Эта теория занимала мысли М. А. еще во время его последней болезни на курорте Белокуриха на Алтае, и, лежа в постели, он записывал свои соображения в конспективной форме. Этот посмертный труд напечатан в данном сборнике (131). В архиве М. А. оказалось еще несколько подготовленных к печати статей, посвященных той же проблеме.

Изучению месторождений полезных ископаемых М. А. уделял постоянное внимание. Во время студенчества и стипендиатства (аспирантуры) он имел возможность познакомиться с целым рядом месторождений золота на Урале, в Кузнецком Ала-тау, Забайкалье и Джунгарии, и естественно, что первые его самостоятельные работы в этой области были посвящены изучению золотых месторождений в Северной Монголии, в Саралинском районе Ала-тау (6, 14) и возле Челябинска. Затем целый ряд лет внимание его было сосредоточено на месторождениях угля Кузнецкого бассейна, и только железорудные месторождения, тесно связанные по промышленному значению с кузнецкими углями, именно Абаканское (15) и Тельбесское (35, 49, 50, 66, 105), были изучены в этот период. Затем стали на очередь полиметаллические месторождения Салаира, эксплуатация которых также связана с кузнецким углем; М. А. посещал их неоднократно и посвятил им несколько статей (68, 70, 83, 96). Этих и других полезных ископаемых Западно-Сибирского края он касался также в сводных очерках (44, 65, 78, 80, 99, 120).

После первых же работ по изучению Судженского и Апжерского угленосных районов М. А. взялся за составление первого на русском языке сводного описания горючих полезных ископаемых, напечатанного в 1920 г. (17).

Позже, преподавание курса рудных месторождений побудило его в виду отсутствия русского руководства, соответствовавшего состоянию науки, выпустить краткое руководство, выдержавшее три издания (39, 52, 63); в этом руководстве М. А. проводил генетическую классификацию рудных месторождений, которые разделил по глубине залегания на фации абиссальную, средней глубины, гипабиссальную и эффузивную и отметил пре-

обладающее распространение гипабиссальной фации. Это руководство при небольшом объеме отличалось большой четкостью изложения основных данных, поясняемых немногими, но хорошо подобранными типичными примерами.

Разработка учебных руководств для высшей школы была очередной задачей, всегда стоявшей перед М. А. Кроме названных выше, он составил еще в 1914 г. учебник исторической геологии в конспективном изложении (литографированное издание), а в 1938 г. закончил «Структурную геологию», опубликованную в 1940 г., и ряд лет работал над руководством по общей геологии, которое осталось незаконченным (закончена вводная часть и почти вся внешняя геодинамика).

Кроме напряженной педагогической, научно-административной и общественной деятельности, М. А. уделял время для популяризаторской работы, выражавшейся в методических популярных лекциях и докладах, в статьях в местных газетах и журналах. В список научных трудов М. А. попала только небольшая часть этой продукции за первые годы его деятельности.

На задачи и вопросы преподавания и его рациональной постановки в высшей горной школе М. А. отзывался многократно, особенно в ответственные моменты реформы вузов, как докладами в собраниях студентов и преподавателей, так и статьями в периодической печати, используя в них свой опыт как преподавателя, так и руководителя учебной части (8, 25, 41, 43, 110). Не менее интересовали его вопросы правильной постановки геологоразведочного дела в Западно-Сибирском крае, которое он организовал и которым руководил долгое время, а также все вопросы промышленного строительства, развития горного дела и обеспечения сырья этого края. Этим вопросам, кроме отчетов по Сибирскому отделению Геологического комитета, которые составлял сам М. А. с 1920 по 1927 г. включительно, посвящен целый ряд статей (19, 24, 38, 45, 48, 53, 58, 60, 61, 65, 67, 73, 83, 89, 94, 97, 100), касающихся методики поисков и геологической съемки, постановки и успехов исследовательской работы, ее роли в развитии народного хозяйства, вопросов обогащения, сырьевой базы металлургии, изучения Кузбасса и всей Урало-Кузнецкой проблемы.

Плодотворная деятельность М. А. Усова, как научная и педагогическая, так и административная и общественная, нашла свою оценку при праздновании его 25-летнего юбилея в 1933 г., выразившуюся в широком чествовании его учащими, учащимися, учреждениями и горсоветом Томска и краевыми организациями Западной Сибири, в учреждении премии его имени за лучшую работу по геологии, в переименовании Буткеевской улицы города в улицу Усова и в издании учениками М. А. «Сборника по геологии Сибири», посвященного юбилею. Академия Наук СССР еще до этого юбилея, в 1932 г., избрала М. А. своим членом-корреспондентом, а в начале 1939 г. — действительным членом по Геолого-географическому отделению. Летом 1938 г. М. А. Усов получил высокое назначение: он был назначен директором Всесоюзного геологического института. Но болезненное состояние вскоре заставило его отказаться от этой должности и ограничиться работой в Академии Наук, где он был избран заместителем академика-секретаря Отделения геолого-географических наук и принял живое участие в выработке плана третьей пятилетки.

На научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири, организованной в конце июня Томским государственным университетом, М. А. Усов принял участие в качестве официального представителя Академии Наук СССР и сделал блестящий доклад, в котором наметил пути грандиозных работ по изучению недр Сибири. После конференции он поехал на курорт в Белокуриху на северной окраине Алтая, где уже не раз лечился, но здесь заболел и скончался 26 июля от припадков грудной жабы. Похороны, состоявшиеся 31 июля в Томске, вылились в очень крупную мани-



фестацию населения, провожавшего выдающегося ученого, педагога и общественного деятеля.

В истории изучения Западно-Сибирского края двадцатилетие (1919—1938 гг.), в течение которого во главе геологоразведочных сил находился М. А. Усов, с полным основанием должно быть названо «усовским периодом», ибо руководство М. А. Усова и личное участие его в исследованиях обусловили прекрасные результаты как в теоретическом, так и в практическом отношении. Все эти работы сыграли крупнейшую роль в деле развития Кузнецкого бассейна и строительства металлургического завода имени товарища Сталина. Вместе с тем они дали Михаилу Антоновичу огромный фактический материал, позволивший ему предложить на основе марксистско-ленинской философии оригинальную разработку ряда крупных вопросов теоретической геологии.

Многочисленные ученики М. А., составляющие крупный коллектив созданной им школы геологов, будут еще долгое время учиться на трудах М. А. и с благодарностью хранить память о нем.

Крупное значение академика М. А. Усова в развитии геологического изучения Западно-Сибирского края, в создании школы сибирских геологов, а также в разработке вопросов теоретической геологии явилось также основанием для организации издания настоящего сборника. Комиссия по увековечению памяти М. А., назначенная Президиумом Академии Наук, обратилась к геологам — как ученикам М. А., так и работавшим по геологии Сибири вообще — с приглашением принять участие в сборнике присылкой своих трудов. Это приглашение встретило живой отклик, и разнообразное содержание сборника соответствует широкому кругу вопросов, которые занимали М. А. Найденные среди его бумаг небольшие статьи конспективного характера, естественно, также нашли себе место в сборнике в качестве набросков мыслей, занимавших М. А. в последние годы его жизни, характеризующих покойного ученого, но, к сожалению, не получивших дальнейшей разработки.

## СПИСОК НАУЧНЫХ ТРУДОВ акад. М. А. УСОВА

1911 г.

1. Федоровский, или универсально-оптический, метод исследования пороодообразующих минералов, в особенности полевых шпатов. Изв. Томск. технол. инст., 1911, 21; 1911, 22, 1—142.
2. Описание горных пород. В кн.: В. А. Обручева. Пограничная Джунгария. Отчет о путешествиях, совершенных в 1905, 1906 и 1909 гг., т. 2, вып. 1. Томск, 1911, 429.

1913 г.

3. О метасиликатах марганца и железа. Изв. СПб. политехн. инст., отд. техн., ест. и мат., 1913, 19, 405—456.
4. Законы физико-химии в применении к петрографии. Журн. Общ. сиб. инж., 1913, № 2, 63—76; № 3, 82—102.

1914 г.

5. Историческая геология. Томск, 1914, 174.

6. Район приисков Общества рудного дела Тушетухановского и Цеценхановского аймаков в Монголии. Горн. и золотопром. изв., 1914, № 14, 299—302; № 15, 328—330; № 16, 347—349; № 17, 378—383; № 18, 395—402.

1915 г.

7. Орография и геология Кентейского хребта в Монголии. Изв. Геол. ком., 1915, **31**, № 8, 889—998.

1916 г.

8. Опыт разработки основания построения и выполнения учебного плана русских высших технических школ на примере Томского технологического института. Томск, 1916, **32**.
9. Война в истории развития животных. Знание для всех, 1916, № 1, 1—32.
10. Катастрофы в истории земли. Природа, 1916, № 4, 437—462.
11. Томский метеорит (петрографический этюд). Томск, 1916, 1—19.

1917 г.

12. Тектоническая жизнь земной коры. Природа, 1917, № 1, 3—28.
13. Краткий отчет о геологическом исследовании Ново-Судженских копей Томской губ., произведенном проф. Томского технологического института М. А. Усовым 6 апреля 1917 г. Вестн. Общ. сиб. инж., 1917, № 3—4, 1—11.
14. Саралинский золоторудный район. Вестн. Общ. сиб. инж., 1917, № 9—10, 1—21.

1918 г.

15. Геологическое строение района Абаканского железорудного месторождения Енисейской губ. Томск, 1918, 1—28.

1919 г.

16. Тектоника Судженского каменноугольного месторождения. Изв. Сиб. геол. ком., 1919, **1**, вып. 2, 1—66.

1920 г.

17. Геология каустобиолитов (уголь, нефть, графит и алмаз). Томск, 1920, 1—154.
18. Тектоника Анжерского каменноугольного месторождения. Изв. Сиб. геол. ком., 1920, **1**, вып. 4, 1—36.
19. История учреждения Сибирского геологического комитета. Изв. Сиб. геол. ком., 1920, **1**, вып. 1, 1—45.

1922 г.

20. Отчет о деятельности Сибирского отделения Геологического комитета за 1920 г. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1922, **2**, вып. 6, 1—68.
21. Отчет о деятельности Сибирского геологического комитета за 1921 г. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1922, **3**, вып. 1, 1—50.

1923 г.

22. Геологическая история Кузнецкого каменноугольного бассейна. Библ. горнораб., М., 1923, № 16, 1—50.

23. Элементы тектоники Ленинского района Кузнецкого каменноугольного бассейна. Томск, изд. Упр. Кузбасса, 1923, 1—43.
24. Сибирский геологический комитет. Горн. журн., 1923, № 1—2, 54—58.
25. Горный факультет Томского технологического института. Горн. журн., 1923, № 3—4, 185—190.
26. Общий отчет о состоянии и деятельности Сибирского геологического комитета за 1922 г. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1923, 3, вып. 3, 1—15.
27. Краткий отчет о геологических исследованиях в Кузнецком каменноугольном бассейне летом 1922 г. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1923, 3, вып. 3, 22—29.

*1924 г.*

28. Состав и тектоника месторождений южного района Кузнецкого каменноугольного бассейна. Новониколаевск, изд. Упр. гос. об. каменноугольн. пром. Кузбасса, 1924, 1—64.
29. Элементы тектоники Кузнецкого каменноугольного бассейна. Сб. Кузнецкий бассейн. М., изд. Кузбасстрест, 1924, 89—135.
30. Нотизация преподавания в Ф. Ф. И. Рабочий студент, 1924, № 2.

*1925 г.*

31. Фазы эффузивов. Изв. Томск. технол. инст., 1925, 46, 8—38.
32. Фации и фазы интрузивов. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1925, 4, вып. 3, 37.
33. Краткий отчет о геологической экскурсии по Кузнецкому каменноугольному бассейну летом 1924 г. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1925, 4, вып. 6, 29—42.

*1926 г.*

34. Состав и тектоника Кемеровского месторождения Кузнецкого каменноугольного бассейна. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1926, 5, вып. 4, 49.

*1927 г.*

35. Тельбесский железорудный район. Историко-геологический очерк. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1927, 6, вып. 5, 82.
36. Общий отчет о состоянии и деятельности Сибирского отделения Геологического комитета за 1926 г. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1927, 6, вып. 6, 24.
37. Влияние тектоники на промышленные запасы угля в Кузнецком каменноугольном бассейне. Тр. I Всесоюзн. горн. научно-техн. съезда 14—27 апреля 1926 г., т. 7. М., 1927, 92—106.
38. Горные богатства Сибири и их исследование за 10 лет революции. Новосибирск, 1927, 16. Прил. к сб. Горняки Сибири и революция.

*1928 г.*

39. Полезные ископаемые. Рудные месторождения. Курс лекций. Томск изд. Томск. технол. инст., 1928, 240.
40. Общий отчет о состоянии и деятельности Сибирского отделения Геологического комитета за 1927 г. Изв. 3.-Сиб. отд. Геол. ком., 1928, 7, вып. 6, 28.
41. Учебное дело Томского технологического института за 25 лет его существования. Сб. Томский технологический институт за 25 лет своего существования. Томск, 1928, 17—68.

42. 25-летие учено-учебной деятельности Томского технологического института. Доклад на юбилейном заседании. Сб. Томский технологический институт за 25 лет своего существования. 1928, 5—14.
43. Состояние и деятельность горного факультета Сибирского технологического института. Тр. I Всесоюз. горн. научно-техн. съезда 14—27 апреля 1926 г., т. 10. М., 1928, 47—58.
44. Очерк геологического строения и полезных ископаемых Сибирского края. Тр. I Сиб. краев. научно-иссл. съезда, т. 2. Новосибирск, изд. Недра и поверхность, 1928, 1—25.
45. Роль научно-исследовательской работы в деле развития народного хозяйства и индустриализации Сибирского края. Тр. I Сиб. научно-иссл. съезда, т. I. Новосибирск, изд. Недра и поверхность, 1928, 22—26.

## 1929 г.

46. Геолого-промышленный очерк Кузнецкого каменноугольного бассейна. Изв. З.-Сиб. отд. Геол. ком., 1929, 8, вып. 5, 108.
47. Фазы эффузивов. 2-е изд. Томск, Изд. студенч. коопер. Томск. технол. инст., 1929, 37.
48. Геологическое обоснование урало-кузнецкой проблемы. Тр. Общ. изуч. Сиб. и ее произв. сил., 1929, I, 1, 5—20.
49. Геолого-промышленная характеристика Тельбесского железорудного района. Горн. журн., 1929, № 8—9, 1365—1380.
- 49-а. Железные руды. Сибирск. Сов. Энциклопедия, т. I, Новосибирск, 1929.

## 1930 г.

50. Геологическое строение и запасы железных руд Тельбесского района. Сб. Материалы по изучению Сибири, т. I. Томск, 1930, 1—75.
51. Состав и тектоника Осиновского месторождения Кузнецкого каменноугольного бассейна. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1930, 10, вып. 5, 111.

## 1931 г.

52. Краткий курс рудных месторождений. Томск, Издатком втузов, 1931, 160.
53. Вопросы обогащения на передовые позиции геологоразведочного дела. Вестн. З.-Сиб. геол.-разв. упр., 1931, № 1, 17—19.
54. Стратиграфия угленосных отложений Кузбасса. Вестн. З.-Сиб. геол.-разв. упр., 1931, № 1, 28—29.
55. Главнейшая литература по геологии и полезным ископаемым Кузбасса. Вестн. З.-Сиб. геол.-разв. упр., 1931, № 1, 40—43.
56. Элементы тектоники Кузбасса, лекция 1-я. Томск, Радиоцентр, 1931, на правах рукописи, 1—6.
57. Стратиграфия угленосных отложений Кузбасса, лекция 2-я. Томск, Радиоцентр, 1931, на правах рукописи, 7—12.

## 1932 г.

58. Борьба за недра Западно-Сибирского края (итоги геологоразведочных работ по краю). Новосибирск, ОГИЗ, 1932, 50.
59. Фации и фазы интрузивов. 2-е изд. Томск, 1932, 44.
60. Основные направления перестройки геологопоисковой съемки края на 1932 г. Вестн. З.-Сиб. геол.-разв. тр., 1932, вып. 3—4, 1—11.



61. За глубокое изучение Кузбасса во втором пятилетии. Соц. хоз. Сиб., 1932, № 5, 46—54.
62. Кузнецкий каменноугольный бассейн. Тр. I Краев. энергет. съезда, 3. Сибири. Новосибирск, 1932, 60—75.

*1933 г.*

63. Краткий курс рудных месторождений. Томск, изд. Кубуч, 1933, 200.
64. Формы дизъюнктивных дислокаций в рудниках Кузбасса. Сб. по геологии Сибири. Томск, изд. З.-Сиб. геол.-разв. тр., 1933, 1—50.
65. Какие полезные ископаемые нужны для черной металлургии Западно-Сибирского края. Новосибирск, ОГИЗ, 1933, 35.
66. Тельбесская группа железорудных месторождений. Сб. Минерально-сырьевая база Кузнецкого металлургического комбината им. И. В. Сталина. Томск, 1933, 28—45.
67. Итоги исследований геологии Западно-Сибирского края за первую пятилетку. Вестн. З.-Сиб. геол.-разв. тр., 1933, вып. 2—3, 1—27.
68. Проблема рудного Салаира. Вестн. З.-Сиб. геол.-разв. тр., 1933, вып. 4, 1—20.
69. Подземные пожары на Прокопьевском руднике — геологический процесс. Вестн. З.-Сиб. геол.-разв. тр., 1933, вып. 4, 34—39.
70. Формации месторождений полезных ископаемых Салаира. Вестн. З.-Сиб. геол.-разв. тр., 1933, вып. 6, 1—26.
71. Элементы стратиграфии и тектоники Кузбасса. Проблемы Урало-Кузбасского комбината, т. 2. М., изд. Акад. Наук, 1933, 296—306.

*1934 г.*

72. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. Томск, изд. З.-Сиб. геол.-разв. тр., 1934, 87.
73. Конференция по стратиграфии Кузбасса. Вестн. З.-Сиб. геол.-гидрогеодез. тр., 1934, вып. 3, 20—30.
74. Структурное обоснование северного продолжения Кузбасса. Вестн. З.-Сиб. геол.-гидрогеодез. тр., 1934, вып. 4, 11—15.
75. К методике поисков железных руд в горных районах края. Вестн. З.-Сиб. геол.-гидрогеодез. тр., 1934, вып. 4, 46—53.
76. Новые данные по геологии Западно-Сибирского края. Вестн. З.-Сиб. геол.-гидрогеодез. тр., 1934, вып. 6, 13—24.
77. Железные руды. Сб. Полезные ископаемые Западно-Сибирского края, т. I — Металлы. Новосибирск, ОГИЗ, 1934, 6—9.
78. Аллювиальные руды. Сб. полезных ископаемых Западно-Сибирского края, т. I — Металлы. Новосибирск, 1934, 239—253.
79. Предисловие в кн. А. И. Гусева: Геологическое строение и полезные ископаемые района г. Новосибирска. Томск, изд. З.-Сиб. геол.-гидрогеодез. тр., 1934, 3—5.

*1935 г.*

80. Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края. Томск, изд. З.-Сиб. геол.-гидрогеодез. тр., 1935, 86.
81. Геологический очерк Кузбасса. Сб. Полезные ископаемые Западно-Сибирского края, т. 3 — Угли. Новосибирск, ОГИЗ, 1935, 1—36.
82. О подготовке к 17-й сессии Международного геологического конгресса. Вестн. З.-Сиб. геол. тр., 1935, вып. 4, 1—6.



83. Геологическая изученность и задачи ближайших исследований Салаира. Вестн. З.-Сиб. геол. тр., 1935, вып. 5, 3—16.
84. Новые данные 1935 г. по геологии Западно-Сибирского края. Вестн. З.-Сиб. геол. тр., 1935, вып. 6, 16—31.
85. Тектоника Кузбасса. Пробл. сов. геол., 1935, 5, № 2, 118—134.
86. Докембрий Западно-Сибирского края. Пробл. сов. геол., 1935, 5, № 5, 441—443.
87. Новые данные по геологии Западного Саяна. Пробл. сов. геол., 1935, 5, № 5, 500—501.
88. Фации и фазы пород эффузивного облика. Пробл. сов. геол., 1935, 5, № 9, 795—812.
89. Общие итоги геологоразведочных работ в Кузбассе. Разв. недр., 1935, № 16, 1—7.

## 1936 г.

90. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, изд. З.-Сиб. геол. тр., 1936, 209.
91. Источники метасоматических изменений нижнесилурийской толщи Западно-Сибирского края. Изв. Акад. Наук, отд. мат. и ест. наук, сер. геол., 1936, № 2—3, 281—299.
92. О методах определения относительного геологического возраста магматических горных пород. Сб., посвящ. 50-летию научн. и педаг. деят. акад. В. И. Вернадского, т. 2. М., изд. Акад. Наук, 1936, 883—900.
93. Общий очерк геологической истории и полезных ископаемых Салаирского края. Сб. Салаир. Новосибирск, изд. З.-Сиб. геол. тр., 1936, 14—21.
94. К вопросу о нефти в Западно-Сибирском крае. Вестн. З.-Сиб. геол. тр., 1936, № 3, 35—41.
95. Предварительная сводка новых данных 1936 г. по геологии Западной Сибири. Вестн. З.-Сиб. геол. тр., 1936, вып. 6, 14—24.
96. Салаирская база цинково-колчеданных руд. Разв. недр, 1936, № 12, 3—8.
97. Разносторонние научные искания (результаты научно-исследовательской работы кафедры общей геологии ТИИ). Вып. техн. школа, 1936, № 5, 68—76.

## 1937 г.

98. Трапшовые формации Кузбасса. Изв. Акад. Наук, отд. мат. и ест. наук, геол. сер., 1937, № 4, 743—763.
99. Железорудные месторождения Западно-Сибирского края. Тр. конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.—Л., изд. Акад. Наук, 1937, 161—179.
100. Методы проведения и планирования геологопоисковой съемки. Пробл. сов. геол., 1937, № 8, 695—703.
101. Геолого-экономический очерк Западной Сибири. Путевод. XVII Междунар. геол. конгр., Сиб. экск., З.-Сиб. Л.—М., ОНТИ, 1937, 16—25.
102. Совместно с Б. Ф. Сперанским. Окрестности Новосибирска. Путевод. XVII Междунар. геол. конгр., Сиб. экск., З.-Сиб. Л.—М., ОНТИ, 1937, 26—32.
103. Совместно с Б. Ф. Сперанским. От Новосибирска до станции Белово. Путевод. XVII Междунар. геол. конгр., Сиб. экск., З.-Сиб. Л.—М., ОНТИ, 1937, 66—69.
104. Совместно с Б. Ф. Сперанским. Гурьевский район Салаирского края. Путевод. XVII Междунар. геол. конгр., Сиб. экск., З.-Сиб. Л.—М., ОНТИ, 1937, 70—83.

105. Совместно с В. С. Батуриным. Тельбесский район Горной Шории. Путевод. XVII Междунар. геол. конгресс., Сиб. экск., З.-Сиб. Л.—М., ОНТИ, 1937, 104—119.
106. Основные результаты работ Западно-Сибирского геологического треста по изучению четвертичной геологии Западной Сибири. Вестн. З.-Сиб. геол. тр., 1937, № 1, 1—15.
107. Основные направления геологического изучения Западной Сибири в третьей пятилетке. Вестн. З.-Сиб. геол. тр., 1937, № 3, 1—7.
108. Владимир Афанасьевич Обручев (к пятидесятилетию научной деятельности). Вестн. З.-Сиб. геол. тр., 1937, № 4, 1—8.
109. Общие итоги изучения геологического строения Западной Сибири к двадцатилетию Октября. Вестн. З.-Сиб. геол. тр., 1937, № 5, 1—19.
110. Больше внимания бюджету времени студента. Высп. школа, 1937, № 8—9, 98—101.
111. а) Тектоника Кузбасса; б) Фашии магматических пород и их рудоносность; в) Сжатие и расширение в истории Земли; г) Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края; д) Главнейшие геохимические эпохи Западно-Сибирского края. — Тезисы докладов XVII Междунар. геолог. конгресса. ОНТИ НКТП СССР, М.—Л. 1937, 53, 114, 145, 150, 172.

## 1938 г.

112. Геологическое строение Новосибирской области Алтайского края. Сборник полезных ископаемых районов Новосибирской области и Алтайского края (краткий перечень месторождений). Томск, изд. З.-Сиб. геол. упр., 1938, 7—20.
113. Фазы тектогенеза. Сов. геол., 1938, № 11, 9—21.
114. Владимир Афанасьевич Обручев: к 75-летию со дня рождения. Сов. геол., 1938, 8, № 10, 3—12.

## 1939 г.

115. Научно-исследовательские институты Главгеологии от XVII к XVIII съезду ВКП(б). Геологическая изученность и минерально-сырьевая база СССР. 1939.
116. Стратиграфическое положение интрузивных тел. Сов. геол., 1939, № 4—5.
117. И. М. Губкин как ученый. Сов. геол., 1939, № 4—5.
118. Некоторые основные задачи теоретической геологии. Вестн. Акад. Наук, 1939, № 2—3, 130—133.
119. Гипербазитовая формация Западной Сибири. Сб., посвященный 50-летию научной и педагогической деятельности акад. В. А. Обручева, т. 2. М., изд. Акад. Наук, 1939, 59—78.
120. Завершение подготовки минерально-сырьевой базы для черной металлургии Западной Сибири. Изв. Акад. Наук, геол. сер., 1939, № 2, 45—52.
121. Рецен.: М. М. Т е т я е в. Геотектоника СССР. Изв. Акад. Наук, 1939, № 4, 197—199.
122. Тектоника Кузнецкого бассейна. Международный геолог. конгресс. Тр. XVII сессии, СССР, 1937, т. I, Москва, ГОНТИ, 1939, 645—646.
123. Сжатие и расширение в истории Земли. Международный геолог. конгр., Тр. XVII сессии, т. II, М. ГОНТИ, 1939. 661—662.

## 1940 г.

124. Геотектоническая теория саморазвития материи земли. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1940, № 1, 3—11.
125. Вулканизм и метаморфизм осадков Кузнецкого бассейна. Серия «Геология СССР, т. XVI, Кузнецкий бассейн». Госиздат геол. лит. М.—Л., 1940, 224—251.
126. Рудничная геология Кузнецкого бассейна. Серия «Геология СССР». т. XVI, Кузнецкий бассейн. Госиздат. геол. лит. М.—Л., 1940, 264—292.
127. Структурная геология. Госгеолиздат, М.—Л., 1940.
128. Тектоника Кузбасса. Вестн. З.-Сиб. геол. упр., 1940, № 5.
129. Фации и формации горных пород. Сборн., посвящ. памяти акад. М. А. Усова, 1944, изд. Акад. Наук СССР и Ком. по делам геологии.
130. Вертикальные зоны складчатости. Там же.
131. Основные формы тектонических движений. Там же.
132. Геология магматических пород. Там же.
133. Циклы, фазы и этапы эндогенных геологических процессов. Там же.

## 1944 г.

134. Железородные месторождения Хакасско-Минусинского края. Изв. Томск. индустр. инст., т. 62, вып. I, 1944.

*Печатаются:*

135. Вулканизм и метаморфизм Саяно-Алтайской области. Вестн. З.-Сиб. геол. упр.
  136. Происхождение торфа и ископаемых углей. Изд. З.-Сиб. геол. упр.
  137. Деятельность рек и их происхождение. Изд. З.-Сиб. геол. упр.
  138. Землетрясения и их происхождение. Изд. З.-Сиб. геол. упр.
  139. Горы и их происхождение. Изд. З.-Сиб. геол. упр.
-

**I**

**ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ**

М. А. УСОВ**ФАЦИИ И ФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД**

1. Фация (от латинского слова *facies* — лицо) есть совокупность свойств горной породы, образовавшейся при определенном комплексе условий, которые наложили отпечаток на ее физиономию. Это понятие было введено первоначально для характеристики осадочных пород, условия образования и взаимные отношения которых легко могут быть восстановлены онтологическим методом. И учение о фациях оказалось очень плодотворным, так как чрезвычайно повысило роль осадочных горных пород, как геологических документов, при помощи которых можно восстанавливать физико-географическую обстановку и ход процессов при образовании данной породы.

Но было бы неправильно ограничивать понятие о фациях только осадочными породами, ибо всякая порода носит определенные черты своего происхождения и, следовательно, может быть геологическим документом для восстановления соответствующих условий и процессов.

Нужно сказать, что понятие о фациях было распространено довольно давно и на магматические породы, но в очень ограниченном смысле и без теоретической разработки этого вопроса. Так, в литературе нередко упоминается о периферических фациях гранитового массива, представленных, например, габбро или диоритами. Но этот наиболее распространенный пример применения понятия о фациальности к магматическим горным породам является неудачным, так как во многих случаях окраинные зоны гранитовых тел представляют результат самостоятельных, частных интрузий, а не дифференциации магмы на месте формирования данного интрузивного тела в результате влияния на нее окружающих условий.

Более полное применение разработанного в петрологии осадочных пород понятия о фациальности к магматическим породам было предложено нами еще в 1925 г. (Усов, 1925) и развито к 1935 г. (Усов, 1935). По нашим представлениям, форма магматического тела вместе с окружающим пространством является ведущим фактором в формировании магматической породы. Поэтому фации магматических пород выделены нами в основном по условиям их залегания. Оказалось, что по свойствам магматической породы, по ее фации можно узнать, в каких условиях она образовалась. Следовательно, магматические породы, при правильном применении к ним понятия о фациальности, являются не только интересными физико-химическими системами, но и не менее интересными геологическими документами. Конечно, этот вопрос требует еще дальнейшей систематической и углубленной проработки.

Еще ранее финляндский петрограф П. Эскола ввел понятие о минеральных фациях горных пород в применении к метаморфическим породам (Escola, 1922). Оказалось, что в зависимости от глубины залегания в эпоху метаморфизма и от вида метаморфизма метаморфические породы, при про-



чих равных условиях, обладают определенным комплексом минералов, составляющим фацию этой зоны.

Таким образом, фациальность свойственна любым породам. Она отражает условия образования горных пород и выражается в их физиономии, т. е. в минералогическом составе и структурно-текстурных особенностях. Посмотрим, как распределяются фации горных пород в толще земной коры по тем стратиграфическим единицам, на которые эта толща практически разделяется.

2. Геологическая хронология установлена по палеонтологическим документам. При применении палеонтологического метода история Земли разделена на эры, периоды, эпохи и т. п., чему отвечают стратиграфические группы, системы, серии (отделы), ярусы и зоны отложений. Однако нужно сказать, что конкретно в любом участке можно найти полностью лишь наиболее мелкие подразделения этой нормальной стратиграфической схемы. Остальные, более крупные члены схемы имеют собирательный характер и редко находят свое полное выражение в непрерывных осадках одного геологического разреза.

Конкретные геологические разрезы обычно состоят лишь из частей указанных единиц в зависимости от движений земной коры. Конкретными стратиграфическими единицами непрерывных отложений, которые отделены друг от друга перерывами, являются формации горных пород. Такое название было предложено еще в конце XVIII столетия и является общепринятым в литературе на английском языке. Мы считаем, что по всем правилам ведения научной терминологии это название должно укорениться и в русском языке.

Правда, в литературе на русском языке конкретные стратиграфические единицы отложений обычно называются свитами. Но свитами называются также части формации, характерные какими-нибудь образованиями, например пластами углей, или вообще подразделения формации, проведенные по литологическим признакам. Поэтому мы и предлагаем сохранить оба названия, но в указанном отношении: формация — толща непрерывных осадков, отделенная от других формаций тектоно-денудационным перерывом; свита — часть формации.

Собственно, термин «формация» принят и в русской геологической литературе, но для обозначения совокупности магматических пород, образовавшихся в течение одного вулканического цикла. Нет никаких оснований множить собирательные названия по группам пород, почему было бы естественно перенести этот термин и на совокупность осадочных пород, отложившихся в течение одного геологического цикла.

3. Каково же отношение между фациями и формациями? Этот вопрос имеет громадное практическое значение при проведении геологической съемки, всегда зависящей от теоретических воззрений, ибо материалы наблюдений являются фрагментарными и всегда подлежат умственной переработке.

Схема распределения фаций, например, морских отложений очень проста: идя от берега, мы встречаем последовательно отложения литоральной, неритовой, батинальной и абиссальной фаций. В схеме эти синхронные отложения, составляющие, следовательно, одну формацию, представляются примерно одинаковой мощности, и общее положение таково: фациальность формации может изменяться и обычно изменяется в горизонтальном направлении. К этой схеме подгоняются материалы геологической съемки, т. е. породы разных фаций, сменяющие друг друга в горизонтальном направлении, считаются за фациальные разности одной формации, будучи синхронными образованиями, если этому не противоречат палеонтологические данные. Впрочем, нужно сказать, что точная корреляция отложений разных фаций палеонтологическим методом встречается с громадными затрудне-

ниями и пока еще невозможна без надлежащей стратиграфо-тектонической основы.

Мы не возражаем против того, что указанная схема иногда выдерживается в конкретных формациях. Некоторые описания хорошо вскрытых и лежащих спокойно формаций указывают на то, что фаціальность формаций медленно и постепенно изменяется в горизонтальном направлении. Однако в подавляющем большинстве случаев формации сохраняют свою фаціальность на громадных пространствах. Достаточно, например, отметить выдержанность красноцветного девона в пределах Минусинской котловины или визейского яруса карбона в Томско-Алтайской зоне и т. п. Такая выдержанность конкретных формаций может быть обусловлена следующими факторами.

Во-первых, формации часто имеют громадную мощность, измеряемую даже километрами, причем во всей толще формация на данном участке представлена породами одной фации, преимущественно перитовой. Это значит, что физико-географическая обстановка сохранялась здесь в течение продолжительного времени вследствие последовательного опускания данной геосинклинали и поднятия соседней геантиклинали, дававшей материал для отложений. Следовательно, формация конкретно в объемном отношении и по своей мощности бывает представлена одной фацией, при подчиненном положении других фаций, занимающих притом окраинное положение. К этому нужно прибавить, что очень часто породы литоральной фации в конце концов не отличаются от пород перитовой фации, будучи представлены песчано-глинистыми отложениями или известняками, при вообще незначительной ширине литоральной зоны.

Во-вторых, конкретные формации не всегда совершенно отвечают во всех деталях отложенным первично формациям. Ведь за отложением формации следует перерыв, во время которого она подвергается денудации. И эта денудация в первую очередь уничтожает окраинные, притом сравнительно маломощные формации. Следовательно, от формации остается в конце концов толща преобладающей фации.

Вот почему мы полагаем, что увязка фаций, занимающих самостоятельные площади, в одну формацию требует доказательства, а не должна проводиться по вышеуказанной схеме априорно. Иначе могут получиться несправильные выводы. Так, В. В. Белоусов, при изучении отложений Кавказа широко применяющий понятие о фаціальности осадочных пород, признал синхронными конгломераты и следующие за ними перпендикулярно к берегу моря коралловые известняки (1937). Это сочетание совершенно неестественно, ибо и конгломераты и коралловые образования представляют собственно литоральные отложения и не могут встречаться совместно, да еще в указанной последовательности.

4. Из предыдущего явствует также, что формация в вертикальном направлении не испытывает заметных фациальных изменений. Это положение отвечает монотонности состава формаций, представляющих обычно переслаиваемость немногих типов пород одной фации. Впрочем, если постепенные изменения условий в конце концов приводят к появлению новой фации, то, занимая в формации верхушечное положение, она снимается интерформационным размывом.

Что касается резкой смены фаций в вертикальном направлении, то она возможна лишь при коренной перестройке физико-географических условий, происходящей в результате резких тектонических движений, которыми отделяются формации. Следовательно, резкая смена фаций в вертикальном направлении указывает на появление новой формации.

Правда, выделяемые таким образом новые формации могут в эпиконтинентальных условиях казаться залегающими совершенно согласно; но детальные исследования показывают, что это — скрытое несогласие, вскрываемое (лишь

при площадной детальной съемке) на геологической карте, — этом громадном, примерно горизонтальном разрезе, который проявляет даже незначительные, свойственные эпиконтинентальным отложениям угловые несогласия.

Мы не утверждаем, что скрытые несогласия в эпиконтинентальных толщах обязаны проявлению в них очень пологой складчатости. Скорее, это — результат макроколебательного движения; но макроколебания связываются с фазами или подфазами тектогенеза, и, следовательно, скрытое несогласие всегда указывает на крупные тектонические движения, имевшие место в этот момент истории Земли и проявившиеся, может быть, в других районах в виде складчатости.

5. Подобно осадочным, и магматические формации состоят обычно из одной преобладающей фации.

Возьмем, например, гранитовую интрузию. Она дает более или менее крупное тело, которое иногда бывает совершенно однородным, и только у контакта появляются фациальные изменения гранита, выражающиеся в изменении структуры или даже состава, например в результате ассимиляции боковых пород. Сложное строение интрузивных тел является результатом не местной дифференциации, а последовательной интрузии порций магмы из первичного очага. Асхистовые дайки, конечно, являются фациальными образованиями, обладая обычно гранит-порфировой структурой; но их масса совершенно незначительна сравнительно с массой самого плутона. Что касается диасхистовых образований, то это — не фации данной гранитной магмы, а проявления фаз интрузивного цикла.

Таким образом, при всем разнообразии пород, слагающих интрузивный комплекс, в объемном отношении он представлен существенно одной фацией и одной преобладающей магматической породой, которая и характеризует данную фазу тектогенеза в саморазвитии материи Земли.

Такая же картина выявляется в отношении фациальности и состава эффузивного вулканизма, если, конечно, ограничиваться отдельными его циклами, а не захватывать проявлений вулканизма за весь геотектонический цикл, в течение которого может быть несколько самостоятельных магматических циклов.

В самом деле, вулканы центрального типа попадают в геологическую летопись существенно в виде образований жерловой фации, ибо поверхностная надстройка легко подвергается денудации. Трещинные вулканы дают в основном экструзивные фации, тогда как в других случаях это — образования силловой фации. Если денудация снимет все эти постройки, мы будем иметь дело существенно с дайковой фацией эффузивов.

Состав пород отдельных циклов эффузивного вулканизма однообразен. Особенно касается это трещинных излияний. Но и в вулканах центрального типа, где проявляется заметная дифференциация магмы, как в первом очаге, так и в самом вулкане, состав пород колеблется около некоторой преобладающей по массе разновидности. Так, диабазы и спилиты довольно разнообразны, но почти все их разновидности колеблются не в широких пределах; что касается кератофиров, связанных с этими основными формациями, то они представляют лишь небольшую примесь в общей массе пород вулканизма.

#### БИБЛИОГРАФИЯ

- Белоусов В. В. К истории Большого Кавказа в верхнеюрское и нижнемеловое время. — Пробл. сов. геол., 1937, № 1.  
 Усов М. А. Фации и фазы интрузивов. — Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1925, 4, вып. 3, 37.  
 — Фации и фазы пород эффузивного облика. — Пробл. сов. геол. 1935, 5, № 9, 795—812.  
 E v a k o l a P. The mineral facies of rocks. — Norsk. Geol. Tidsskr. 1922, 6, 144—194.



M. A. USSOV

## FACIES AND FORMATIONS OF ROCKS

1. A facies (from the Latin word «facies» — face) is a totality of the properties of a rock formed under a definite complex of conditions which left their impression upon its identity. This conception was originally introduced for a characteristic of the sedimentary rocks, the mode of formation and mutual relationship of which may be easily reconstructed by the ontological method. The theory of facies proved to be a very fruitful one, since it made much more important the rôle of the sedimentary rocks as geological records with the aid of which one may reconstruct the physico-geographical environment and the course of the processes in the formation of a given rock.

It would be wrong, however, to restrict the conception of facies only to sedimentary rocks, since every rock bears definite evidence of its origin and hence may serve as a geological record in the reconstruction of the respective conditions and processes.

It should be said that the conception of facies has been rather long since extended also to magmatic rocks, but in a very restricted sense and without a theoretical development of the problem. Thus, in the literature mention is frequently made of the peripheral facies of a granite massif, represented, for instance, by gabbros or diorites. But this most widespread example of the application of the conception of faciality to magmatic rocks is not a good one, since in many cases the marginal zones of granite bodies are the result of independent particular intrusions, and not of a differentiation of magma in the place of the shaping of a given intrusive body as a result of an influence of the surroundings upon the magma.

A more complete application to magmatic rocks of the conception of faciality, developed in the petrology of sedimentary rocks, was proposed by the author as early as 1925 (Ussov, 1925) and developed in 1935 (Ussov, 1935). In the author's conception, the shape of the magmatic body together with the surrounding space is a leading factor in the formation of the magmatic rock. Therefore the facies of the magmatic rocks have been separated out by the author mainly according to their mode of occurrence. It has been found that from the properties of the magmatic rocks, its facies, one may learn under what conditions it has been formed. Hence the magmatic rocks, if the idea of faciality be correctly applied to them, are not only interesting physico-chemical systems, but no less interesting geological records. Certainly this question requires a further systematic and thorough study.

Still earlier the Finnish petrographer P. Eskola introduced the conception of mineral facies of rocks as applied to metamorphic rocks (Eskola, 1922). It was proved that depending on the depth of occurrence at the epoch of metamorphism and on the kind of metamorphism, the metamorphic rocks, other conditions being equal, possess a definite complex of minerals, composing the facies of this zone.

Thus the faciality is inherent to any rocks. It reflects the conditions of formation of the rocks and is expressed in their habit, *i. e.* in the mineralogical composition, and structural and textural peculiarities. We shall see how the facies of rocks are distributed within the earth's crust in those stratigraphical units into which the crust is practically subdivided.

2. The geological chronology is established according to paleontological records. When using the paleontological method, the history of the Earth is subdivided into eras, periods, epochs, etc., to which correspond stratigraphical groups, system, series (divisions), stages and zones of deposition. However, it should be said that in a any particular area only small subdivi-



sions of this normal stratigraphical scheme may be found in full. The remaining, larger members of the scheme are of a collective nature and are seldom fully reflected in the continuous sediments of one geological section.

The concrete geological sections usually consist only of parts of the above units, depending on the movements of the earth's crust. Concrete stratigraphical units of continuous deposits, separated from each other by breaks, are formations of rocks. Such a name was proposed as early as at the end of the XVIII century and is a generally accepted one in the literature in English. The author thinks that according to all the rules of introducing scientific terminology this term should become established also in Russian.

It is true that in the Russian literature the concrete stratigraphical units of deposits are generally called series. But the term of series is also applied to parts of a formation of a certain individual character, *e. g.*, coal beds, or in general subdivisions of a formation made according to lithological features. Therefore the author proposes to retain both names, but in the following relation: formation — a thickness of continuous sediments, separated from the other formations by a tectonic denudational break; series — a part of a formation.

The term «formation» proper is accepted also in the Russian geological literature, but to denote a totality of magmatic rocks formed during one volcanic cycle. There are no grounds to multiply the collective names according to the rock groups, for which reason it would be natural to extend this term to the totality of sedimentary rocks deposited during one geological cycle.

3. What is then the relation between the facies and the formations? This question is one of a great practical importance when making a geological survey which always depends on the theoretical views, since the materials of observations are fragmentary and are always to be subjected to a mental treatment.

The scheme of distribution of facies, *e. g.* of marine deposits, is very simple: proceeding from the shore, we successively meet deposits of the littoral, neritic, bathyal and abyssal facies. In the scheme these synchronous deposits constituting, consequently, one formation, are approximately equal in thickness, and the general situation is as follows: the faciality of the formation may vary and usually varies in a horizontal direction. To fit this scheme are made the materials of geological surveying, *i. e.* the rocks of different facies, substituting each other in a horizontal direction, are considered as facial varieties of the same formation, being synchronous if this is not contradicted by paleontological data. It should be said, however, that a precise correlation of deposits of different facies by the paleontological method is faced by great difficulties and is as yet impossible without a suitable stratigraphical and tectonical basis.

We do not deny that the above scheme is sometimes persistent in some formations. Some descriptions of well exposed and quietly lying formations indicate that the faciality of the formations slowly and gradually changes in a horizontal direction. However, in the overwhelming majority of cases the formations retain their faciality over enormous spaces. It is sufficient to note, *e. g.*, the persistence of the Red beds of the Devonian within the Minusinsk depression or of the Visean stage of the Carboniferous in the Tomsk—Altai zone, etc. Such a persistence of some formations may be caused by the following factors.

First, the formations often have an enormous thickness, amounting even to some kilometers, the formation within a given area being represented throughout its thickness by rocks of one facies — mainly the neritic. This means that the physico-geographical setting was preserved here during a considerable time due to a successive subsidence of the given geosyncline and the elevation of the adjacent geanticline, which supplied the material for the deposits.

Hence the formation actually in the volumetric respect and with regard to its thickness may be represented by one facies, the other facies being subordinate and occupying a marginal position. To this it should be added that very often the rocks of the littoral facies ultimately do not differ from the rocks of the neritic facies, being represented by areno-argillaceous deposits or limestones, the littoral zone being in general insignificant.

Second, the concrete formations do not always correspond in all details to the formations primarily deposited. The deposition of the formation is followed by a break, during which it was subject to denudation. This denudation in the first place destroys the marginal, comparatively thin formations. Hence from the formation ultimately remains a thickness of the predominant facies.

That is why we think that the joining together of facies occupying independent areas into one formation requires proofs and should not be made *a priori*, according to the above scheme. Otherwise even wrong conclusions may be reached. Thus, *e. g.* M. M. Belousov, who in studying the deposits of the Caucasus widely uses the idea of faciality of sedimentary rocks, recognized as synchronous the conglomerates and the coral limestones succeeding them perpendicular to the sea shore. This combination is quite unnatural, since both the conglomerates and the coral formations are, properly speaking, littoral deposits and can not be found jointly, so much the more in the succession given.

4. From the foregoing it is also evident that a formation in a vertical direction does not suffer any marked facial changes. This corresponds to the monotonous nature of the composition of the formations, usually representing an interstratification of a few rock types of one facies. However, if the gradual changes of the conditions eventually bring about the appearance of a new facies, then, occupying the uppermost position in the formation, it is removed by an interformational erosion.

As to the sharp substitution of facies in a vertical direction, it is possible only with a radical change of the physico-geographical conditions, occurring as a result of sharp tectonic movements, which separated the formations. Hence the sharp substitution of facies in a vertical direction indicates the appearance of a new formation.

It is true that the new formations thus separated out, under epicontinental conditions may appear to be lying quite conformably, but detailed investigations show that this is a concealed unconformity, exposed only by a detailed areal survey on the geological map, in this enormous approximately horizontal section, which shows even insignificant angular unconformities inherent to epicontinental deposits.

We do not say that the unconformities hidden in epicontinental deposits are due to the manifestation in them of a very gentle folding. It seems to be rather the result of macro-oscillatory movement, but the macro-oscillations are related to phases or subphases of tectogenesis, and hence a hidden unconformity always points to large tectonic movements which took place at this moment of the history of the Earth and probably manifested themselves in other regions as folding.

5. Like the sedimentary formations, the magmatic ones usually consist of the predominating facies.

Let us take, *e. g.*, a granite intrusion. It gives a more or less large body which is sometimes quite uniform, and only at the contact appear facial alterations of the granite, displayed in the change of structure or even composition, *e. g.*, as a result of an assimilation of the wall-rock. The complex structure of the intrusive bodies is a result not of a local differentiation, but of a successive intrusion of portions of magma from the primary reservoir. Aschistic dykes are, of course, facial formations usually possessing a granite-porphry texture, but their mass is quite insignificant as compared to the mass

of the pluton itself. As to diaschistic formations, they are not a facies of the given granite magma, but manifestations of phases of an intrusive cycle.

Thus, with all the variety of rocks, composing the intrusive complex, from the volumetric standpoint it is represented essentially by one facies, and one predominating magmatic rock, which characterizes the given phase of tectogenesis in the self-development of the matter of the Earth.

A similar picture is observed with respect to the faciality and composition of the effusive volcanism, certainly if we confine ourselves to its separate cycles and do not embrace the manifestations of volcanism during the whole geotectonic cycle, during which there may be several independent magmatic cycles.

In fact, the volcanoes of the central type are noted in the geological record essentially as formations of the vent facies, since the surface overstructure is easily subjected to denudation. The fissure volcanoes in the main form extrusive facies, while in other cases these are formations of the sill facies. If denudation removes all of these structures, we shall have to do essentially with a dyke facies of effusives.

The composition of the rocks of individual cycles of effusive volcanism is uniform. It is especially true of fissure effusions. But also in volcanoes of the central type, where a marked differentiation of the magma is displayed, both in the first reservoir and in the volcano itself, the composition of the rocks varies around a certain variety predominating in mass. Thus, diabases and spilites are rather diverse, but nearly all of their varieties do not vary within a wide range; as to keratophyres, associated with these basic formations, they represent but a small admixture in the total mass of the volcanic rocks.

Translated by A. B r a s h n i n a

---

Л. С. БЕРГ

**НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О РОДЕ *PALAEONISCINOTUS* ROHON  
ИЗ ЮРЫ УСТЬ-БАЛЕЯ**

(Табл. I, помещена в конце книги на стр. 3.)

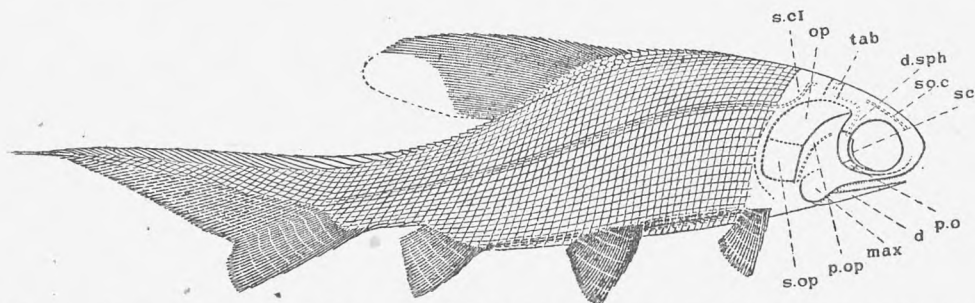
В 1936 г. мною было дано описание рода *Palaeoniscinotus* Rohon на основании небольшой коллекции юрских ископаемых рыб из Усть-Балея, в 45 км к северу от Иркутска (Берг, 1936). В 1940 г. я получил от Всесоюзного геологического института несколько новых образцов, собранных Л. А. Ячевским и Ю. А. Жемчужниковым. Я снова пересмотрел описанную мною ранее коллекцию, что позволило сделать некоторые исправления и дополнения к предыдущей работе (тем более, что тогда в моем распоряжении не было бинокулярного микроскопа) и дать новую реконструкцию *Palaeoniscinotus*.

**СЕМЕЙСТВО PALAEONISCIDAE**

*Palaeoniscinotus* Rohon, 1890

Фиг. 1—3 и табл. I.

Праеоперкулум плохо сохранилось, но во всяком случае видно, что оно было наклонено. Верхняя челюсть сзади расширена. Как верхняя, так и



Фиг. 4. *Palaeoniscinotus czekanowskii* Rohon. Реставрация, основанная, главным образом, на фиг. 4. Restoration based chiefly on fig. 4. Нат. вел. 95 мм. Natural size 95 mm.

d — dentale, d. sph — dermosphenoticum, so. c — canalis supraorbitalis, max — maxillare, op — operculum, p. o — postorbitalia, p. op — praеoperculum, sc — scleroticale, s. cl — supracleithrum, s. op — suboperculum, tab — tabulare.

нижняя челюсти усажены мельчайшими острыми, впереди тесно сидящими коническими зубами; зубы невысокие, при основании довольно широкие. Вообще челюсти и зубы похожи на то, что имеется у *Ptycholepis* (Brough, 1939). Задний конец верхней челюсти покрывает задний конец нижней.



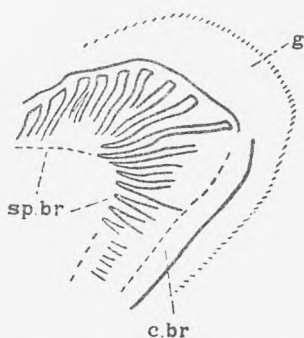
Orepculum несколько наклонено вперед, — больше, чем suborepculum; чешуй нет ни на том, ни на другом. Есть scleroticalia. Позади глаза видны две заглазничные четырехугольной формы, из них верхняя крупнее. Есть dermosphenoticum со слизевым каналом, соединяющимся с надглазничным. Фулькры зачаточны: в спинном плавнике спереди имеется около 15—20 зачаточных (неветвистых и нечленистых) лучей, которые постепенно увеличиваются в высоте, а затем, в верхней половине самого длинного луча спинного плавника, постепенно переходят в обычные фулькры; но таких обычных фулькр немного. Такая же картина и на нижней лопасти хвостового плавника, так что правильнее сказать, что у этого рода фулькры есть, но слабо развиты. Верхняя лопасть хвостового плавника очень длинная, гораздо длиннее нижней; покрытая чешуей часть верхней лопасти узкая, но доходит до вершины плавника. На вершине хвостовой плавник оканчивается небольшой лопастиной. На спине перед спинным плавником, в задней половине антедорсального пространства, и за спинным плавником срединный ряд чешуй снабжен обращенными назад остриями. Эти чешуи на верхней лопасти хвостового плавника постепенно переходят в «фулькры». При основании нижней лопасти хвостового плавника на хвостовом стебле три увеличенные чешуи; они начинаются несколько позади заднего края основания анального плавника. Плавниковые лучи не так тесно прилегают друг к другу, как у настоящих (палеозойских) Palaeoniscidae. В спинном плавнике они поддерживаются radialia, каждое из которых несет по несколько плавниковых лучей. На жаберных дугах были более или менее окостеневшие, тесно сидящие, не очень многочисленные (около 15) жаберные тычинки, имеющие палочковидную форму (фиг. 2).

Остальное см. в работе 1936 г. (Берг, 1936).

*Palaeoniscinotus czekanowskii* R o h o n

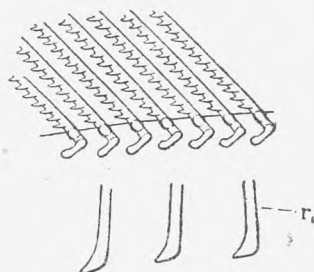
Фиг. 1—3 и табл. I, фиг. 1.

К данному раньше (Берг, 1936) описанию надо добавить следующее. В грудных плавниках не менее 13 лучей в каждом. Развитые лучи спинного



Фиг. 2. *Palaeoniscinotus czekanowskii* R o h o n. Жаберная дуга. Gill arch.

c. br — cerato-branchiale, g — жаберные лепестки (gill lamellae), sp. br — жаберные тычинки (gill rakers).



Фиг. 3. *Palaeoniscinotus czekanowskii* R o h o n. Часть спинного плавника и radialia. Part of the dorsal fin and radialis ( $r_1$ ).

плавника почти до вершины густо покрыты мельчайшими шипиками (фиг. 3); такие же шипики, но развитые в меньшей степени, имеются и на анальном

и на брюшных плавниках, а также на хвостовом. Боковая линия в виде трубочек. Чешуя ромбическая, тонкая, слабо налегающая друг друга.

К этому же виду относится обломок, изображенный Рогоном на (Rohon, 1890, табл. II, фиг. 20).

Приведенная в настоящей работе новая реконструкция этого вида выполнена под моим руководством художником В. К. Дормидонтовым с большой тщательностью. У экземпляра, положенного в основу реконструкции, спинной плавник сильно увеличен в высоту и сзади закруглен, несколько напоминая то, что наблюдается у хариуса (*Thymallus*) в брачном наряде. Поэтому надо думать, что экземпляр, изображенный на фиг. 1, был нерестующим самцом.

*Palaeoniscinotus czekanowskii* Rohon var. *tenuis* Berg, n.

Табл. I, фиг. 2

Типом *P. czekanowskii* является широкотелая форма, изображенная Рогоном на табл. I, фиг. 13, и табл. II, фиг. 17. Но кроме того, совместно с широкотелой формой встречается удлиненная, изображенная мною на табл. I, фиг. 1 (Берг, 1936). От этой формы я получил теперь противоположный отпечаток (2/1972). Я предпочитаю выделить эту форму в особый вариант, типом которого являются сейчас указанные образцы. В меристических признаках нет отличий от *P. czekanowskii* typ.  $D \times 35$ ;  $A$  — около 25 (всего, считая с плавниками),  $V$  — около 30. Но длина головы заметно более высоты тела: у экз. 2/1972 вся длина 64 мм, длина головы 15, высота тела 11.5. Челюсти, верхняя и нижняя, равно как и зубы, а также плавники — как у *P. czekanowskii* typ.

В работе 1936 г. я относил описанную Рогоном и мною фауну рыб Усть-Балая предположительно к доггеру, основываясь, между прочим, на определении возраста этих слоев, сделанном в 1927 г. А. В. Мартыновым по остаткам насекомых, найденных совместно с рыбами. Однако в позднейшей работе Мартынов отнес усть-балейские слои к самым верхам лейаса (1938). Что касается фауны рыб, то, насколько пока известно, отложения эти с одинаковой степенью вероятности могут быть отнесены и к верхнему лейасу и к доггеру.

#### БИБЛИОГРАФИЯ

- Берг Л. С. О роде *Palaeoniscinotus* Rohon (*Palaeoniscoidei*) из юры Сибири. — Тр. Палеонт. инст. Акад. Наук, 1936, 3, 35—42.
- Мартынов А. В. Местонахождения ископаемых насекомых в пределах СССР. — Тр. Палеонт. инст. Акад. Наук, 1938, 7, вып. 1, 23.
- Grögh J. Triassic fishes of Besano, Lombardy. — London, 1939, 67, fig. 30; 69; fig. 31 и др.
- Rohon J. V. Ueber devonische Fische vom oberen Jenissei nebst Bemerkungen über die Wirbelsäule devonischer Ganoiden. — Bull. Acad. Sci. SPb., Nouv. Ser., 1890, № 1.

NOTES ON THE JURASSIC PALAEOONISCID FISH *PALAEONISCINOTUS* ROHON FROM UST-BALEI, IRKUTSK (SIBERIA)

SUMMARY

Additional notes to the paper by the same author published in the Trav. Inst. Paleozool. Acad. Sci. URSS, V, 1936, pp. 35—42.

Fam. Palaeoniscidae

*Palaeoniscinotus* Rohon, 1890

Both jaws are long and slender anteriorly and beset throughout with minute sharp conical teeth which are broadened at their bases. The upper jaw is broadened posteriorly and at its posterior end overlaps the mandible. The preopercular is poorly preserved, but it is seen that it was inclined. The opercular is larger than the subopercular and is slightly inclined; both are devoid of scales. The scleroticals are present. The fulcra are rudimentary; in the dorsal fin there are anteriorly about 15—20 non-developed (neither ramified nor articulated) rays which gradually become higher and then, on the upper part of the longest dorsal ray, are converted into the ordinary fulcra, but such normal fulcra are few in number. The same picture may be observed on the lower caudal lobe. The upper lobe of the caudal fin is very long, much longer than the lower, and is furnished at its end with a short filiform appendage; the scaly body extension is very narrow, but reaches the tip of the lobe. At some distance behind the occiput there begins a row of pointed ridge scales which are present also behind the dorsal fin; on the upper lobe of the caudal fin these ridge scales pass imperceptibly into the caudal «fulcra». There are three enlarged scales at the base of the lower caudal lobe. The dermal fin rays are not so closely set as in the Paleozoic Palaeoniscidae. They are supported in the dorsal fin by ossified radials, each of which bears many dermal rays. Gill arches are furnished with closely set styliiform more or less ossified gill rakers (Fig. 2) the number of which is about 15.

*Palaeoniscinotus czekanowskii* Rohon, 1890

Figs. 1—3 and Plate I, fig. 1

The pectoral fin contains not less than 13 rays. The developed dorsal rays are covered, almost as far as their tips, with very numerous minute spines (Fig. 3); the same spines are to be seen also on the anal, caudal and ventral fins. The lateral line is tubule-shaped. The scales are rhombic, thin, and flightly imbricated.

*Palaeoniscinotus czekanowskii* Rohon var. *tenuis* Berg. n.

Plate I, fig. 2

This low-bodied variety is figured in my previous paper (1936, pl. I, fig. 1). Now, having received a counterpart of that piece, I prefer to separate it as a distinct variety which differs in having a slender body: total length 64 mm, head length 15, body height 11.5. The fins, jaws, and teeth do not differ from those in the typical form.

The strata with *Palaeoniscinotus* belong either to the Upper Liassic or to the Dogger.

Translated by L. Berg

П. С. КРАСНОПЕЕВА

## ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ СОПОСТАВЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ СВИТ ДОКЕМБРИЯ КУЗНЕЦКОГО АЛА-ТАУ

(Табл. I—XI помещены в конце книги на стр. 4—25)

### ВВЕДЕНИЕ

В Западной Сибири расчленение древнейших толщ являлось актуальной задачей геологов. Всем известны важные труды акад. В. А. Обручева и А. Н. Чуракова, посвященные доказательствам наличия протерозоя и его тектоники в горных системах Сибири. Результаты многолетних исследований западно-сибирских геологов, главным образом Западно-сибирского геологического управления, были сведены акад. М. А. Усовым в одну ценную работу под заглавием «Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края», в которой он на основе тектоно-стратиграфического анализа установил ряд перерывов между формациями докембрия и палеозоя, соответствующих эпохам революций, и тем самым доказал и развил точки зрения вышеуказанных ученых для протерозоя Западно-Сибирского края.

Не малая роль в изучении докембрия принадлежит палеонтологическому методу, в частности изучению карбонатных водорослей. В результате этого изучения более или менее отчетливо наметились характерные комплексы карбонатных водорослей, которые дают возможность сопоставлять некоторые горизонты докембрия Кузнецкого Ала-тау, выделяющиеся достаточно отчетливо и на основании геологических данных.

Настоящая работа имеет своей целью предложить руководящие формы для сопоставления осадочных формаций докембрия Саралинского и Потехинского районов, расположенных в центральной и восточной частях Кузнецкого Ала-тау, а также и для Кабырзинского района Горной Шории.

В общей части работы изложены основные моменты стратиграфии протерозоя указанных районов по данным геологических исследований предыдущих лет с учетом палеонтологических данных. В палеонтологической части даются характеристики некоторых наиболее типичных вновь установленных родов и видов водорослей из протерозоя Горной Шории, а также родовые характеристики и диагнозы видов важнейших водорослей Саралинского и Потехинского районов, опубликованных ранее (Краснопеева, 1937, 1939).

### ОБЩАЯ ЧАСТЬ

1. Саралинский район в течение ряда последних лет подвергался изучению А. Я. Булытниковым (1937). Согласно его данным, стратиграфия древнейших толщ Саралы представляется в следующем виде. Самой древней в районе является осадочная формация альгонского возраста, существенно представленная толщей глинистых, кремнисто-глинистых и мергелистых сланцев и алевроитов с подчиненными прослоями известняков. Стратиграфически выше сланцевая толща постепенно переходит в извест-



няковую.<sup>1</sup> Венчается альгонкская толща формой диабазов, проявившихся в районе в виде силловых образований. К нижнему кембрию относятся экстрезии кварцевых альбитофигов (кератофигов), проявляющихся в районе в виде жерл и покровов. Кварцевые кератофиры переходят в гранит-порфиры и кварцевые альбититы, образующие своеобразные интрузивы. Интрузивы альбититов секут структуры древних толщ. К низам среднего кембрия относится толща авгитовых и плагиоклазовых порфиритов, залегающая несогласно на альгонкских и нижнекембрийских образованиях. К верхнему кембрию относится золотонсная интрузия гранодиоритов. Органические остатки были обнаружены в 1928 г. А. Я. Булыничковым в толще темных известняков, местами слоистых, с сильным запахом сероводорода. Позднее, в 1930 и 1936 гг., палеонтологический материал был пополнен сборами автора настоящей работы. Это — преимущественно известковые водоросли; ими образован ряд гребневидных рифов или биохерм, аналогичных биохермам формации *Siyeh* бельтской серии Монтаны, происшедших за счет роста и скопления строматолитов рода *Collenia* Walcott.

Преимущественным развитием среди органических остатков Саралы пользуются представители рода *Newlandia* Walcott. Многие из установленных видов идентичны с видами из известняков формации альгонка бельтской серии Монтаны. Кроме того, один характерный вид (*N. concentrica* Walcott) известен в верхах протерозоя Горной Шории (унушкольская формация К. В. Радугина).

Значительным развитием пользуется также род *Saralinskia* Krasn., впервые установленный в Саралинском районе. Аналоги некоторых саралинских видов имеются в Потехинском районе.

Роды *Newlandia* Walcott и *Saralinskia* Krasn. дали в известняковой толще Саралы большое количество видов и вариететов. Выделенные автором вариететы представляют собою экологические разновидности видов; они образовались одновременно с ними, но в иной среде.

Установлено, что водоросли родов *Newlandia* и *Saralinskia* не жили совместно; они строили рифы независимо друг от друга. В связи с этим в толще известняков Саралы намечается два стратиграфических горизонта, причем род *Newlandia* характеризует собой нижний горизонт, а *Saralinskia* — верхний. Совместно с *Newlandia* принимал участие в образовании рифов род *Jussenia* Krasnopereva.

2. Потехинский район изучался такими видными учеными, как Я. С. Эдельштейн и А. Н. Чураков. Эти ученые резко расходятся во взглядах, главным образом, на наличие докембрийского тектогенеза.

А. Н. Чураков в Потехинском районе выделил протерозой в составе енисейской (известняковой) свиты и кутень-булукской свиты, сложенной преимущественно граувакками и сланцами. Общая мощность протерозоя, по его данным, равна в среднем 4 км. Докембрий отделен от кембрия крупным денудационным перерывом.

Я. С. Эдельштейн, не отрицая в основном возможности наличия в Потехине докембрия, считает, что в интенсивной складчатой дислокации осадочных толщ одинаково участвовали более древние и более молодые археоциато-трилобитовые известняки. Возраст наиболее древней складчатости района, по его мнению, каледонский.

Последним исследователем, проводившим в Потехинском районе геологическую съемку в масштабе 1 : 84 000, была геолог ЗСГУ О. К. Полетаева. Ею из различных свит осадочных толщ был собран детальный палеон-

<sup>1</sup> На площади, расположенной к югу от Саралинского района, отчетливо видно, что известняковая свита лежит под сланцевой толщей, как это наблюдается и во многих других частях Кузнецкого Ала-тау. На этом основании следует считать, что в Саралинском районе обе указанные свиты находятся в опрокинутом залегании. *Прим. ред.* — А. Ч.

тологический материал, представленный известковыми водорослями и археоциатами. Сборы О. К. Полетаевой были дополнены автором данной статьи, предпринявшим поездку в этот район с целью ознакомления с отдельными свитами осадочной толщи на месте. Анализ палеонтологического материала показал, что для более сильно дислоцированных и метаморфизованных известняков, а также доломитизированных известняков и доломитов, пользующихся в районе региональным распространением, характерны своеобразные известковые водоросли, не встречающиеся в слабо метаморфизованных археоциатовых известняках. Водорослевые доломитизированные известняки и доломиты вместе с темными углистыми известняками с запахом сероводорода входят в состав енисейской свиты А. Н. Чуракова. Автор относит их к докембрию.

На основании палеонтологических данных, а также применяя различные критерии для выделения формаций, предложенные М. А. Усовым (1936), автор построил схематическую структурную геологическую карту района и разрез, в которых иллюстрируется континентальный перерыв между протерозоем и кембрием (Краснопева, 1937).

Органические остатки из толщ, относимых к докембрию Потехинского района, были собраны в темных углистых известняках с запахом сероводорода, а также в доломитизированных известняках и доломитах енисейской свиты А. Н. Чуракова.

Наиболее древней автор считает толщу доломитизированных известняков и доломитов с водорослями. Эта толща пользуется в районе значительным распространением, слагая всю центральную часть планшета. Своим происхождением доломитизированные известняки обязаны известковым водорослям, которые, как известно, содержат до 15% магния. Обогащение толщи магнием произошло за счет выщелачивания некоторого количества кальция. В доломитизированных известняках и доломитах дер. Потехино установлено несколько видов рода *Hadrophycus* Fenton and Fenton, *Jussenia edelsteini* Krasn. и, наконец, род *Pseudoconus* Krasn., напоминающий по своему наружному облику *Cryptozoon* Hall.

Тождество видов рода *Hadrophycus* позволяет параллелизовать доломитизированные известняки и доломиты Потехина с аналогичными породами западно-сибирской свиты Горной Шории, возраст которой определяется как протерозой (Радугин, 1936).

Толща темных углистых с запахом сероводорода известняков не получила в Потехине особого названия. Ее стратиграфическое положение определяется автором как верхи енисейской свиты (Краснопева, 1937). Эта толща содержит примитивные окаменелости, определенные как *Saralinskia primitivi* Krasn. и *Saralinskia ramosa* Krasn. Кроме того, здесь установлена структура, близко напоминающая структуру рода *Newlandia* sp. из Саралинского района (табл. III, фиг. 6—7). Характерным для этого образца является почти полное отсутствие прослоев кальцита, при четко выраженной слоистости. Очень слабое развитие, а иногда и полное отсутствие кальцитовых прослоев данной формы, так же как и у *Saralinskia primitivi*, может служить показателем биологических особенностей организма, обусловленных в свою очередь условиями вмещающей среды.

Имеющиеся данные, правда недостаточно богатые, позволяют таким образом параллелизовать углистые известняки Потехина с ньюландиевыми известняками Саралинского района.

3. Геология Кабырзинского района Горной Шории освещена многолетними исследованиями К. В. Радугина (1936) с учетом некоторых положений М. А. Усова, касающихся названий отдельных стратиграфических единиц протерозоя (1936).

Наиболее древней и характерной для докембрия Горной Шории является карбонатная толща, в которую входят три нижние формации К. В. Радугина.

Сопоставление некоторых свит докембрия Кузнецкого Ала-тау по водорослям.  
 Названия стратиграфических единиц даются по М. А. Усову (1936)

Таблица I

Возраст	Название районов		
	Сарала	Потехино	Горная Шория
Кембрий	Кварцевые альбититы, гранит-порфиры	Известняки с археоциатами	Базальные конгломераты, известняки

## П е р е р ы в

Ш р о т е р о з о й		К у т е н ь - б у л у к с к а я с в и т а	
		Граувакки, глинистые сланцы, силицилиты	Конгломераты, глинистые, углисто-глинистые сланцы, силицилиты
		Соотношения не ясны	Несогласие (?)
	Темные, углистые с запахом сероводорода известняки, сильно разбитые прожилками кальцита, местами слоистые		У н у ш к о л ь с к а я ф о р м а ц и я:
	<p><i>Saralinskia boulinnikovi</i> Красноречева, <i>S. glomeria</i> Красн., <i>S. serrata</i> Красн., <i>S. multiangulata</i> Красн., <i>S. ramosa</i> Красн., <i>Newlandia concentrica</i> Walcott, <i>N. lamellosa</i> W., <i>N. frondosa</i> W. var. <i>columena</i> Красн., <i>N. telurakovi</i> Красн., <i>N. obrutchevi</i> Красн., <i>N. ussovi</i> Красн., <i>Jussenia edelsteini</i> Красн.</p> <p>Песчаники и сланцы</p>	<p><i>Saralinskia primitivi</i> Красн., <i>S. ramosa</i> Красн., <i>Newlandia</i> (?)</p> <p><i>Hadrophycus immanis</i> n. sp. <i>Hadrophycus mrassus</i> n. sp.</p>	<p>Темные углистые с запахом сероводорода известняки, разбитые кальцитовыми жилками, среди пестрых песчаников, глинистых сланцев и конгломератов; <i>Newlandia</i>; <i>concentrica</i> Walc.</p>
		Доломитизированные известняки и доломиты с водорослями	Мунжйнская и пызасская фазы тектогенеза
		<i>Hadrophycus immanis</i> Fent. and Fent.	<p><i>Енисейская формация:</i></p> <p>1) Кабырзйнская свита: Темные известняки и мраморы, местами слоистые; 2) Западно-сибирская свита: Темные, большей частью слоистые известняки и мраморы. Водорослевые доломитизированные известняки и доломиты.</p> <p><i>Hadrophycus immanis</i> Fent. and Fent.</p>

(Продолжение)

Возраст	Название районов		
	Сарага	Потехино	Горная Шория
Протерозой		<i>H. massus</i> n. sp.	<i>H. massus</i> n. sp. Темные, часто антракони- товые, углистые известняки с запахом сероводорода, слабо доломитизированные. <i>Newlandia shoria</i> n. sp., <i>Algostroma elbrus</i> R ad.
			3) Сагинская свита: Темные известняки, мраморы и силицилиты. <i>Hadrophycus</i> sp.

гина — кабырзинская, западно-сибирская и сагинская. Кабырзинская формация сложена массивными и слоистыми известняками и мраморами; западно-сибирская — доломитами и реже известняками, иногда слоистыми; в состав сагинской свиты входят известняки и мраморы с силицилитами. Вся эта карбонатная толща, по М. А. Усову, отвечает главной части енисейской свиты А. Н. Чуракова. М. А. Усов предлагает распространить на них название енисейской формации, а три вышеуказанные формации К. В. Радугина рассматривать как свиты (см. таблицу I). В енисейской формации значительным распространением пользуются доломиты, доломитизированные известняки и кремнистые породы. Последние представляют собой частично метасоматические, частично органогенные осадочные образования. Образование доломитов и продуктов, близких по составу к доломиту, произошло, как и в Потехине, из богатых магнием известняков, обязанных своим происхождением известковым водорослям. Выщелачивание небольшого количества карбонатов кальция повлекло за собой обогащение породы магнием с образованием доломитов и доломитизированных известняков; содержание MgO в них равно 21%, а местами, вероятно, и более.

Выше карбонатной толщи несогласно залегают зеленокаменные основные эффузивы, песчаники, сланцы и известняки мунжйинской формации и еще выше, также несогласно — граувакки, песчаники и сланцы пызасской формации. Наконец, наиболее молодой палеонтологически охарактеризованной формацией докембрия Горной Шории является унушкольская формация, сложенная пестро окрашенными породами — глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами, кластическими известняками, а также темными углистыми известняками.

Формирование протерозоя завершилось мощной фазой тектогенеза, собравшей в крутые складки все формации протерозоя и сопровождавшейся довольно крупными интрузиями.

Кембрий в Горной Шории начинается толщей преимущественно кластических осадков, среди которых преобладают конгломераты. К. В. Радугин выделил данную формацию под названием мрасской. Гальки ее конгломерата представлены преимущественно породами нижележащих толщ, испытанными перед денудацией не только диагенез, но и рассланцовку. В нижнем кембрии найдены известняки с археоциатами и водорослями, которые изучались К. В. Радугиным; но эти флора и фауна окончательно еще не обработаны.



В докембрии Горной Шории палеонтологически охарактеризованными являются кабырзинская и западно-сибирская свиты и упушккольская формация. Все обнаруженные в них палеонтологические остатки относятся к водорослям.

В кабырзинской свите, как показали исследования 1939 г., водоросли приурочены к линзам доломитизированных известняков. Водоросли близко напоминают формы из доломитов и доломитизированных известняков западно-сибирской свиты.

Западно-сибирская свита является наиболее богатой по содержанию водорослей. Детальные исследования, проводившиеся в Кабырзинском районе в 1939 г. и сопровождавшиеся сбором палеонтологического материала, позволили наметить в ней три горизонта, отличающиеся не только по палеонтологическим данным, но и по литологическому составу.<sup>1</sup>

Самый нижний горизонт западно-сибирской свиты сложен антраконитовыми дурно пахнущими известняками, местами слабо доломитизированными. Характерными окаменелостями этого горизонта являются новый род *Newlandiella* и *Algostroma elbrus Radugini*.<sup>2</sup>

*Algostroma elbrus Rad.* по наружному виду напоминает *Collenia cylindrica Grabau* из формации Kaojüchuang нижнего отдела синийской системы Китая (С. Као, У. Hsiung а. Р. Као, 1934), а также из формации Huan-tung Манчжурии того же возраста (Resser а. Endo, 1937).

Синийская система Рихтгофена включает кембрийские и докембрийские метаморфизованные формации.

Позднее, В. Willis и Е. Blackwelder (1907) применили этот термин для обозначения напластования пород кембрийского и ордовикского возрастов, а нижней части синийской системы, выделенной Рихтгофеном, дали название «Hu-to» и отнесли ее к нижележащей метаморфизованной формации «Wu-tai» вместе с эопротерозоем и неопротерозоем. В 1922 г. Grabau предложил ограничить возраст синийской системы пределами раннего палеозоя. В 1934 г. Као и Сюнг выделили в синийской системе три отдела и уточнили ее стратиграфическое положение (С. Као, У. Hsiung а. Р. Као, 1934). Классификация Као и Сюнга основана на отсутствии или наличии перерывов в напластовании и на характере седиментации. Каждый отдел, выделенный ими в синийской системе, начинается терригенными и кончается сильно распространенными гидатогенными осадками; это указывает на сухой климат, сменяющийся затем влажным в каждый из этих периодов. По Као и Сюнг, синийская система, это — серия метаморфизованных или слегка метаморфизованных пород, несогласно залегающих на сильно метаморфизованном комплексе протерозоя (Wu-tai) и несогласно перекрываемых фаунистически охарактеризованным нижним кембрием.

Вышележащий горизонт западно-сибирской свиты представлен водорослевыми доломитами и доломитизированными известняками. В этих породах преимущественным развитием пользуются параллельные или слегка выпуклые волнистые структуры, обязанные своим происхождением известковым водорослям. В американской литературе они известны под названием рода *Hadrophyucus Fenton and Fenton*. Данный род установлен в докембрии Medicin Bou Mountains, в штате Уайоминг США (С. Fenton а. М. Fenton, 1933). В протерозое Горной Шории намечается значительное количество видов этого рода. Наиболее распространенные из них —

<sup>1</sup> Все три указанных горизонта западно-сибирской свиты наблюдались в разрезе по р. Мрассу выше улуса Ушкейбук в Кабырзинском районе. В виду плохой обнаженности эти горизонты не были прослежены по простиранию; поэтому название горизонтов к ним применяется условно.

<sup>2</sup> В течение предыдущих лет органические остатки из протерозоя Горной Шории собирались К. В. Радугиным. В его последней работе даны названия окаменелостей. Автор не имел случая ознакомиться с этими сборами и лишен поэтому возможности сопоставить изученные формы с ранее собранными, за исключением упомянутого вида.

*Hadrophycus immanis* Fenton and Fenton и *H. massus* n. sp. Тожественные структуры известны в доломитизированных известняках енисейской формации дер. Потехино,<sup>1</sup> а также в небольших линзах доломитизированных известняков, залегающих в слоистых и массивных темных мраморах свиты Горной Шории.

Верхний горизонт западно-сибирской свиты представлен темными слонстыми, реже массивными известняками и мраморами, весьма похожими на породы кабырзинской свиты. Органических остатков в них не обнаружено.

В черных известняках унушкольской формации были найдены редкие экземпляры *Newlandia concentrica* Walc., т. е. вида, характерного для альгонка бельтской серии Монтаны и Саралинского района Кузнецкого Ала-тау. Это обстоятельство позволило сопоставить между собою известняки унушкольской формации с известняками Саралы.

## ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

### РОД *NEWLANDIA* WALCOTT

#### Тип *Newlandia frondosa* Walcott

**Диагноз.** Полусферическая или не вполне правильная форма окаменелости. Водоросль увеличивалась путем последовательного наслаения пластов органического вещества. Слои разделяются друг от друга относительно правильными кальцитовыми слоями с отверстиями неправильной формы и различного диаметра, соединяющими соседние слои органической массы водоросли. Толщина кальцитовых слоев обычно меньше толщины слоев известняка, заместившего быстро разлагавшуюся органическую массу водоросли; кальцитовые слои около отверстий обычно бывают утолщены. Верхняя и нижняя границы слоев мелко зубрены. Кроме концентрических слоев кальцит слагает радиально расположенные ответвления, которые придают водоросли в разрезе вид первации листа (*N. frondosa* Walc.). Часто между кальцитовыми слоями наблюдаются вертикальные перемычки, то соединяющие соседние слои (*N. obrutchevi* Krasn.), то переходящие без перерыва через несколько слоев (*N. frondosa* Walc. var. *columena* Krasn.).

Образование кальцитовых слоев следует считать результатом жизнедеятельности водорослей. Рост каждого индивида, а вместе с тем и правильность в наслаении пластов во многом зависели от условий окружающей среды. В несколько иных условиях формировались разновидности, получившие название экад.

Микроскопическое изучение шлифов различных видов *Newlandia* показывает, что известняк представляет собой тонкозернистую карбонатную массу, окрашенную битумами в бурый цвет. В состав кальцитовых слоев входит то же самое карбонатное вещество, но более крупнозернистое и осветленное (фиг. 1). В некоторых участках первичный карбонат кальцитовых прослоев наблюдается совместно со вторичным кальцитом, характерным для полостей. Иногда по спайности кальцита располагается более концентрированное бурое вещество; в нем кое-где проявляется полисинтетическая сдвойникованность. По своим морфологическим свойствам род *Newlandia* Walc. может быть отнесен к группе строматолитов. Он несет в себе все основные признаки, присущие этой группе растительного царства. К таким признакам относятся полусферическая форма водоросли и ее способность расти за счет отложения пластов, органическая масса которых

<sup>1</sup> В настоящее время эта деревня переименована в дер. Большая Ерба.  
Прим. ред. — А. Ч.

обладала свойством выделять карбонат кальция в виде слоев и ответвлений. Оригинальным свойством рода *Newlandia*, отличающим его от типичных представителей группы строматолитов, но в то же время присущим синезеленым водорослям, является его способность образовывать ячеистые структуры. Светлые участки в этих структурах бывают представлены карбонатом того же характера, что и карбонат кальцитовых слоев, и реже вторичным кальцитом (фиг. 1). Род *Newlandia* в Саралинском районе найден в темных углистых известняках, обладающих сильным запахом сероводорода. Он слагал рифы в условиях несколько замкнутого мелководного бассейна, как показывают незначительные по простиранию прослойки песчаников среди известняков. В Саралинском районе этот род представлен большим количеством видов и разновидностей, образующих небольшие рифы или биохермы. В последних преобладает то один вид, то другой.

**Распространение.** Альгонкские отложения Монтаны (бельтская серия), Саралинского района и Горной Шории Кузнецкого Ала-тау.

*Newlandia concentrica* Walcott

Табл. I, фиг. 2—3; табл. III, фиг. 5—6

1914. *Newlandia concentrica*: Walcott. Pre-Cambrian Algonkian Algal Flora, pl. V, figs. 1—2.

1940. *Newlandia concentrica*: Краснопеева. Альгонкская флора и фауна Саралинского района, стр. 13, табл. I, фиг. 2—4.

**Диагноз.** Близкая к полусферической форма окаменелости. Толщина кальцитовых слоев равна в среднем 1 мм. Слои несут на себе большое количество отверстий, имеющих различные размеры и неправильные очертания. Толщина слоев известняка превышает толщину слоев кальцита в два-три раза. Размеры строматолита, по Уолкотту, достигали 90 мм в диаметре и 15—20 мм в высоту. Саралинские экземпляры этого вида имели меньшие размеры: высота 40 см, диаметр не менее 50 см.

**Сравнение.** Саралинские формы, так же как и *N. concentrica* Walc. из Монтаны, более или менее грубослоисты; слои у них расположены через одинаковые промежутки; в кальцитовых прослоях фиксируются отверстия.

**Распространение.** В бельтской серии альгонка Монтаны, а также в Саралинском районе и в унушкольской формации Горной Шории Кузнецкого Ала-тау.

*Newlandia lamellosa* Walcott

Табл. II, фиг. 1—2

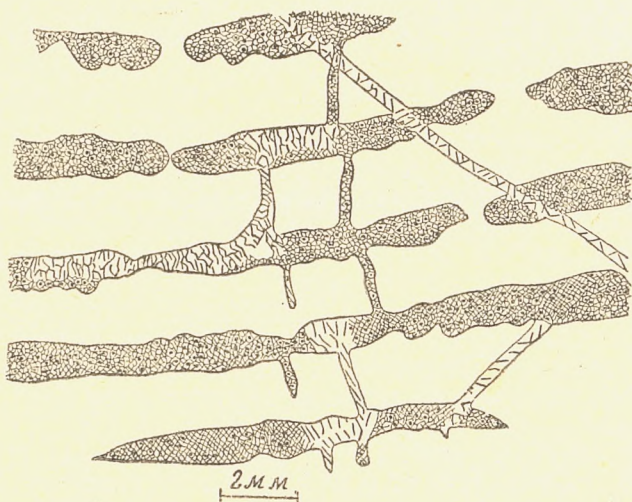
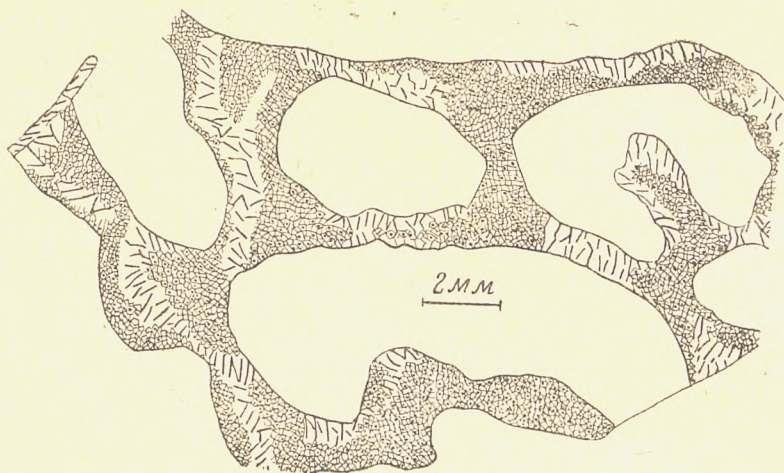
1914. *Newlandia lamellosa*: Walcott. Pre-Cambrian Algonkian Algal Flora, pl. VIII, figs. 1, 3 (partim).

1940. *Newlandia lamellosa*: Краснопеева. Альгонкская флора и фауна Саралинского района, стр. 15, табл. V, фиг. 13—15; табл. VII, фиг. 21.

**Диагноз.** Концентрически слоистая окаменелость, характеризующаяся правильными тонкими слоями. Данной структуре всегда сопутствует ячеистое строение скелета. Толщина слоев кальцита равна в среднем 0.5—1 мм, а толщина слоев известняка, заместившего органическое вещество водоросли, 1—1.5 мм.

**Сравнение.** Описываемый вид, как на это указывал и Уолкотт, является близким к *N. frondosa* Walc. (незначительная толщина слоев и наличие дополнительных элементов скелета); но у *N. lamellosa* Walc. тонкая слоистость комбинируется преимущественно с ячеистой структурой, тогда как у *N. frondosa* Walc. концентрическая слоистость комбинируется с элементами скелета, расположенными радиально.

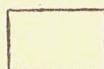




Кальцитовые слои и стенки ячеек.



Крупнокристаллический кальцит.



Темный известняк.

Фиг. 1. Микроструктура рода *Newlandia* Walc.



**Распространение.** В бельтской серии альгонка Монтаны и в Саралинском районе Кузнецкого Ала-тау.

*Newlandia frondosa* Walcott var. *columena* Краснопеева.

Табл. III, фиг. 1—2

1914. *Newlandia frondosa*: Walcott. Pre-Cambrian Algonkian Algal Flora, pl. VII, figs. 1, 3 (partim).

1940. *Newlandia frondosa* Walcott var. *columena*: Краснопеева. Альгонкская флора и фауна Саралинского района, стр. 11, табл. VI, фиг. 19—20.

Локотипом описываемой разновидности служит образец, изображенный в работе Уолкотта (Walcott, 1914, pl. VIII, figs. 1, 3).

**Диагноз.** Сравнительно грубо концентрически-слоистая водоросль. Между некоторыми прослоями кальцита наблюдаются массивные столбчатые или пластинчатые перемишки, переходящие без перерыва через несколько слоев, в результате чего они образуют подобие столбиков. Ширина промежутков между кальцитовыми слоями превышает толщину последних в два-три раза и колеблется в пределах 1—3 мм.

**Распространение.** В известняках альгонка бельтской серии Монтаны и Саралинского района Кузнецкого Ала-тау.

*Newlandia obrutchevi* Краснопеева

Табл. V, фиг. 1

1940. *Newlandia obrutchevi*: Краснопеева. Альгонкская флора и фауна Саралинского района, стр. 16, табл. III, фиг. 8—9.

Голотип № 8/8 хранится в музее Западно-Сибирского геологического управления.

**Диагноз.** Концентрически слоистые изящные образования, характеризующиеся очень тонкими слоями кальцита. Ширина промежутков между слоями увеличивается по мере роста индивида. Между кальцитовыми слоями наблюдаются тонкие вертикальные столбики или пластинки. Толщина кальцитовых слоев не превышает 0.5 мм. Толщина слоев известняка, заместившего собой органическое вещество водоросли, колеблется в пределах 0.5—0.4 мм.

**Сравнение.** По характеру строения скелета описываемый вид напоминает *N. major* Walc., отличаясь от него более правильным строением скелета и наличием между слоями вертикальных перемишек.

**Распространение.** Нижний горизонт углистых известняков Саралы.

*Newlandia tchurakovi* Краснопеева

Табл. II, фиг. 3—5

1940. *Newlandia tchurakovi*: Краснопеева. Альгонкская флора и фауна Саралинского района, стр. 14, табл. II, фиг. 5—7.

Голотип № 8/157 хранится в музее Западно-Сибирского геологического управления.

**Диагноз.** Полого концентрически-слоистая, часто не вполне правильной формы водоросль. Отличительной особенностью вида является наличие отверстий на кальцитовых слоях. Толщина кальцитовых слоев равна в среднем 1—3 мм. Диаметр наблюдаемого строматолита доходит до 50 см, а высота около 20 см. Местами в верхних участках окаменелости бывает выражена грубая ячеистая структура.

**Сравнение.** По простоте строения некоторых участков скелета этот вид напоминает *N. concentrica* Walc., но отличается от него тонким, сильно пористым скелетом и присутствием сетчатой структуры. От *N. frondosa* Walc. он отличается отсутствием радиально расположенных элементов скелета.

**Распространение.** Нижний горизонт углистых известняков Саралы.

*Newlandia prava* Краснопореуева

1940. *Newlandia prava*: Краснопеева. Альгонкская флора и фауна Саралинского района, стр. 17, табл. IV, фиг. 10—12.

Голотип № 7/10 хранится в музее Западно-Сибирского геологического управления.

**Диагноз.** Водоросль с тонкими кальцитовыми слоями и толстыми слоями органического вещества. Кальцитовые слои проявляют тенденцию к резкому утолщению в виде небольших пластинок или зерен, располагающихся в определенной закономерности почти через равные промежутки. Толщина кальцитовых слоев скелета не превышает 0.5 мм, толщина промежуточных слоев равна в среднем 2—3 мм.

**Сравнение.** По небольшой толщине кальцитовых слоев описываемый вид имеет сходство с *N. obrutchevi* Кр а с н., но обладает иным характером приспособлений, служащих для укрепления скелета; у *N. obrutchevi* Кр а с н. скелет укрепляется вертикальными перемычками, а у *N. prava* Кр а с н. — путем избыточного отложения кальцита, образующего правильно расположенные утолщения.

**Распространение.** В углистых известняках Саралинского района.

*Newlandia ussovi* Краснопореуева

Табл. III, фиг. 3—4; табл. IV, фиг. 1—2

1940. *Newlandia ussovi* Краснопеева. Альгонкская флора и фауна Саралинского района, стр. 12, табл. VII, фиг. 22; табл. VIII, фиг. 25.

Голотип № 2/17 хранится в музее Западно-Сибирского геологического управления.

**Диагноз.** Массивная полушаровидной формы водоросль. В основании ее выражена тонкая концентрическая слоистость. Преимущественным же развитием пользуются радиально расположенные элементы скелета в виде многочисленных разветвлений, дающие в сечении крупночешуйчатую структуру. Наибольшие наблюдаемые размеры индивидов равны 60 см в диаметре и 50 см в высоту.

**Сравнение.** По основным признакам, т. е. по наличию концентрической слоистости и радиальных ответвлений, этот вид близок к *N. frondosa* Walc.; но у последнего радиальные и горизонтальные скелетные элементы развиты иначе.

**Распространение.** В нижнем горизонте темных углистых известняков Саралы.

РОД *NEWLANDIELLA* GEN. NOV.

Тип *Newlandiella shoria* gen. et sp. nov.

**Диагноз.** Полусферическая форма окаменелости. Слои чрезвычайно тонкие и выражены не резко. Слоистость обусловлена наличием в среднем и местами крупнокристаллическом прозрачном карбонате темных линз и пят-

нышек, окрашенных минеральным (углистым) веществом. Толщина светлых слоев колеблется в пределах 0.2—0.5 мм. Толщина темных слоев обычно превышает толщину светлых в три и более раз. В состав темных и светлых слоев входит преимущественно доломит. В периферической части строматолита выражена ячеистая структура.

*Newlandiella shoria* gen. et sp. nov.

Табл. I, фиг. 1

Голотип № 39/18 хранится в музее Западно-Сибирского геологического управления.

**Диагноз.** Форма окаменелости полусферическая и достигает крупных размеров. Наблюдаемый радиус ее — около 30 см, а высота около 20 см. Строматолит сложен тонкими, не резко выраженными слоями, сравнительно легко отделяющимися пачками. Под микроскопом видно, что отделение таких пачек происходит по слоям, сложенным крупнокристаллическим карбонатом. Толщина светлых слоев колеблется в пределах 0.2—0.5 мм. Толщина темных слоев обычно превышает толщину светлых слоев в три и более раз. Кое-где в периферической части окаменелости выражена ячеистая структура. Значительная роль в образовании всех деталей структуры рода *Newlandiella* принадлежит доломиту.

Особенности структуры описанного строматолита являются естественным отражением первичных особенностей строения водоросли или комплекса их. Эти особенности резко отличаются ее от ранее известных родов.

**Распространение.** Западно-сибирская свита енисейской формации протерозоя Горной Шории. Описываемый вид характеризует собой темные, местами антраконитовые слабо доломитизированные известняки, обладающие запахом сероводорода.

РОД *ALGOSTROMA* R A D U G I N (nom. nud.)

Тип *Algostroma elbrus* R a d u g i n, 1936

**Диагноз.** Высокие пологоконические или концентрические структуры, состоящие из массивных слоев известняка и доломита. Слои параллельны наружной поверхности. Присутствует ячеистая структура

*Algostroma elbrus* R a d u g i n (nom. nud.)

Табл. IX, фиг. 1—2; табл. X, фиг. 3

1936. *Algostroma elbrus*: Р а д у г и н. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории, стр. 23.

Голотип № 5/1 хранится в музее Западно-Сибирского геологического управления.

**Диагноз.** Строматолит состоит из ряда концентрически наслоенных пластов, параллельных наружной поверхности. В состав светлых слоев входит серый тонкокристаллический кальцит. В слоях проявляется оригинальное волокнистое строение, отражающее вероятно первичные особенности органического вещества, слагавшего слой. Темные слои состоят из кристаллического доломита; под микроскопом в них в свою очередь заметна тонкая слоистость, обусловленная наличием тонких прослоев из белого кристаллического кальцита. Тонкая окраска слоев обусловлена примесью того или иного количества углистого вещества. В незначительном количестве присутствует антраконит. Толщина светлых слоев равна 2—4 мм, а толщина

темных 2—8 мм. Форма строматолита близка к цилиндрической. В периферической части окаменелостей бывает представлена ячеистая структура; ячей ее выполнены доломитом и кальцитом.

**Сравнение.** Описываемую форму можно сравнить с *Collenia cylindrica* G r a b a u, характеризующей нижний отдел синийской системы Китая и Маньчжурии (С. Као, У. Hsiung a. P. Као, 1934; Resser a. Endo, 1937). Кроме того, она напоминает *Conophyton cylindricus* G r a b a u, установленный В. П. Масловым в ямантауской свите Урала, возраст которой, по данным М. О. Гарань, определяется как протерозой.

В виду схематичности описания *Collenia cylindrica* G r a b a u (С. Као., У. Hsiung a. P. Као, 1934) и иной структуры *Conophyton cylindricus* (G r a b a u) M a s l o v я не отождествляю описанную форму ни с той, ни с другой и считаю необходимым оставить за ней название, данное К. В. Радугиным.

**Распространение.** В темных антраконитовых известняках западно-сибирской свиты енисейской формации Горной Шории.

### РОД *JUSSENIA* КРАСНОРЕУЕВА

#### Тип *Jussenia edelsteini* Краснореуева

**Диагноз.** Конкрециеподобные структуры круглой или овальной формы, составленные концентрически расположенными грубыми кремнистыми слоями, чередующимися со слоями известняка.

#### *Jussenia edelsteini* Краснореуева

Табл. VIII, фиг. 2—8

1940. *Jussenia (Collenia) edelsteini*: Краснопеева. Альгонская флора и фауна Саралинского района, стр. 24, табл. XIV, фиг. 41—45.

Голотип № 5/45 хранится в музее Западно-Сибирского геологического управления.

**Диагноз.** Наибольший наблюдаемый диаметр данных образований равен 15 × 20 см. Толщина кремнистых слоев в среднем равна 1—2 мм и несколько увеличивается у крупных экземпляров. Ширина известняковых промежутков приблизительно в три раза превышает толщину кремнистых слоев. Количество слоев возрастает по мере роста каждого индивида; соответственно с ростом увеличивается и толщина слоев.

**Сравнение.** От близкой структуры рода *Osagia* Tw. этот род отличается кремнистым составом слоев. От *Jussenia edelsteini* К р а с н. из Потехина отличается значительно более широкими промежутками между кремнистыми слоями.

**Распространение.** Саралинский район, в нижнем горизонте углистых известняков.

### РОД *PSEUDOCONUS* КРАСНОРЕУЕВА

#### Тип *Pseudoconus convexus* Краснореуева

**Диагноз.** Окаменелость рогообразной формы, образованная резко выпуклыми кремнистыми слоями. Своими выпуклостями слои обращены к расширенному концу окаменелости. Основанием окаменелости является ее суженный конец.

#### *Pseudoconus convexus* Краснореуева

Табл. VIII, фиг. 1

1937. *Pseudoconus convexus*: Краснопеева. Водоросли и археоциаты древнейших толщ Потехинского планшета, стр. 10, табл. X, фиг. 91.



Голотип № 690 хранится в музее Западно-Сибирского геологического управления.

**Диагноз.** Слоевиде водоросли имеет вид изогнутого конуса и прикрепилось к субстрату узким концом. Образец сложен резко выпуклыми кремнистыми слоями. Наибольший диаметр наблюдаемых экземпляров равен 40 мм, высота превышает наибольший диаметр в два-четыре раза. Толщина кремнистых слоев в среднем равна 5 мм; толщина слоев известняка равна 1—2 мм.

**Сравнение.** Этот вид напоминает *Jussenia edelsteini* K r a s n., но последний в отличие от *Pseudoconus convexus* K r a s n. имеет полусферическую форму скелета.

**Распространение.** Известняки р. Саралы и доломитизированные известняки енисейской формации дер. Потехино.

## РОД *HADROPHYCUS* FENTON et FENTON

### Тип *Hadrophycus immanis* Fenton et Fenton

**Диагноз.** Крупные куполообразные или уплощенные массы, состоящие из параллельных, иногда волнисто изогнутых пластин с вертикальными столбиками; последние наблюдаются обычно в кремнистых отложениях. Образование подобных структур, по мнению Фентонов, установивших их, тесно связано с наличием в водном бассейне известковых водорослей.

### *Hadrophycus immanis* Fenton et Fenton

Табл. IX, фиг. 3

1939. *Hadrophycus immanis*: Fenton and Fenton. Pre-Cambrian and Paleozoic algae, pl. 2, figs. 1—4; pl. 3, figs. 1—2.

**Диагноз.** Структура, представляющая собой в большинстве случаев чередование почти параллельных слоев доломитизированного известняка и кремнистых слоев. Толщина кремнистых слоев обычно тоньше слоев доломитизированного известняка; она в среднем равна 3—4 мм, в редких случаях доходит до 6 мм. На образцах из Горной Шории установлено, что вместо кремния иногда в строении слоев принимает участие темный кристаллически зернистый доломит. Более светлые слои сложены волокнисто-шестоватым карбонатом (состава доломита). Толщина их в среднем равна 2—3 мм. Слои параллельны между собой, местами слегка волнисты.

Наблюдаемые образцы данной структуры достигали в объеме более, чем 1 м<sup>3</sup>. В поле они прослеживались на десятки метров. Между кремнистыми слоями наблюдаются кремнистые же перемычки, расположенные в различных направлениях. Наличие кремнистых прослоев скорее всего может быть объяснено замещением кремнистыми растворами легкорастворимого вещества, слагающего пласты. При этом кремнистые растворы заполняли собой также и трещины (фиг. 2).

**Сравнение.** Описанная структура отождествляется мною с *H. immanis* Fenton et Fenton, установленным ими из докембрия Medicine Bow Mountains в штате Уайоминг, США. По мнению Фентонов, *H. immanis* слагал собой биостромы — пластообразные прибрежные рифы. Пластинчатые экады этого рода указывают на медленное осаждение пород и спокойные воды. *H. immanis* из Уайоминга ассоциируется с полосчатыми и хлоритовыми сланцами. И сланцы и структуры рода *Hadrophycus*, по их мнению, указывают на ритмичность образования, повидимому сезонного происхождения. Данные наблюдения подтверждают выводы Уолкотта, который считал, что кальцитовые слои рода *Newlandia* обязаны своим происхождением сезонным

изменениям вмещающего их водного бассейна (Walcott, 1914). С выводами Фентонов о сезонном происхождении пластов рода *Hadrophycus* можно согласиться, хотя и не для всех случаев. Это в некоторой мере находит подтверждение на примере кабырзинской свиты Горной Шории, где данным структурам доломитизированных известняков местами действительно соответствуют полосчатые мраморы. Но для доломитов и доломитизированных известняков енисейской формации дер. Потехино и Горной Шории эта точка зрения не находит подтверждения.

**Распространение.** В протерозое бельтской серии Монтаны, а также в енисейской формации Горной Шории и дер. Потехино.



Фиг. 2. *Hadrophycus mrassus* n. sp. Дер. Потехино, в доломитизированных известняках. Слегка уменьшено (0.8 естеств. вел.).

*Hadrophycus mrassus* n. sp.

Табл. X, фиг. 1; табл. XI, фиг. 1—3

Голотип № 209/1 хранится в музее Западно-Сибирского геологического управления.

**Диагноз.** Структура, представляющая собой чередование параллельных, иногда слегка волнистых слоев доломита. Слои различаются по цвету и структуре карбоната. Темные слои состоят из кристаллически-зернистого карбоната, а светлые — из крупнокристаллического; длинные оси их ориентированы перпендикулярно границам слоев. Толщина светлых слоев равна 2—3 мм, а толщина темных в два-три раза превышает толщину светлых слоев. Окраска темных слоев обусловлена наличием в них битумов. В этих слоях наблюдаются также очень тонкие линзочки, окрашенные минеральным веществом и расположенные параллельно общей слоистости. В некоторых случаях в кристаллах бывает выражена тонкая волокнистая структура. Можно считать, что светлые слои обязаны своим происхождением отложению крупнокристаллического карбоната в полостях. Образование их было обусловлено, вероятно, процессом быстрого гниения определенных слоев органического вещества водоросли.

**Распространение.** В доломитах западно-сибирской свиты Горной Шории. Аналогичные структуры значительным распространением пользуются также в Потехинском районе (фиг. 2).

### РОД *SARALINSKIA* КРАСНОПЕЕВА

#### Тип *Saralinskia boulinnikovi* Краснопеева

**Диагноз.** Ячеистая масса водоросли содержит осветленные тела шаровидной, реже многоугольной формы. В периферической, а иногда и в центральной частях этих осветленных тел, довольно отчетливо выделяются зоны с иной окраской и структурой слагающего их карбоната. Указанные образования часто соединяются в группы, образуя пластины и неправильные скопления. Размеры шаровидных и многоугольных тел, а также и ячеек, включавших органическое вещество, различны. Органическое вещество, слагавшее шаровидные и многоугольные тела, а также вещество, создававшее ячеистую структуру, обладало способностью выделять мелкие зернышки кальцита, размеры которых увеличивались от центра к периферии. Размеры шаровидных и многоугольных тел, а также ячеек, включавших органическое вещество, различны. Диаметр их колеблется в пределах 2—20 мм. Органическая микроструктура не выражена. Под микроскопом основная масса известняка, слагающая шаровидные и многоугольные тела, является мелкозернистой и окрашена битумами в бурый цвет. Известняк аналогичной структуры слагает темные слои рода *Newlandia* Walc. Структура известняка, слагающего осветленные концентрические слои, располагающиеся на периферии шаровидных тел, аналогична структуре кальцитовых прослоев *Newlandia*. В участках окаменелости с сетчатой структурой, а также и по периферии шаровидных тел наблюдается концентрация битумов. Светлые участки ячеистой структуры представлены вторичным кальцитом, который заполнил собой полости, может быть существовавшие при жизни водоросли (фиг. 3).

Род *Saralinskia* слагал собой линзовидные рифы, биохермы; длина одного из них равна в среднем 60 м, а высота не менее 20 м. Этот род, как и род *Newlandia*, обнаружен в темных, сильно углистых известняках, указывающих на мелководные условия несколько замкнутого бассейна.

**Сравнение.** Систематическое положение рода *Saralinskia* не установлено; но некоторые признаки дают достаточное основание рассматривать его, как известковую водоросль. К таким признакам относятся шаровидная в основном форма тела, способность выделять минеральные зернышки, наличие ячеистой структуры и некоторое сходство в микроструктуре с родом *Newlandia* Walc. Наконец, наблюдается некоторое сходство в морфологических особенностях между родом *Saralinskia* и некоторыми палеозойскими представителями сине-зеленых водорослей (например *Rhabdoporella pachyderma* Rothrl.). Последние, несомненно, являются более усовершенствованными: они имеют стержневидное тело и правильные боковые ответвления.

Необходимо также отметить близкое генетическое родство между *S. glomeria* Krasn., *S. multiangulata* Krasn., *S. boulinnikovi* Krasn. Скорее всего эти три формы представляют собой экологические разновидности, обусловленные несколько иными условиями вмещающей среды. Аналоги рода *Saralinskia* известны в углистых известняках дер. Потехино, относимых к верхам енисейской свиты протерозоя.

#### *Saralinskia boulinnikovi* Краснопеева

Табл. V, фиг. 2; табл. VI, фиг. 3—4

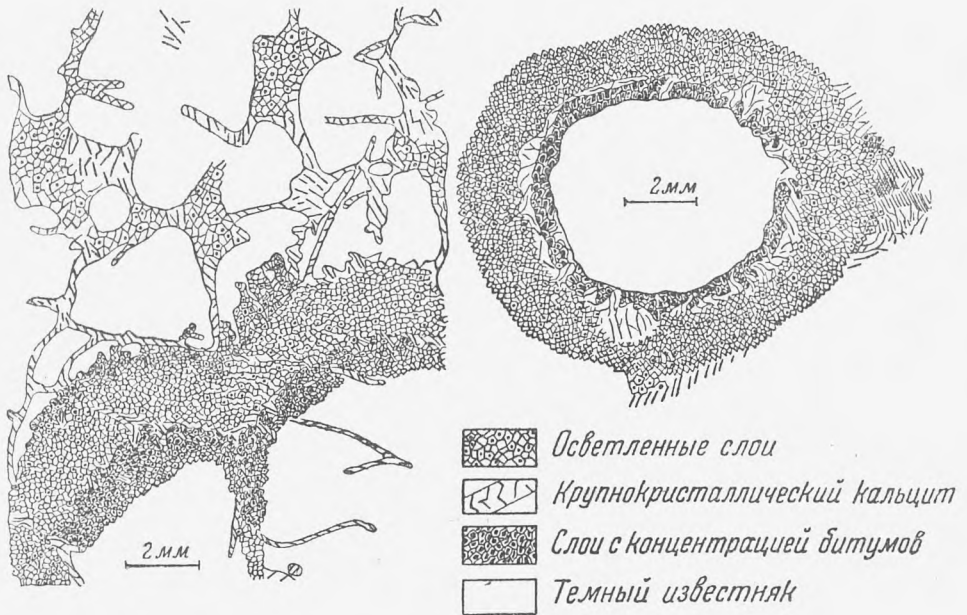
1933. *Saralinskia boulinnikovi*: Краснопеева. Об альгонкской флоре Саралинского района, табл. III, фиг. 3.

1940. *Saralinskia boulinnikovi*: Краснопева. Альгонкская флора и фауна Саралинского района, стр. 19, табл. VII, фиг. 24; табл. IX, фиг. 26—28.

Голотип № 1/26 хранится в музее Западно-Сибирского геологического управления.

**Диагноз.** Шаровидной формы тела, окруженные ячеистой массой. Они имеют более светлую окраску и мелкозернистое строение. На периферии их наблюдается светлоокрашенная кайма с более крупнозернистой структурой кальцита. Вблизи внутренней части каймы наблюдается концентрация битумов. Шаровидные тела часто образуют скопления в виде пластин и неправильных масс.

**Распространение.** Верхний горизонт углистых известняков р. Саралы.



Фиг. 3. Микроструктура рода *Saralinskia* Краснопева.

*Saralinskia glomeria* Краснопева

Табл. VII, фиг. 2—3

1940. *Saralinskia glomeria*: Краснопева. Альгонкская флора и фауна Саралинского района, стр. 20, табл. XI, фиг. 32—34; табл. XII, фиг. 35—36.

Голотип № 1/5 хранится в музее Западно-Сибирского геологического управления.

**Диагноз.** Колония шаровидных, светлоокрашенных тел, тесно соприкасающихся друг с другом и близких по своей структуре с *S. boulinnikovi*. Ячеистая масса развита в незначительном количестве. Размеры поперечников шаровидных тел колеблются в пределах 1—15 мм.

**Распространение.** Темные углистые известняки, верхний горизонт; бассейн р. Саралы.



*Saralinskia multiangulata* К р а с н о п е е в а

Табл. VII, фиг. 1.

1940. *Saralinskia multiangulata*: К р а с н о п е е в а. Альгонкская флора и фауна Саралинского района, стр. 21, табл. XII, фиг. 37; табл. XIII, фиг. 38—40.

Голотип № 1/40 хранится в музее Западно-Сибирского геологического управления.

**Диагноз.** Многоугольные тела, наблюдаемые в скоплениях. По своей структуре аналогичны с *S. glomeria*. Размеры их в поперечнике колеблются от 5 до 20 мм. Промежутки между отдельными телами представлены крупнокристаллическим кальцитом. Ячеистая ткань по существу отсутствует.

**Распространение.** Саралинский район, в верхнем горизонте углистых известняков.

*Saralinskia ramosa* К р а с н о п е е в а

Табл. VII, фиг. 5; табл. XI, фиг. 4

1937. *Saralinskia ramosa*: К р а с н о п е е в а. Водоросли и археоциаты древнейших толщ Потехинского планшета, стр. 12, табл. XI, фиг. 92.

1940. *Saralinskia ramosa*: К р а с н о п е е в а. Альгонкская флора и фауна Саралинского района, стр. 23, табл. XIV, фиг. 46.

Голотип № 782 хранится в музее Западно-Сибирского геологического управления.

**Диагноз.** Неправильно вытянутая, иногда ветвящаяся форма окаменелости. Длина ее равна в среднем 20—30 мм, а размеры в поперечнике 10—15 мм. Наружная поверхность представлена зернистой оболочкой. Мелкие зернышки кальцита разбросаны также и в периферической части окаменелости.

**Распространение.** В углистых известняках Потехинского и Саралинского районов.

*Saralinskia serrata* К р а с н о п е е в а

Табл. VI, фиг. 1—2

1940. *Saralinskia serrata*: К р а с н о п е е в а. Альгонкская флора и фауна Саралинского района, стр. 21, табл. X, фиг. 29.

Голотип № 1/29 хранится в музее Западно-Сибирского геологического управления.

**Диагноз.** Шаровидные, с расплывчатыми контурами светлоокрашенные тела. На периферии их наблюдаются неправильные кальцитовые полосы, расположенные радиально и представленные преимущественно крупнокристаллическим кальцитом. По структуре шаровидных тел данный вид близок к *S. boulinnikovii* var. *vulgaris* К р а с н. табл. VII, фиг. 25.

**Сравнение.** Этот вид отличается от *S. boulinnikovii* К р а с н. присутствием грубых радиально расположенных включений кальцита, а также относительно грубым строением ячеистой массы.

**Распространение.** В темных углистых известняках Саралинского района, верхний горизонт.

*Saralinskia primitivi* К р а с н о п е е в а

Табл. VII, фиг. 4

1937. *Saralinskia primitivi*: К р а с н о п е е в а. Водоросли и археоциаты древнейших толщ Потехинского планшета, стр. 11, табл. IX, фиг. 87—88.

Голотип № 87/1 хранится в музее Западно-Сибирского геологического управления.

**Диагноз.** Шаровидной или несколько вытянутой формы тела, диаметр которых колеблется в пределах 0.5—5 см. Наружная оболочка очень тонкая. В периферической части окаменелости наблюдаются мелкие зернышки кальцита.

**Распространение.** В темных углистых известняках дер. Потехино.

#### БИБЛИОГРАФИЯ

- Булытников А. Я. Геология Саралинского района. 1937.
- Краснопеева П. С. Водоросли и археоциаты древнейших отложений Потехинского района Хакасии. Мат. по геол. Красноярск. края, 1937, вып. 3.
- Альгонкская флора и фауна Саралинского района Кузнецкого Ала-тау. Мат. по геол. Красноярск. края, 1940, вып. 8.
- Маслов В. Попытка возрастного определения немых толщ Урала помощью строматолитов. Пробл. палеонт., 1939, 5.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. 1. Докембрий и древний палеозой. Изд. Акад. Наук, 1935.
- Полетаева О. К. К вопросу об уточнении возраста метаморфической толщи восточных отрогов Кузнецкого Ала-тау. Пробл. сов. геол., 1934, № 6.
- Радугин К. В. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории. Мат. по геол. З.-Сиб. края, 1936, вып. 37.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Изд. З.-Сиб. геол. тр., 1936.
- Чураков А. Н. Кузнецкий Ала-тау. История его геологического развития и его геохимические эпохи. Очерки по геологии Сибири. Изд. Акад. Наук, 1932.
- Существует ли протерозой на юге Средней Сибири. Изв. Акад. Наук, геол. сер., 1939, № 1.
- Эдельштейн Я. С. Район дер. Б. Ербы (Потехино). Путевод. XVII Междунар. геол. конгр., Сиб. экск., Красноярск. край. Л.—М., ОНТИ, 1937.
- Fenton C. and M. Fenton. Algal reefs or bioherms in the Belt Series, Montana. Bull. Geol. Soc. Amer., 1933, 44, № 6.
- Fenton C. Belt series of the North: Stratigraphy, sedimentation, paleontology. Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, 48, № 12.
- Fenton C. Pre-Cambrian and Paleozoic algae. Bull. Geol. Soc. Amer., 1939, 50, № 1.
- Као С. С., Y. H. Hsiung and P. Као Preliminary Notes on Sinian Stratigraphy of North China. Bull. Geol. Soc. China, 1934, 13, № 2.
- Кеуес Ch. What shall we do with Pre-Cambrian. Pan-Amer. Geol., 1930, 53, № 2, 111—122.
- Resser and Endo. The sinian and cambrian Formation and Fossils of Southern Manchoukuo. Manchurian Science Museum. 1937.
- Walcott C. H. Pre-Cambrian Algonkian Algal Flora. Smith. Misc. Coll., 1914, 64, № 2.

*P. S. KRASNOPEYEVA*

#### PALEONTOLOGICAL DATA ON THE CORRELATION OF SOME PRE-CAMBRIAN SERIES OF THE KUZNETSK ALA-TAU (SIBERIA).

#### SUMMARY

Every year geological investigations furnish new proofs of the fact that the views of V. A. Obrutchev, A. N. Tchurakov and M. A. Ussov concerning the existence of the Proterozoic and its tectonics in the mountainous areas of Western Siberia are correct. In many cases, in particular in that of the Kuznetsk Ala-tau, the geological inferences are supported by paleontological data furnished by studies of organic remains represented mainly by calcareous algae. At present it is already possible to identify some horizons of the formations referred to the Pre-Cambrian. Most abundant paleontological material on the Proterozoic has been collected in the Sarala and Potekhino regions of the central and eastern parts of the Kuznetsk Alatau, as well as in the Kabyrza region of Mountainous Shoria. The stratigraphy of the sedimentary formations of the Pre-Cambrian in the given localities, the relation of the Pre-Cambrian to the Cambrian, as well as a list of the guide fossils for the cor-

relation of individual horizons of the Proterozoic are given in the table. The youngest fossiliferous sedimentary formations of the Pre-Cambrian are those made up of dark carbonaceous limestones smelling of sulphuretted hydrogen. The limestones of the above regions are correlated on the basis of the occurrence in them of *Newlandia* Walc., a genus which according to the most recent data is a characteristic form of the lower part of the Algonkian, and the genus *Saralinskia* Krasn. recorded in the Sarala region.

In the main the genus *Newlandia* Walc. may be regarded as a guide form for correlating the carbonaceous limestones of the Sarala with those of the Unushkol formation of Mountainous Shoria, and the genus *Saralinskia* Krasn. for correlating the Sarala and Potekhino regions. Rather widespread within the formation of carbonaceous limestones is also the genus *Jussenia* Krasn. One of the representatives of possibly the same genus was found at Chazan River, Olkhovka region, Eastern Sayan.

The dolomites and dolomitized limestones of the West Siberian series of the Yenissei formation of Mountainous Shoria are closely similar in the nature of some algal forms to the analogous rocks of Potekhino. The origin of the dolomites and dolomitized limestones of the above named regions is to a considerable extent due to calcareous algae in which magnesium is one of the constituents. The leaching of calcium carbonate from the algal limestones brought about the formation of dolomitic rocks containing up to 18—21 per cent of MgO.

The calcareous algae made their appearance here in the shape of peculiar structures of which the principal form for correlation is at present the genus *Hadrophycus* Fent. and Fent. The genus in question was established in the Proterozoic of Medicine Bow Range, Montana. In addition to this genus, important forms, analogues of which will undoubtedly be found also at other localities, are the genera *Algostroma* Rad. and *Newlandiella* Krasn., as well as the genus *Peregrinus* Krasn.

The age of the beds with *Newlandia* Walc. in the Kuznetsk Alatau, when correlated with equivalent beds of the *Newlandia* formation of the Beltian series of Montana (Fenton C. and Fenton M., 1933, 1937; Resser and Endo, 1937; Walcott, 1914), is determined as the lower portion of the Upper Proterozoic (Algonkian). The age of the dolomitized limestones and dolomites may be hence presumed to be older, since in Potekhino section in Mountainous Shoria they occur stratigraphically below the carbonaceous limestones with *Newlandia* Walc. and *Saralinskia* Krasn.

The diagnosis of the guide fossils of the Proterozoic of the Kuznetsk Alatau<sup>1</sup>

*Newlandia frondosa* Walcott var. *columena* Krasnopeyeva

Plate III, Figs. 9—10

A more or less coarsely concentrically laminated fossil. Between some layers of calcite columnar laminated cross pieces are observed, passing through-out several layers.

*Newlandia obrutchevi* Krasnopeyeva

Plate VI, Fig. 20

A concentrically laminated delicate structure; calcitic layers very thin, not over 0.5 mm thick. The width of the spaces between them increases with the growth of the individual. Between adjacent layers thin vertical cross-pieces are discernible in the shape of columns and lamellae.

<sup>1</sup> The localities of occurrence of the fossils are given in the table.

*Newlandia tchurakovi* K r a s n o p e y e v a

Plate II, Figs. 6—8

A gently concentrically laminated, frequently rather irregularly-shaped structure. The distinctive feature of the species is the presence of numerous perforations in the calcitic layers. The diameter of the stromatolite under examination attains 50 cm, and its height — 20 cm.

*Newlandia prava* K r a s n o p e y e v a

Plate V, Figs. 18—19

An alga with thin calcitic layers and wide spaces between them. The calcitic layers tend to become abruptly thicker, forming minute lamellae or grains arranged with a definite regularity.

*Newlandia ussovi* K r a s n o p e y e v a

Plate III, Figs. 11—12; Plate IV, Fig. 15

The concentric lamination is but slightly pronounced. Particularly well developed are the radially arranged calcitic branchings exhibiting in oblique section a coarsely cellular structure. Measurements: diameter 60 cm, height 50 cm.

*Newlandiella* gen. nov.Type *Newlandiella shoria* gen. et sp. nov.*Newlandiella shoria* gen. et sp. nov.

Plate I, Fig. 1

Hemispherically shaped fossil. The layers are extremely thin. The lamination is fairly frequently pronounced and is caused by the presence in medium- and coarsely crystalline carbonate of dark lenses and spots coloured by a mineral (carbonaceous) matter. The dark and the light-coloured layers consist mainly of dolomite. The thickness of the dark layers is usually three and more times that of the light-coloured ones. A cellular structure is faintly discernible.

Genus *Algostroma* R a d u g i n (nom. nud.)Type *Algostroma elbrus* R a d u g i n*Algostroma elbrus* R a d u g i n (nom. nud.)

Plate X, Figs. 41—42

Gently tapering structures made up of layers of dolomite and limestone. The layers are parallel to the external surface, massive and rather irregular. A cellular structure is discernible.

*Pseudoconus convexus* K r a s n o p e y e v a

Plate IX, Fig. 33

A laminated, horn-shaped fossil. The layers trend with their convexities towards the dilated end of the fossil. The siliceous layers alternate with the layers of limestone. The fossil occurs with its dilated end upwards.



### A correlation of some pre-Cambrian series in the Kuznetsk Alatau according to algae

The names of the stratigraphic members as proposed by M. A. Ussov (1936)

Table 1

Age	Name of regions		
	Sarala	Potekhino	Mountainous Shoria
Cambrian	Quartz albitophyres, granite-porphyrines	Limestones with Archæocyathinae	Basal conglomerates, limestones

### B r e a k

P r o t e r o z o i c	K u t e n - B u l u k s e r i e s		
		Greywackes, clay shales, cherts	Conglomerates, clay shales carbonaceous clay shales cherts
	Correlations unclear	Unconformity (?)	
	<p>Dark coaly limestones smelling of hydrogen sulphide, considerably broken by veinlets of calcite, locally laminated</p> <p><i>Saralinskia boulinnikovi</i> Krasnopeyeva, <i>S. glomeria</i> Krasn., <i>S. serrata</i> Krasn., <i>S. multiangulata</i> Krasn., <i>S. ramosa</i> Krasn., <i>Newlandia concentrica</i> Walcott, <i>N. lamellosa</i> W., <i>N. frondosa</i> W., var. <i>columena</i> Krasn., <i>N. tchurakovi</i> Krasn., <i>N. obrutchevi</i> Krasn., <i>N. ussovi</i> Krasn., <i>Jussiaea edelsteini</i> Krasn.</p> <p>Sandstones and shales</p>	<p><i>Saralinskia primitivi</i> Krasn., <i>S. ramosa</i> Krasn., <i>Newlandia</i> (?)</p> <p><i>Hadrrophyucus immanis</i> n. sp.</p> <p><i>Hadrrophyucus mrassus</i> n. sp.</p>	<p>Unushkol formation:</p> <p>Dark carbonaceous limestones smelling of hydrogen sulphide, broken by calcite veinlets, among varietated sandstones, clay, shales and conglomerates. <i>Newlandia concentrica</i> Walc.</p>
		<p>Munzhã and Pyzas phases of tectogenesis</p>	
	<p>Dolomitized limestones and dolomites with algae</p>	<p>Yenissei formation:</p> <p>1) Kabyrza series. Dark limestones and marbles locally laminated. <i>Hadrrophyucus</i> sp.</p> <p>2) West-Siberian series. Dark, mostly laminated limestones and marbles. Algal dolomitized limestones and dolomites.</p>	

(Continued)

Age	Name of regions		
	Sarala	Potekhino	Mountainous Shoria
Proterozoic		<i>Hadrophycus immanis</i> Fent. and Fent., <i>Hadrophycus mrassus</i> n. sp.	<i>Hadrophycus immanis</i> Fent. and Fent.  <i>Hadrophycus mrassus</i> n. sp. Dark, partly antraconitic carbonaceous limestones smelling of hydrogen sulphide, slightly dolomitized. <i>Newlandia shoria</i> n. sp., <i>Algostroma elbrus</i> Rad.
			3) Saga series: Dark limestones, marbles and cherts. <i>Hadrophycus</i> sp.

*Jussenia edelsteini* Krasnopeyeva

Plate IX, Figs. 34—40

A concretion-like structure of a round or oval shape made up of concentrically arranged coarse siliceous layers alternating with layers of limestones. Measurements: 15 × 20 cm. and smaller.

*Hadrophycus immanis* Fenton et Fenton

Plate X, Fig. 43

Large dome-like or flattened masses, consisting of siliceous and dolomitic layers. The samples from Mountainous Shoria exhibit that locally instead of silica the layers are composed of crystalline granular dolomite. The thickness of the siliceous layers is 3—4 mm, rarely 6 mm. The layers of the lighter colouration are composed of a columnar fibrous carbonate (of dolomitic composition). Their average thickness is 2 to 3 mm.

*Hadrophycus mrassus* n. sp.

Plate XI, Fig. 44; Plate XII, Figs. 46—48

The structure is an alternation of parallel, sometimes slightly undulating dolomitic layers. The layers differ in colouration and texture of the carbonate. The dark layers are formed of crystalline granular carbonate, and the light-coloured ones by coarsely crystalline carbonate; the long axes of the crystals are oriented perpendicularly to the boundaries of the layers. The thickness of the light layers is 2 to 3 mm, and that of the dark ones is two or three times that of the light-coloured layers.

*Saralinskia boulinnikovii* Krasnopeyeva

Plate VI, Fig. 21; Plate VII, Figs. 24—25

The cellular algal mass contains globular bodies. On the peripheral part of each of them a rim is pronounced of a lighter colouration and made up of

a somewhat more coarsely crystalline carbonate. A zonal concentration of the bitumens is observed. The average size of bodies is 15 to 20 mm. The globular bodies frequently form accumulations in the shape of lamellae and irregular masses.

*Saralinskia glomeria* K r a s n o p e y e v a

Plate VIII, Figs. 27—28

A colony of globular bodies closely contiguous to each other. In their structure they are reminiscent of *S. boulinnikovi* K r a s n. The cellular mass is faintly developed. The size of separate individuals varies from 1 to 15 mm.

*Saralinskia multiangulata* K r a s n o p e y e v a

Plate VIII, Fig. 26

A colony of polygonal bodies, their diameter measuring 5 to 20 mm. The details of the microstructure are like those of *S. glomeria* K r a s n. The cellular tissue is practically absent.

*Saralinskia serrata* K r a s n o p e y e v a

Plate VII, Figs. 22—23

The coarsely cellular mass contains globular bodies with blurred outlines. From their peripheral part irregular calcitic streaks extend radially.

*Saralinskia ramosa* K r a s n o p e y e v a

Plate VII, Fig. 30; Plate XII, Fig. 49

An irregularly elongate, occasionally dichotomous fossil. Its external surface is represented by a granular envelope. Minute grains are scattered also throughout the peripheral part. The fossil is 20 to 30 mm long, and 10 to 15 mm in diameter.

*Saralinskia primitivi* K r a s n o p e y e v a

Plate VII, Fig. 29

Bodies of a globular or oval shape ranging from 5 to 50 mm in diameter. The external envelope is very thin. In the peripheral part of the body minute calcitic grains are observed.

Translated by A. B r a s h n i n a

В. П. МАСЛОВ**К ВОПРОСУ О ЗНАЧЕНИИ СТРОМАТОЛИТОВ, КАК УКАЗАТЕЛЕЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА ВМЕЩАЮЩИХ ФОРМАЦИЙ**

Изучение пемых серий в Сибири и на Урале направило внимание геологов на всякого рода образования, которые можно было бы отнести к органическому миру. Отсутствие отчетливой фауны и флоры вызвало попытки подыскать руководящие формы из проблематических водорослей, которые за последнее время были обнаружены в докембрийских и нижнепалеозойских отложениях зарубежных стран и СССР. К таким ископаемым относятся конкреции, называемые строматолитами и онколитами, которые образованы в результате жизнедеятельности низших водорослей. Первые попытки в СССР использовать строматолиты для целей стратиграфии вызвали, с одной стороны, большие надежды и завоевали себе ярых приверженцев строматолитов, а с другой, столкнулись с чрезвычайным скептицизмом и отрицанием всякого значения этих ископаемых, как возрастных указателей. Как увидим ниже, обе точки зрения мешают выделению истинных возрастных руководящих форм.

Чрезмерный оптимизм и описание без детального и четкого изучения разных образований, встречающихся в карбонатных породах, может привести и уже привели в ряде случаев к признанию конкреций или стяжений неорганического происхождения за остатки от жизнедеятельности водорослей. Несомненно, что такие «формы» не только бесполезны для целей стратиграфии, но они дискредитируют и остальную массу ископаемых, среди которых могут быть найдены руководящие формы.

Чтобы подойти критически к строматолитам и онколитам,<sup>1</sup> нужно рассмотреть, что это — за образования, как мы к ним должны относиться и чего ожидать. Для этой цели лучше всего рассмотреть наши образования с генетической точки зрения.

Онколиты известны из современных морских и пресноводных отложений и описаны, как известковые «бисквиты и лепешки». Они обычно тесно связаны с синезелеными водорослями в виде нитей и отдельных клеток, которые своей жизнедеятельностью приводят к выпадению частиц извести вокруг своего слоевища.

Отлагающаяся вокруг нитей известковая оболочка вместе с соседними такими же выделениями образует своего рода губчатую известковую массу. Так как толщина пленки, состоящей из нитей водорослей, очень мала, то и слой, образованный за сезон, не велик. С течением времени получается слоистая конкреция, в которой при исчезновении живых клеток и нитей

<sup>1</sup> Строматолиты — известковые стяжения, образовавшиеся благодаря жизнедеятельности синезеленых водорослей и растущие на неподвижном основании вверх наподобие миниатюрного рифа. Онколиты — такие же стяжения, но не имеющие основания и перекатывающиеся по дну; форма их напоминает гальку или конкрецию.



водорослей остаются тонкие каналы и пустотки. И те и другие быстро исчезают с фоссиллизацией.

В образовании одной и той же конкреции участвует не один вид синезеленой водоросли, но часто разные виды и роды их. Соответственно этому под отдельным названием в современных осадках изучаются и описываются не стяжения типа онколитов, а те или иные клетки и нити живших водорослей, в результате жизнедеятельности которых образовался строматолит или онколит. В ископаемом состоянии эти водоросли мы можем наблюдать в конкрециях лишь в исключительных случаях. Так, например, в американской литературе (Bradley, 1923) дается описание третичных «рифов» из пресноводных отложений, в строении которых участвуют синезеленые водоросли. Этот автор видел остатки каналчиков и клеток и описал их, как остатки от водорослей. При этом Bradley придал названия этим остаткам, а не конкрециям, в которых они находились, как это обычно делается в случае нахождения строматолитов в более древних отложениях.

Являются ли различными в структурном отношении строматолитовые и онколитовые стяжения, если в них участвуют разные водоросли? Могут ли одинаковые по структуре стяжения быть образованы разными водорослями? Четкого ответа на первый вопрос мы не находим, но, повидимому, различные комбинации водорослей приводят к различным структурам. На второй же вопрос можно ответить, что, несомненно, в некоторых случаях одинаковые структуры получаются в результате жизнедеятельности разных водорослей.

В этом отношении характерен пример с онколитом *Osagia*, встречающимся с кембрия до перми. Аналогичные лепешки известны в третичных и современных отложениях, в которых, как мы видели, природа их определяется в третичных и четвертичных отложениях по остаткам самих клеток и нитей водорослей. Таким образом конкреции, известные под родовым названием *Osagia*, очень широко развиты по вертикали.

Значит ли это, что такие конкреции образованы одними и теми же видами или родовыми формами синезеленых водорослей. Повидимому, нет. Но специфические условия, которые необходимы для образования лепешковидных водорослевых конкреций, повторяются; но так как фоссилизирующаяся структура груба по сравнению с жившим здесь ранее организмом, то больших различий мы не замечаем. Если это так, то «родовое» название является чрезвычайно широким.

Может быть, «видовые» различия могут нам дать руководящую нить для опознания вымерших растений? Такая возможность не исключается. Но в *Osagia* так мало признаков, оставшихся собственно от водорослей, что большую их часть можно относить за счет экологии организмов и условий образования конкреции. Кроме того, мелкие *Osagia* настолько похожи на оолиты, что границы и различия между последними и конкрециями водорослевого происхождения стираются. Так, некоторые авторы, увлекшись описанием древних водорослей, описывают, как *Osagia*, простые и даже типичные оолиты. Все это говорит о том, что на *Osagia* как на возрастного определителя надежд возлагать нельзя, о чем я уже раньше писал (Маслов, 1937).

Только что приведенный пример и высказанные общие соображения заставляют осторожно относиться к остаткам, которые по существу являются миниатюрными «рифами», где осадок отлагается несколькими видами и даже родами водорослей. Значит ли это, что положение безнадежно? Я не думаю. Как бы ни были консервативны синезеленые водоросли, все же они должны были изменяться во времени. Кроме того, в одном и том же пласте мы встречаем различные формы строматолитов, т. е. при одних и тех же условиях образовались разные структуры. Значит, те или иные преобладающие виды синезеленых водорослей имели избирательную способность для построения той или иной структуры.

Возьмем другой, не менее распространенный, чем *Osagia*, «род» *Collenia*. «Видовые» отличия этого «рода» значительно более резкие. Этот строматолит характерен рядом выпуклых кверху слоев, наслаивающихся друг на друга и образующих или полушария, или слоистые колонки, или волнисто изогнутые слои. Принцип построения стяжения остается одним и тем же и в третичных отложениях, где мы находим похожие строматолиты. Благодаря такому широкому распространению *Collenia*, многие авторы описывали эти строматолиты под разными названиями. Так, докембрийские *Collenia* описывались под этим названием, кембрийские под названием *Cryptozoon*, силурийские назывались *Gymnosolen* и т. п.

Может быть, мы имеем дело просто со слишком широко взятой группой? Но на деле выходит, что кембрийские *Collenia* больше различаются между собой, чем силурийские *Gymnosolen* от некоторых кембрийских *Cryptozoon*. Иными словами, если вводить какой-то родовой признак и выделять новые роды, это не будет способствовать расчленению форм по вертикали. Кроме того, там, где микропризнаки почти исчезли и остались только резкие внешние структуры, такого четкого разделения, на мой взгляд, провести невозможно. Наоборот, нужно учитывать фациальные условия и экологию ископаемых организмов, чтобы устранить признак, изменяющий структуру под влиянием этих факторов.

Между тем часто к этим образованиям подходят так, как если бы это был скелет трилобита: описывается внешняя и внутренняя структура, дается родовое и видовое название, а затем говорится, какой возраст это ископаемое определяет, иногда без достаточной проверки. В некоторых случаях такой путь является единственно возможным (конечно, с проверкой выдержанности по вертикали), когда случайные сборы делаются одним лицом, а описание другим. Но в общем случае совершенно необходимы тематические исследования данных остатков с точки зрения: 1) доказательства их принадлежности к животному или растительному миру, 2) изучения экологии и фациальных условий, 3) изменения данного ископаемого под влиянием изменившейся внешней среды и 4) вертикального и горизонтального распространения ископаемого.

Таким образом, сейчас мы не можем говорить о том, что строматолиты являются безусловными указателями возраста; но нельзя их и отбросить совершенно как руководящие ископаемые, во-первых, потому, что в некоторых древних сериях они являются единственными проявлениями жизни, а во-вторых, потому, что в некоторых случаях они дают вполне надежное основание для положительного решения вопроса. Так, например, тот же «род» *Collenia* дает формы, распространенные лишь в некоторых отделах кембрия и силура, так что после достаточной проверки можно будет считать их руководящими ископаемыми. Этому вопросу посвящена специальная моя работа (Маслов, 1939), и на нем здесь мы останавливаться не будем. Другой пример можно привести и с «родом» *Conophyton*, представляющим цилиндрические и конусовидные образования с наслоением, параллельным внешней образующей. Эти строматолиты известны только в докембрии и нижнем палеозое, причем *Conophyton lituus* Masl. найден во многих точках Сибири от р. Маи до р. Ангары в нижних горизонтах среднего и в верхних горизонтах нижнего кембрия.

Таким образом, уже сейчас намечаются руководящие строматолиты для нижнего палеозоя. Конечно, и они в дальнейшем должны быть проверены, как и все остальные; но перспективы в этом направлении безусловно существуют. Эти перспективы увеличиваются, когда мы переходим к органическим остаткам, более определенным в систематическом отношении. Таковы остатки собственно водорослей — как зеленых, так и багряных — и, конечно, животных. К сожалению, в немых сериях эти ископаемые встречаются очень редко.

За последние годы П. С. Краснопеевой описаны образования из Западной Сибири, отнесенные Walcott к строматолитам и известные под родовым названием *Newlandia*. Мне не пришлось обрабатывать эти образования; но, поскольку я их видел, думаю небезинтересно высказать несколько слов относительно их значения и систематического положения.

Недавно J. Pía описал *Newlandia* из испанского триаса (1935), причем пришел к выводу о неорганическом происхождении этих ископаемых. По Walcott, *Newlandia* имеют полусферическую форму, диаметр их достигает от 3 до 23 см. Внутренняя структура очень характерна: это — концентрические, параллельные пластины, расположенные на равном расстоянии друг от друга. Толщина пластин неодинакова и в *Newlandia concentrica* колеблется от 2 до 5 мм. Концентрические пластины имеют неправильные отверстия и связаны друг с другом радиально расположенными пластинами или грубыми перегородками. Несмотря на то, что J. Pía говорит об испанских находках, как о типичных *Newlandia*, ни отверстий в пластинах, ни перегородок или радиальных элементов в них нет. Поэтому вероятно, что испанские «*Newlandia*» являются действительно неорганическими образованиями. Происхождение их связывается с явлениями колец Лизеганга в известково-кремнистой среде, вероятно на дне моря. Такой точки зрения придерживался еще A. Seward (1933), относя *Cryptozoon* и другие строматолиты, в том числе и *Newlandia*, к образованиям неорганического происхождения. Дальнейшими работами как русских, так и американских авторов было доказано образование строматолитами рифовых построек на дне моря и разрушение их волнами, что выбивало почву у сторонников неорганического происхождения этих конкреций. Но, несомненно, множество конкреций имеет концентрически скорлуповатое строение благодаря реакциям в коллоидальной среде,<sup>1</sup> что недостаточно учитывается некоторыми исследователями, в частности П. С. Краснопеевой (1937).

Вернемся к собственно *Newlandia*. Характерные черты этого ископаемого, т. е. макроскопически различимые довольно толстые пластины, перегородки и образованные таким образом ячеи и пустоты закономерно расположенные, как это видно в образцах Западной Сибири (Горная Шория), трудно признать образовавшимися неорганическим путем. Но так же трудно связывать их происхождение с синезелеными водорослями. Толстые, лишенные внутренней слоистости пластины, полости между ними, довольно крупного размера радиальные пластины и перегородки, — все это скорее указывает на животное происхождение, чем на водорослевое. В вертикальном сечении неровные и перфорированные пластины, лежащие на радиальных перегородках, напоминают скелет некоторых гидроактиноидных. То же нужно сказать про *Camasia spongiosa* Walc., которая также включает массу полужамкнутых полостей, закономерно расположенных. Такая трактовка была бы чрезвычайно удобной для объяснения факта нахождения *Newlandia* в породах, существенно иных, чем те, в которых встречаются строматолиты, потому что известняк с *Newlandia* отличается темным цветом и тонкостью зерна; отсутствие же в нем таких типичных строматолитов, как *Collenia*, говорит о фации, может быть более глубоководной, чем та, в которой отлагались водорослевые, обычно доломитовые, более грубые известняки. Если принять животное происхождение *Newlandia*, то вполне логично и естественно объясняется нахождение этих ископаемых в более

<sup>1</sup> В Восточном Забайкалье в 1937 г. И. И. Катусенком были найдены в предположительно кембрийских известняках известковые образования, которые в сечении представляли собой секторы диска с концентрической слоистостью. Каждый слой, толщиной 2—3 мм, имеет четкие границы. Слои располагаются на равном расстоянии друг от друга. Характер слоев напоминает слоистость в кремне. Я отнес эти образования к неорганическим образованиям, близким к тем, которые изучены J. Pía.

глубоких фациях, в то время как все строматолиты являются чрезвычайно мелководными.

Таким образом мы видим, что определение, описание и использование проблематических ископаемых из древних немых толщ, в том числе и строматолитов, является довольно сложной проблемой, сейчас еще недостаточно проработанной. Для выяснения множества вопросов, предьявляемых палеонтологу в связи со стратиграфией нижнего палеозоя и докембрия, потребуется еще много работы и сборов со специальными задачами чисто палеонтологического характера. Так, например, чрезвычайно важно окончательное выяснение животного, растительного или неорганического происхождения *Newlandia*, которая в дальнейшем, может быть, явится протерозойским руководящим ископаемым. Но пока даже этот вопрос остается неразрешенным, а в связи с ним и стратиграфия кембрия и докембрия в Западной Сибири пока является спорной.<sup>1</sup>

#### БИБЛИОГРАФИЯ

- Краснопеева П. С. Об альгонкской флоре в Саралинском районе Западной Сибири. — Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, 1933, № 4, 19.
- Её же. Водоросли и археоциаты древнейших толщ Потехинского планшета Хакасии. — Мат. геол. Красноярск. края, 1937, № 3.
- Маслов В. П. Нижнепалеозойские пороодообразующие водоросли В. Сибири. Пробл. палеонт., 1937, 2—3.
- Маслов В. П. Род *Collenia*. — Пробл. палеонт., 1939, 5.
- Сьюорд А. Ч. Века и растения. Перевод под ред. А. Н. Криштофовича. 1936.
- Градлеу W. H. Algae reefs and oolites of the Green River Formation. — U. S. Geol. Surv. Prof. Papers, 1923, 154—g.
- Clarke J. M. The water Biscuit of Squaw Island Canandaigna lake. — Bull. N. Y. St. Mus., 1900, 8, № 37.
- Mawson D. Some S. Australian algal limestones in process of formation. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1929, 85.
- Pia J. Algen und Pseudoalgen aus der spanischen Trias. — Abh. Heidelberg. Akad. Wiss. Math.-nat. Kl., 1935, 22.
- Seward A. C. Plant life through the ages. Cambridge. 1933.

V. P. MASLOV

### ON THE PROBLEM OF STROMATOLITES AS INDICATORS OF GEOLOGICAL AGE

#### SUMMARY

The author dwells on the possibility of determining the age of rocks with the aid of stromatolites and oncolites. To exemplify widespread oncolites the author makes use of the «genus» *Osagia*, and investigates the nature and origin of these structures. The author's conclusions as to the stratigraphic significance of this «genus» are pessimistic, since the specific features are most indistinct which results in the description of typical oolites by some investigators as the Osagian oncolites. Another, not less widely ranging group of stromatolitic concretions united under the name of *Collenia*, exhibits more distinct «specific» features, but the subdivision of this genus into a large number of genera is unreasonable. Previously the stromatolites of the same origin and nature, but of different ages were described under different names; thus *Collenia* was mainly a Pre-Cambrian stromatolite, *Cryptozoon* a Cambrian one, and *Gymnosolen* a Silurian one. However, some *Collenia* are very close

<sup>1</sup> С таким выводом совершенно нельзя согласиться, так как разграничение кембрия и протерозоя в Западной Сибири и на юге Средней Сибири производится в настоящее время на основании наличия углового несогласия между заведомо кембрийскими отложениями (с археоциатами) и более древними свитами, естественно относимыми к протерозою. Прим. ред. — А. Ч.



to *Gymnosolen* and *Cryptozoon*, and, *vice versa*, individual species of *Collenia* differ more distinctly from each other than those of *Cryptozoon*. Since the species of *Collenia* are very close to each other, the separation of new genera out of them is a task of future time and calls for special study. At present it may be stated that some species may probably serve as guide fossils, which permits to entertain hopes for a positive solution of the question in future.

In conclusion the author dwells upon some problematic structures, in particular on *Newlandia*. The author finds that *Newlandia* described by J. Pia from the Triassic of Spain are not typical *Newlandia* since they possess no radial lamellae-septa and are inorganic in origin. It would be difficult to account for the origin of real *Newlandia*, known from the Pre-Cambrian of Mountainous Shoria (Western Siberia), by the life activity of blue-green algae. It is easier and simpler to explain their nature by the life activity of animals, perhaps of hydroactinia. The same should be stated with regard to other «stromatolites» with half-closed or closed cavities, as *Camasia spongiosa* Walcott. This assumption is in good agreement with the fact that *Newlandia* in Siberia occurs in fine-grained limestones, *i. e.*, sediments occurring probably in deeper water and it is never found together with typical stromatolites which are always shallow-water forms.

The author reserves for *Newlandia* the significance of a Pre-Cambrian fossil.

Translated by A. Brashnina

---

М. Ф. НЕЙБУРГ**СТРАТИГРАФИЯ КУЗНЕЦКОГО БАСЕЙНА:**

**современное состояние вопроса и значение кузнецкого разреза для стратиграфии континентального верхнего палеозоя Северной Азии**

Многочисленные материалы, позволившие нам составить более правильное представление о стратиграфии угленосных отложений Кузнецкого бассейна, добыты, главным образом, за последние 10—12 лет в связи с промышленным его освоением. Эти новые данные, полученные совместными усилиями стратиграфов-палеонтологов и геологов-разведчиков, внесли дополнения и исправления в различные вопросы, касающиеся стратиграфии. Основными вопросами, получившими более правильное освещение по этому предмету, являются выяснение возраста и состава ископаемой флоры, установление последовательности ее развития и, следовательно, установление правильной последовательности заключающих эту флору отложений, выделение опорных фито-стратиграфических горизонтов. На основе этих данных произведено более уверенное сопоставление разрозненных разрезов и отдельных месторождений на площади Кузбасса с дальнейшей попыткой, в соответствии с этим, определения стратиграфического положения сходных по происхождению угленосных отложений других районов вне этого бассейна.

В настоящем очерке нет возможности сколько-нибудь детально останавливаться на всех данных, разработка которых в конечном счете породила ряд стратиграфических схем, значительно различающихся между собой, как видно из табл. 1. Здесь можно только отметить некоторые особенности флоры (и фауны), характер разногласий в вопросе возраста и подразделения отложений и, наконец, данные о приложимости разреза Кузнецкого бассейна к угленосным отложениям других районов Сибири в вопросах сравнительно-стратиграфической корреляции.

В пределах Кузнецкого бассейна угленосные отложения подстилаются морскими осадками нижнего карбона, который представлен турнейским ярусом и низами визейского (зона *Seminula*). Отложения этого нижнего карбона в вертикальном их распространении снизу вверх указывают на постепенное и все большее обмеление моря. Если в нижней половине этих нижнекаменноугольных отложений наблюдается развитие значительных толщ сплошных известняков с многочисленной фауной, то стратиграфически выше, в пределах визейской части, известняки, уменьшаясь в мощности и загрязняясь глинистым материалом, постепенно заменяются зеленовато-серым известковистым песчаником и аргиллитом, проявляясь среди тех и других в виде линз и тонких прослоек, местами лишенных фауны. Вместе с тем, если на восточной окраине бассейна в верхних горизонтах нижнего карбона известняки почти отсутствуют, то на северо-западной окраине бассейна известняки в то же время играют еще значительную роль.

## Схемы стратиграфического подразделения угленосных

Свиты по Бутову и Яворскому (лугунинская схема) и основное соотношение этих свит с последующими схемами	Лугунинская схема с поправками геологов Кемеровского р-на (по Фомичеву) 1929—1935	По Нейбург, 1929—1939				По Завидов, 1930—	
		Свиты	Подсвиты	Горизонты	Возраст	Свиты	Подсвиты
H <sub>7</sub> — собственно конгломератовая + H <sub>5</sub> и H <sub>6</sub> юго-вост. и центр. частей бассейна	Юра	III <sub>2</sub>		(С углями)	J <sub>1</sub>		Кемеровский р-н
H <sub>3</sub> — H <sub>4</sub> — подкемеровская и кемеровская в их проявлениях в юго-зап. части бассейна. + H <sub>5</sub> и H <sub>6</sub> — Крапивинского р-на	Верхняя или кольчугинская свита (с углями)	III <sub>1</sub>		(без углей?)	T		
H <sub>2</sub> — собственно безугольная в ее проявлениях в юго-зап. части бассейна. + H <sub>5</sub> и H <sub>6</sub> Кемеровского и Крапивинского р-нов	Пустопорожняя (бузнецкая) свита (без углей)	II	II <sub>2</sub>	Верхние продуктивные ----- Средние продуктивные ----- Нижние продуктивные	P	Кольчугинская	Иньская (с углями)
H <sub>1</sub> — белая свита	Верхняя часть свиты (с углями)	I	I <sub>2</sub>	Ягуновские ----- Ишановские ----- Промежуточные ----- Альмаевские ----- Мазуровские	Верхний отдел карбона		Замедленные осадкообразования или перерыв
H <sub>0</sub> — непродутивная часть	Непродутивные слои — Евсеевская подсвита (без углей)	I <sub>1</sub>		(без углей)	C <sub>2</sub> -I-C <sub>3</sub>	Томская	Давыдовская (с углями) ----- Старобалаховская (с углями)
							и др. ----- Остроговская свита (с углями)

Морской нижний карбон (турни)

<sup>1</sup> Свиты H<sub>5</sub> — надкемеровская и H<sub>6</sub> — красноярская потеряли свое самостоятельное значение, так как относительны к H<sub>1</sub>.

<sup>2</sup> Отложена верхняя часть кольчугинской свиты в схеме Халдова, по моему мнению, не отражены.

Таблица 1

## Отложенный Кузнецкого бассейна и их сопоставление

всего 1937			По Хохлову, 1932—1937			Схема, предложенная Яворским на конференции 1934 г. с уточнениями 1936 г.							
Кольчугинский р-н, Присалаирская полоса, Кузнецкий р-н			Свиты	Ярусы	Возраст	Свиты	Подсвиты	Возраст	Наибольшая мощность в м				
			Юрская	Колчезас- ский Барачат- ский	Сред. и Нижн. Юра	Конгломе- ратовая		J <sub>1</sub>	600				
Кольчугинская	Иньская (с углями)	Верхняя пермь	Кольчугинская	2	P <sub>1</sub>	Мальцевская	Кольчугинская	T <sub>3</sub>	Не менее 350				
										Абашев- ский	Брунаков- ская	P <sub>2</sub>	3300
										Тарбаган- ский	Ильинская		
										Ильинский			
	Ульгинская (без углей)		Верхне-про- копьевская			Безугольная	Краснояр- ская		2800				
				Верхний		Кузнецкая							
Абинская	Порывайская свита	Средняя пермь	Прокопьев- ская	Средний	C <sub>3</sub>	Балахонская		P <sub>1</sub>	2600				
										Нижний			
										Верхний			
										Средний			
	Абинская свита		Нижне-про- копьевская	Нижний									
Том- ская	Давыдовская	Нижняя пермь	Балахоп- ская	Алчедатовский	C <sub>2</sub>								
				Центральный									
	Перерыв		Кумзасская										
		C <sub>2</sub> + C <sub>3</sub>											
	(без углей) карбон		Нижний карбон			Острогольская		C <sub>3</sub>	600				

Нижний визе — зона Seminula)

ним отложена оказалась принадлежащими другим свитам.



Это позволяет высказать предположение об отступании моря в западном или северо-западном направлении.

Разрез собственно морского нижнего карбона заканчивается в бассейне пизами виле, на горизонтах которого со скрытым несогласием залегают вышележащие угленосные отложения, дислоцированные согласно с подстилающей толщей нижнего карбона.

За нижнюю границу угленосной серии осадков бассейна обычно принимают линзы конгломерата или зону конгломератов, довольно постоянно выраженную и залегающую между нижнекаменноугольными и угленосными отложениями в различных точках по окраинам бассейна, а также и вне его.

Этот конгломерат или конгломераты, несомненно, указывают на некоторый перерыв в отложении осадков между нижним виле и вышележащими угленосными отложениями. Некоторые исследователи, в частности Ротай (1938), придают этому перерыву большую амплитуду, соответствующую по времени верхней половине нижнего карбона, всему среднему и значительной части верхнего. По моим представлениям, этот перерыв в пределах Кузнецкого бассейна не был столь значительным и ограничивается, возможно, верхами виле, так как по крайней мере флора, встречающаяся сразу выше конгломерата, в низах угленосной толщи, если не нижнекаменноугольная, то во всяком случае еще нижнекаменноугольного облика. Что же касается находимой в этих же горизонтах морской брахиоподовой фауны, то она, повидимому, представлена каким-то трудно поддающимся возрастному определению комплексом, так как в отнесении ее к верхнему карбону в узком смысле (стефанин), — что и заставляло настаивать на указанном перерыве, — в настоящее время уверенности не чувствуется и у Ротая, обработавшего эту фауну.

Выше указанных конгломератов собственно угленосные отложения представляют колоссальную толщу осадков, мощность которых выражается примерно в 10 250 м. Эта мощность рассматривается как некоторая максимальная и приблизительная, так как, с одной стороны, более точный подсчет может быть произведен только на основании сопоставления данных детальной съемки, имеющейся сейчас лишь для небольшой части бассейна, с учетом тектоники, а с другой, одни и те же части разреза, хотя бы и принадлежащие одной фации, могут быть различной мощности в разных участках бассейна. Следовательно, мощность всей толщи для различных его районов может оказаться не одинаковой.

Угленосные отложения бассейна сложены довольно однообразными породами. Они представлены серыми, желтовато-серыми и зеленовато-серыми песчаниками и глинистыми сланцами и аргиллитами с подчиненными этим породам пластами каменного угля и углистого сланца, прослоями мергелей и сферосидеритов, а также линзами конгломератов, которые играют заметную роль в составе угленосной толщи, в особенности в юго-восточной окраине бассейна.

Вся толща осадков бассейна от конгломерата вверх делится мною на четыре свиты — I, II, III<sub>1</sub> и III<sub>2</sub>. Каждая из этих свит характеризуется своим составом флоры (и фауны), который в основном сообществе своем, за исключением, быть может, отдельных представителей, не повторяется в соседней свите. Породы данной свиты, вмещающие растительные остатки и фауну, также представляют нечто целое: свита обычно в основании сложена грубоосадочными породами, которые вверх по свите начинают подчиняться глинистым породам с пластами угля. Таким образом, свита охватывает комплекс отложений, образовавшихся в течение промежутка времени, начало которого было ознаменовано усилением положительных движений суши, вызвавших понижение базиса эрозии и, как результат этого, интенсивный размыв повышенных участков с быстрым сносом продуктов размыва. По мере выработки некоторого профиля равновесия в понижения

или в котловину на ряду с грубоосадочным материалом начинает сноситься и более тонкий глинистый материал; наконец, в отдельные моменты возникают условия, благоприятные для образования торфяников. Однако вследствие более мелких колебательных движений при общем опускании площади накопления осадков, накопление торфяников периодически прерывалось погружением их под уровень воды и заносом песчано-глинистым материалом. Таким образом, верхняя часть свиты характеризуется интенсивным углеобразованием, и лишь новое усиление положительных движений прерывает его надолго, обеспечивая накопление грубозернистого материала низов вышележащей свиты. Явления, вызывавшие процессы интенсивного размыва суши и накопления терригенных осадков конечно влекли за собой параллельно и достаточно заметные, хотя и постепенные, изменения климата, топографии, влажности, почвы. Словом, изменения в условиях обитания растений как в пониженной водной или заболоченной среде, так и на суше, и, следовательно, основные этапы в развитии растительности должны совпадать в той или иной степени с литологическими границами между свитами.

Таким образом, каждая свита выражает один большой цикл осадкообразования, включающий одну фазу углеобразования.

Однако следует оговориться, что отмеченная закономерность или «цикличность», которая (хотя и второстепенного значения), вероятно, будет подмечена при более детальных исследованиях также внутри этих основных циклов, хорошо выдерживается в пределах палеозойских свит I и II (карбон, пермь). Но в свите III<sub>1</sub> (триас) осадкообразование повидимому не дошло до стадии накопления угля и было прервано первой доказательно отмечаемой в районе фазой тектогенеза, когда вся угленосная толща бассейна была дислоцирована; затем, подвергшись размыву, она была перекрыта отложениями свит III<sub>2</sub> юрского возраста, в которой выражена третья фаза углеобразования, но не приуроченная к определенной части свиты.

Это пояснение о содержании свит в связи с характером накопления осадков в условиях Кузнецкого бассейна необходимо сделать потому, что в этой однообразной, согласно пластуемой толще отложений, которая всегда представляла большую трудность в отношении ее подразделения и стратиграфической корреляции, отсутствуют какие-либо маркирующие или другие характерные устойчивые горизонты, позволяющие в других районах более четко проводить и протягивать границы между стратиграфическими элементами.

Не наблюдается также и видимых перерывов в напластовании пород, которые более или менее постепенно переходят одни в другие; только в некоторых случаях резкая смена фаций, изменение характера флоры и некоторые другие признаки допускают предположение о скрытых перерывах или скрытом несогласии, как, например, между свитами I и II, II и III<sub>1</sub>.

В силу всего сказанного границы между свитами, а тем более внутри свит, являются условными: их приходится нащупывать по изменению флоры и фауны, учитывая и изменения пород, при постоянной проверке одних данных другими.

Указанные две свиты, т. е. I и II, по признакам второстепенным, литологическим делятся каждая на две подсвиты: I<sub>1</sub> и I<sub>2</sub>, II<sub>1</sub> и II<sub>2</sub>. При этом в подсвитах I<sub>1</sub> и II<sub>1</sub> выделяются лишенные углей и представленные грубозернистыми осадками нижние части каждой свиты или цикла; в подсвиты же I<sub>2</sub> и II<sub>2</sub> включаются соответственно верхние, собственно-продуктивные части каждой свиты. В этих непродуктивных подсвитах I<sub>1</sub> и II<sub>1</sub> растительные остатки крайне скудны и спорадичны; зато в верхних, продуктивных подсвитах I<sub>2</sub> и II<sub>2</sub> они очень обильны и позволяют в пределах этих подсвит

в одних случаях установить, а в других пока лишь наметить второстепенные растительные комплексы, характерные для тех или иных пачек пород, или «горизонтов».

При этом следует подчеркнуть, что в эти флитостратиграфические горизонты объединяются пачки пород значительной мощности, до 500 м и более. Конечно, такое стратиграфическое деление нуждается в большей детализации, но приступить к ней не позволяет еще ни современная изученность растительных остатков бассейна, ни изученность его стратиграфии. Границы между этими сравнительно более мелкими подразделениями — горизонтами — весьма условны, так как при постепенном развитии флоры отдельные элементы комплексов, характеризующих те или иные горизонты, заходят то выше, то ниже. Поэтому невозможно провести точную и общую для всего бассейна границу между горизонтами, в особенности на основании иногда отдельных видов. Но установление таких горизонтов, охарактеризованных растительными остатками, важно уже хотя бы потому, что они дают возможность производить корреляцию удаленных отдельных разрезов и определять их относительное положение в общей стратиграфической колонке бассейна.

В связи с накоплением новых материалов, главным образом по флоре, естественно подвергся критике и получил иное толкование и вопрос возраста угленосных отложений бассейна — вопрос, которого я здесь коснусь также лишь в самых общих чертах.

Прежде всего окончательно разрушен взгляд об одновозрастности этих отложений, охватывающих на самом деле амплитуду во времени от карбона до юры включительно. Но все же, если ясен вопрос о принадлежности к юре (к нижней, а возможно и к средней юре) свиты III<sub>2</sub>, если принадлежность к триасу свиты III<sub>1</sub> также доказана по флоре и фауне и необходимы лишь более обильные материалы, чтобы уточнить принадлежность ее к той или иной части триаса, то вопрос о возрасте верхнепалеозойских свит бассейна, в особенности нижней из них, вызывает много споров.

Кузнецкая серия осадков лишь в самых нижних своих горизонтах содержит нормальную морскую брахиоподовую фауну, тогда как выше лежащие горизонты изобилуют, главным образом, фауной пелеципод и остракод угнетенно-морского, солоновато-водного и пресноводного облика, и оригинальными растительными остатками. До последнего времени верхнепалеозойскую флору Кузнецкого бассейна (а прежде всю флору в целом) относили к флоре гондванского типа. Но позднейшими данными это не подтверждается, так как в кузнецкой флоре количество отдельных элементов, сходных с гондванской флорой, не больше, чем сходных с флорой Китая и Кореи, и не меньше, чем с флорой Западной Европы и северо-востока Европейской части Союза. В настоящее время известно около 180 видов растений, характеризующих верхний палеозой Кузбасса; но конечно состав флоры далеко еще не полностью этим выявлен для этой мощной толщи осадков, и пока что отдельные сходные с другими флорами элементы тонут в массе особых новых форм. Эти особые формы придают кузнецкой флоре своеобразный состав, — тот состав, который распространяется на верхнепалеозойские флоры северо-западной Монголии, отчасти Северного Казахстана, Минусинского и Тунгусского бассейнов. Таким образом, к Кузбассу не применимы те стратиграфические возрастные стандарты, которые разработаны на основании европейской морской фауны и флоры. Короче говоря, для решения вопроса о возрасте угленосных отложений верхнего палеозоя мы лишены тех отправных пунктов, от которых исходят, например, в вопросах возраста отложений Донбасса. Таким отправным пунктом в Кузнецком бассейне могла бы служить вышеупомянутая морская брахиоподовая фауна низов

угленосной толщи; но, к сожалению, и она не оправдала возлагавшихся на нее надежд, так как, по существующим взглядам, возраст ее в последнее время колеблется от нижнего карбона до нижней перми. Попытки сравнения кузнецких пелеципод с английскими, донецкими, китайскими и тому подобными карбоновыми или пермскими формами также не приводят исследователей к единой точке зрения на возраст палеозойской части угленосных отложений бассейна. Очевидно, для решения вопроса возраста как по фауне, так и по флоре нужно исходить из иных установок, нежели сравнение с уже известными типами, которые вместе с тем не должны игнорироваться, если они существуют; но нельзя придавать им в наших условиях того узкого возрастного значения, которое они имеют в своих первоначальных местонахождениях.

Рассматривая верхнепалеозойскую флору Кузбасса и подобную ей, как флору, принадлежащую особой провинции, которую Криштофович предложил называть Кузнецкой провинцией Тунгусской ботанической области, развивавшуюся в условиях умеренного климата, о чем высказывались и другие наши исследователи, я за исходный момент во времени принимаю взаимоотношения кузнецкой флоры с более древними флорами, отмечая дальнейшие моменты во времени соответственно основным этапам в развитии флоры Кузнецкой провинции. Взаимоотношения этой флоры с более древними таковы, что мы не имеем оснований отрывать флору подсветы  $I_2$  Кузбасса от той флоры, еще нижнекаменноугольного облика, которая встречается в низах подсветы  $I_1$  и которая носит уже новые элементы флоры, господствующие в подсвете  $I_2$ .

Флора нижней палеозойской свиты Кузбасса (свита I) представлена комплексом, в котором вымирающие лепидофиты сменяются кордаитами, на фоне которых развиваются многочисленные другие характерные группы. Своего расцвета кордаиты достигают в верхах свиты I, после чего, уменьшаясь в количестве, они обнаруживают упадок в развитии. Вместе с тем только именно с низов подсветы  $II_1$ , т. е. со второго цикла осадкообразования, появляются представители общераспространенного пермского рода *Callipteris* с целым рядом сопутствующих новых элементов флоры уже пермского облика. Таким образом, флору свиты I, как флору, связанную своими корнями с комплексом флоры нижнекаменноугольного облика, я отношу к верхнему карбону в широком смысле; соответствует ли она по времени только стефанской или окажется также синхроничной отчасти вестфалу, решить сейчас невозможно за отсутствием данных.

Собственно-пермская флора начинается с низов свиты II.

Желание подразделить мощную толщу осадков свиты II, заключающих эту флору, на нижнюю и верхнюю пермь естественно, но пока палеонтологически не обосновывается.

Не касаясь юрских отложений, которые теперь признаются всеми, в отношении триаса я только отмечу, что острая критика, развернутая Хахловым (1938, 8), в частности против моих определений и рассуждений, устанавливающих триас в Кузбассе, не убедила меня в отсутствии триаса в этом бассейне. Хахлов почему-то решил, вопреки систематике насекомых, что жуки и прямокрылые — одно и то же; на этом им самим созданном недоразумении он и построил свою критику, которая, таким образом, является несостоятельной. Хахлов не соглашается также с моими определениями растительных остатков, как триасовых; но сейчас имеются новые материалы, не опровергающие, а подтверждающие такое мое заключение.

Переходя к краткому сравнительному обзору схем подразделения отложений бассейна (см. табл. 1) по различным авторам, следует отметить, что принципиально отличной от других является схема Залесского. Он считает, что разрезы угленосных палеозойских отложений юга и севера бас-



сейна различны, благодаря наличию в разрезе юга, запада, а теперь и востока, особой абинской (порывайской) свиты, будто бы отсутствующей, в сущности говоря, только в Кемеровском районе, где соответствующие ей отложения заменяются замедлением осадкообразования или перерывом. Но последнее не соответствует действительности, так как мною по растительным остаткам доказано, что абинская свита Залесского (отчасти прокопьевская и нижнепрокопьевская Хахлова) сопоставляется с верхней частью (горизонты промежуточные — ягуновские) подсвиты I<sub>2</sub>, в частности кемеровского разреза. Кроме того, Залесский начинает угленосные отложения не с конгломерата, как прежде, а собственно с первого угольного пласта рабочей мощности, т. е. с низов продуктивной части балахонской свиты Лутугина, выделяя непродуктивные низы в особую острогскую свиту, что принял и Яворский и, повидимому, Хахлов, обозначивший ее «нижним карбоном».

Такой отрыв непродуктивных низов свиты от продуктивных является нелогичным с точки зрения развития флоры; указываемый же Залесским между этими частями перерыв ничем не доказан. Мезозойских отложений Залесский не касается.

Существенным отличием схемы Хахлова на данный момент является отнесение песчано-глинистых низов безугольной свиты Лутугина (кузнецкая подсвита Яворского) полностью к верхам нижележащей угленосной свиты. Перемещение верхней границы последней свиты несколько выше, за счет низов подсвиты II, мною частично намечается соответственно имеющемуся материалу по растительным остаткам и фауне; но для перемещения этой границы в том объеме, как это намечается Хахловым, пока данных не приведено. Кроме того, как мне кажется, в схеме Хахлова не отражены средние и верхние продуктивные горизонты кольчугинской свиты, так как его тарбаганский и абашевский ярусы, повидимому, отвечают лишь нижним продуктивным горизонтам указанной подсвиты, если, конечно, названия ярусам даны по разрезам у дер. Абашевой и в Тарбаганском Камне по р. Томи выше г. Кузнецка, о чем приходится лишь догадываться, впредь до расшифровки этих ярусов самим автором.

В остальном схемы различных авторов отличаются сейчас, главным образом, толкованием объема свит и их более или менее дробным подразделением. Триасовые отложения выделяются пока только в схемах моей и Яворского. Поражает, конечно, и простота названий свит и их подразделений у различных авторов. В одних случаях разные названия скрывают одинаковое содержание; в других случаях, что особенно нецелесообразно, одно и то же название применяется к различному содержанию. Так, например, к настоящему моменту существуют три балахонские свиты различного содержания: 1) балахонская свита в первоначальном смысле Лутугина, как это название и применено в схеме геологов Кемеровского района; 2) балахонская свита Хахлова, являющаяся лишь частью одноименной свиты Лутугина; 3) балахонская свита Яворского, равная верхней продуктивной части балахонской свиты Лутугина. Необходимость сохранения этого названия некоторыми мотивируется тем, что оно привилось в практике; но в той же практике при употреблении названия «балахонская» свита неизбежно будет возникать вопрос, в каком объеме это название употребляется в том или ином случае, и путаница понятий при этом неизбежна. Существуют также две свиты кольчугинские: одна в первоначальном, узком смысле Залесского и другая в позднейшем, более широком объеме.

Разрез угленосных отложений Кузбасса, охватывающий столь длительный промежуток времени, по своей полноте, по сравнительному обилию палеонтологической документации и по лучшей за последние годы изученности может быть признан классическим и исходным при изучении анало-

гичных образований в других районах Северной Азии, так как, несмотря на некоторые разногласия в вопросе возраста, достигнуто самое основное: установлена последовательность развития органического мира, в частности флоры, а на основе этого отдельные отрезки данного, столь мощного разреза уложены в их стратиграфической последовательности. При этом оказывается, что, в то время как в Кузнецком бассейне при разнообразных физико-географических условиях в различные отрезки времени шло накопление как будто непрерывной толщи угленосных отложений, в других, сопредельных с ним районах, отложения, синхроничные тем или иным свитам либо частям их, или не отлагались вовсе, или, отложившись, были затем смыты в тех районах, которые в тот или иной момент служили источником сноса терригенного материала; в таких случаях последующие отложения оказываются отделенными от подстилающих осадков перерывом той или иной амплитуды.

К настоящему моменту имеется ряд примеров, иллюстрирующих последнее. Так, в Канском бассейне, а также в южной части Тунгусского бассейна (в бассейне р. Ангары) угленосные отложения, заключающие элементы флоры, которые встречаются не выше мазуровских и алыкаевских горизонтов подсвиты  $I_2$  в Кузбассе, залегают на силуре, тогда как севернее, а именно в нижнем течении р. Нижней Тунгуски, на силуре оказываются залегающими местами более высокие горизонты, охарактеризованные флорой верхней половины подсвиты  $I_2$ , а также подсвиты  $II_2$ . Эти последние соображения, ранее высказанные мною на основе ревизии определений И. Шмальгаузена, сейчас подтверждаются данными Радченко и Шведова (1939), обработавшими новые обильные материалы из Тунгусского бассейна. Данные Шведова вносят существенные коррективы в ту стратиграфическую схему, которую дает для Тунгусского бассейна Хахлов (1937).

Известны также верхнепалеозойские растительные остатки из Горного Алтая — из района Телецкого озера и из Курайской степи, — где угленосные отложения, заключающие эти остатки, характерные для кольчугинской свиты (по определению Хахлова) в первом случае и для алыкаевских горизонтов подсвиты  $I_2$  во втором, лежат на девоне. Факты эти конечно нуждаются в проверке, как в отношении условий залегания пород (контакт между угленосными осадками и девоном в указанных районах может быть и тектоническим), так и в отношении правильности сопоставления с кольчугинской свитой Кузбасса отложений из района Телецкого озера, слабо палеоботанически охарактеризованных.

Флора, описанная с южных отрогов Калбинского хребта Чирковой (Tchirkova, 1937, 11) свидетельствует о присутствии там угленосных отложений, синхроничных вероятно нижней части подсвиты  $I_2$  Кузбасса (мазуровские и алыкаевские горизонты).

Из ближайшего к Кузбассу Горловского бассейна сейчас известны растительные остатки (по материалам геолога Станова из Ливьянского и Шадринского месторождений), указывающие на развитие там отложений, синхроничных промежуточным — ягуновским горизонтам подсвиты  $I_2$  Кузбасса.

Даже такое удаленное месторождение, как Сучанское на Дальнем Востоке, в части его, охарактеризованной флорой, может быть сопоставлено с определенной частью кузнецкого разреза. Именно растительные остатки, известные из верхней песчано-сланцевой толщи этого месторождения, не по видовому составу, а по типу всего комплекса позволяют говорить о наличии здесь аналогов продуктивных горизонтов подсвиты  $II_2$  Кузнецкого бассейна.

Континентальные отложения верхнего палеозоя известны по ряду разрозненных выходов из сопредельных районов северо-западной Монго-

лии. Те из них, которые охарактеризованы растительными остатками, довольно уверенно могут быть сопоставлены с разрезом Кузбасса. Так, местонахождение флоры близ оз. Ачиту-нор (рч. Хубин-гол), известное по сборам Клеменца и дополненное новыми материалами геолога монгольской экспедиции Академии Наук Лебедевой, включает растительные остатки, позволяющие говорить о развитии там отложений, синхроничных мазуровским и алыкаевским горизонтам подсвиты  $I_2$  Кузбасса. Однако новые материалы геолога той же экспедиции Сизовой с северных отрогов Монгольского Алтая (хребет Сутай-ула) позволяют сопоставлять породы, заключающие растительные остатки, с промежуточными — ягуновскими горизонтами той же подсвиты Кузнецкого бассейна.

Если к детальному сопоставлению угленосных отложений указанных районов с разрезом Кузнецкого бассейна приходится подходить еще с большой осторожностью по причине того, что для этих районов отсутствуют нормальные разрезы, более или менее достаточно флористически охарактеризованные, то положение в стратиграфической колонке угленосной толщи Минусинского бассейна определяется довольно хорошо.

Изучение последовательности развития верхнепалеозойской флоры в разрезе Минусинского бассейна приводит к заключению, что комплексы флоры, характерные для тех или иных горизонтов свиты I Кузбасса, удерживаются и для Минусинского бассейна. Согласно моим исследованиям, в этом последнем бассейне представлены только угленосные отложения, синхроничные свите I Кузбасса. При этом содержащие уголь свиты конгломератовая и черногорская Минусинского бассейна сопоставляются мною с непродуктивной частью свиты I Кузбасса, т. е. с подсвитой  $I_1$ ; лишняя же углей свита безугольная и содержащая угли белоярская первого бассейна сопоставляются соответственно с продуктивными мазуровскими и алыкаевскими горизонтами подсвиты  $I_2$  второго бассейна. Выше белоярской свиты имеется серия отложений, еще плохо выявленных и слабо палеоботанически охарактеризованных (свита нарылковская), которые вероятно будут отвечать верхней части подсвиты  $I_2$  в пределах горизонтов промежуточных — ягуновских Кузбасса.

Такое мое сопоставление разрезов Кузбасса и Минусинского бассейна не совпадает с тем, которое предложено Хахловым. Объясняется это вероятно, главным образом тем, что сопоставление последнего автора произвольно, так как свиты минусинского разреза не подкреплены свойственными им растительными остатками; приводимый же этим автором список форм для Минусинского бассейна включает элементы различных свит этого последнего и потому не может служить для целей дробной корреляции.

Как видно из сопоставления разрезов этих двух бассейнов, отдельные моменты углеобразования в пределах этой общей для обоих бассейнов фазы его не совпадают; кроме того, в частности в Минусинском бассейне углеобразование началось несколько раньше, чем в Кузбассе.

Это становится понятным, если мы вспомним, что район Минусинского бассейна был раньше покинут морем, чем Кузбасс, и континентальная жизнь там началась тогда, когда в Кузбассе еще существовали остаточноморские условия. Несмотря на то, что отдельные моменты углеобразования в том и другом бассейнах не совпадали, общее направление угленакопления повидимому было сходно, т. е. я имею в виду усиление угленакопления снизу вверх, выразившееся в увеличении в этом направлении мощности угольных пластов, как это подмечено в Кузнецком бассейне в ряде месторождений — Кемеровском, Прокопьевском, Сибергинском и др. В Минусинском бассейне, если в нижних свитах пласты не превышают 2—3 м, то в верхней нарылковской свите в Калягинских коях пласты достигают 9—10 м. Такая последовательность в угленакоплении едва ли является

случайностью. Она скорее похожа на закономерность, которая, быть может, выражает направление развития углеобразования в пределах рассматриваемого геологического отрезка времени не только в Кузнецком и Минусинском бассейнах, но и в других районах Сибири, занятых аналогичными отложениями. Эта закономерность, если бы ее удалось подтвердить на большем количестве примеров, могла бы иметь руководящее значение для промышленных разведок на уголь в новых районах.

Приведенные немногие примеры с очевидностью показывают, что с разработкой стратиграфии Кузнецкого бассейна появился тот опорный для континентальных отложений верхнего палеозоя Северной Азии разрез, который отсутствовал до последнего времени. Наличие этого опорного разреза теперь позволяет (при условии, конечно, сносной палеоботанической характеристики) более дифференцированно определять относительное стратиграфическое положение тех разрозненных выходов угленосных отложений, которые до сих пор у нас в лучшем случае относились к «пермокарбону» и чаще к «ангарской серии» вообще.

Табл. 2 является первой, конечно несовершенной (в меру имеющегося большей частью случайного материала), попыткой стратиграфического сопоставления с кузнецким разрезом разрозненных выходов верхнего палеозоя Северной Азии, охарактеризованных флорой кузнецкого типа.

Институт геологических наук АН СССР

Ноябрь 1939 г.

#### БИБЛИОГРАФИЯ

- Залесский М. Д. Пермские растения с р. Малой Сицы в Сучанском районе. — Изв. Акад. Наук, отд. мат. и ест. наук, 1929, № 2, 123—137.
- Криштофович А. Н. Ботанико-географическая зональность и этапы развития флоры верхнего палеозоя. — Изв. Акад. Наук, геол. сер., 1937, № 3, 383—404.
- Нейбург М. Ф. К стратиграфии угленосных отложений Кузнецкого бассейна. — Изв. Акад. Наук, отд. мат. и ест. наук, 1936, № 4, 469—510.
- Нейбург М. Ф. Стратиграфическое сопоставление угленосных отложений Минусинского и Кузнецкого бассейнов Сибири. — Сб., посвящ. 50-летию научн. и педаг. деят. акад. В. А. Обручева, т. 1. М., изд. Акад. Наук, 1938, 27—40.
- Ротай А. П. Стратиграфия нижне-каменноугольных отложений Кузнецкого бассейна. — Тр. ЦНИГРИ, 1938, вып. 102.
- Фомичев В. Д. К стратиграфии Кузнецкого бассейна. — Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 28.
- Хахлов В. А. О расчленении пермокарбонных отложений северо-западной части Азии. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1937, № 1.
- Хахлов В. А. К вопросу изучения триасовых отложений в Кузбассе. — Тр. Томск. гос. унив., сер. Г., 1938, 93, 147—156.
- Шведов Н. А. К стратиграфии верхнепалеозойских угленосных отложений в районе нижнего течения р. Нижней Тунгуски. — Пробл. Аркт., 1939, № 2, 62—68.
- Яворский В. И. Краткая сводка геологической изученности Кузнецкого бассейна и его угольных залежей. — Геология угольных месторождений СССР. М.—Л., Гл. геол. упр., 1936.
- Тсhиrкoвa Н. Th. Contribution sur l'extension du continent de l'Angaride. — Пробл. палеонт., 1937, 2—3, 207—233.
- Zallessky M. D. Sur une division de l'antracolithique continental du bassin de Kousnetzk d'après sa flore fossile. — Пробл. палеонт., 1937, 2—3, 103—124.



## THE STRATIGRAPHY OF THE KUZNETSK BASIN

THE PRESENT STATUS OF THE PROBLEM AND THE SIGNIFICANCE  
OF THE KUZNETSK SECTION FOR THE STRATIGRAPHY OF THE  
CONTINENTAL UPPER PALEOZOIC IN NORTH ASIA

## SUMMARY

The paper deals with the present status of our knowledge of the stratigraphy and the age problem of the coal-bearing deposits of the Kuznetsk Basin. Fundamental principles for the stratigraphic subdivision of these deposits are given. A comparative table of schemes according to different authors is given, the chief differences between these schemes being pointed out. An attempt is made (Table 2) to correlate stratigraphically the Kuznetsk section as a standard one with certain exposures of the Upper Paleozoic in North Asia characterized by the Kuznetsk type flora.

Translated by A. Brashnina

---





О. К. ПОЛЕТАЕВА**ОБ ОТЛОЖЕНИЯХ И ФАУНЕ  $Сm_3$ — $S_1^1$  В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛА-ТАУ**

(Табл. I, в конце книги на стр. 26, 27)

**ВВЕДЕНИЕ**

За последние годы в Кузнецком Ала-тау в двух самостоятельных участках была обнаружена обильная фауна трилобитов переходного возраста от  $Сm_3$  к  $S_1^1$ . Один из этих участков находится на северо-западной оконечности Кузнецкого Ала-тау в системе рр. Золотой Китат, Кожух и Тайдон. Второй участок расположен в его южной части, в Горной Шории.

Впервые на северо-западной окраине Кузнецкого Ала-тау трилобиты переходного возраста  $Сm_3$  —  $S_1^1$  были найдены Д. В. Никитиным и предварительно определены В. Н. Вебером (1926). Более обильные сборы фауны и на большем участке в том же районе были произведены в 1936—1937 гг. геологами Западно-Сибирского геологического управления А. С. Егоровым (1937), А. А. Зенковой, Ю. П. Казакевич и мною (Зенкова, 1938); все сборы предварительно были обработаны мною.

В данной статье излагаются результаты более полной обработки этой фауны и дается характеристика включающей их толщи.

**СОСТАВ ФОРМАЦИИ**

Отложения переходного возраста  $Сm_3$  —  $S_1^1$  сохранились здесь в мульде большой пологой синклиналиной складки, осложненной рядом более мелких и крутых складочек второго порядка (фиг. 1). В плане эта синклиналь имеет весьма неровное очертание с пальцеобразными выступами, вытянутыми на северо-северо-запад, согласно общему простираанию пород. Эта синклиналь сопровождается рядом мелких грабенных или мелкими останцами от некогда мощного сплошного покрова этих отложений.

Эти отложения в данном участке в основном слагаются глинистыми сланцами, обычно весьма песчанистыми и мергелистыми, в большинстве случаев реагирующими с HCl. Они нередко содержат слегка известковистые конкреции, резко выступающие на поверхности и придающие породе как бы очковую текстуру; сланцы переслаиваются с мергелями и песчаниками, в последних нередко бывают видны мелкие блестящие слюды. Породы окрашены обычно в зеленый цвет с грязно-буроватым тоном или в серый и темносерый цвета, но нередко встречается светлая зеленая и голубоватая окраска. Породы в верхнем горизонте толщи приобретают, кроме того, темнофиолетовый и темнордовый тона.

Характерной особенностью этих отложений является их слабый метаморфизм. В некоторых, наиболее слабо дислоцированных, участках глини-



стые породы представляют собой настоящие аргиллиты, почти совсем нерассланцованные, раскалывающиеся на неправильные куски с характерными вогнутыми поверхностями. Более часто они превращены в обычные глинистые сланцы, которые в местах более дислоцированных становятся тонкоплитчатыми или раздавленными, разбитыми и превращенными в мелкую почти игольчатую труху (стилолитовая отдельность).

Известковистость и слабый метаморфизм этих пород обуславливают их легкую податливость выветриванию, вследствие чего породы легко буреют и становятся пористыми, а мергелистые прослои при этом часто превращаются в яркожелтую охристую мягкую массу. Рельеф местности в местах развития данной толщи становится пониженным, сглаженным; количество и размеры обнажений сильно сокращаются.

Очень характерной чертой этих отложений является явная мелководность их образования. Об этом свидетельствует частая смена слоев, наблюдающиеся местами переметное напластование, вероятные мелкие перерывы в отложении и горизонты конгломератов.

Во многих пунктах в этих отложениях была найдена обильная фауна трилобитов, приуроченная к редким и тонким прослоям. Изучение этой фауны показало чрезвычайную сложность всей этой толщи. Из общего количества 15 точек с фауной предварительное изучение показало лишь 2—3 точки, содержащие общие формы; остальные же точки с фауной не сходны друг с другом по видовому составу. Такое несходство в некоторой степени объясняется несомненно неполнотой сборов, но в основном оно является следствием наличия многих самостоятельных фаунистических горизонтов.

По неполным сборам и предварительной обработке тех комплексов фауны, где имелись достаточно цельные определяемые формы, в данной толще выделено семь горизонтов, которые перечислены в стратиграфической таблице (табл. 1). Так как их выделение было произведено уже в камеральный период на основании изучения фауны и так как фауна в них изобилует новыми видами и все они весьма близки друг к другу по возрасту, то стратиграфическая их последовательность установлена лишь предварительно и требует в дальнейшем уточнения и подтверждения специальными полевыми работами и более полными сборами и изучением фауны.

В этой же таблице указана намечающаяся последовательность в залегании встреченных конгломератов и перерывов в отложениях, о которых более подробно будет сказано ниже, при выяснении взаимоотношений толщи с более древними формациями.

## ВОЗРАСТ

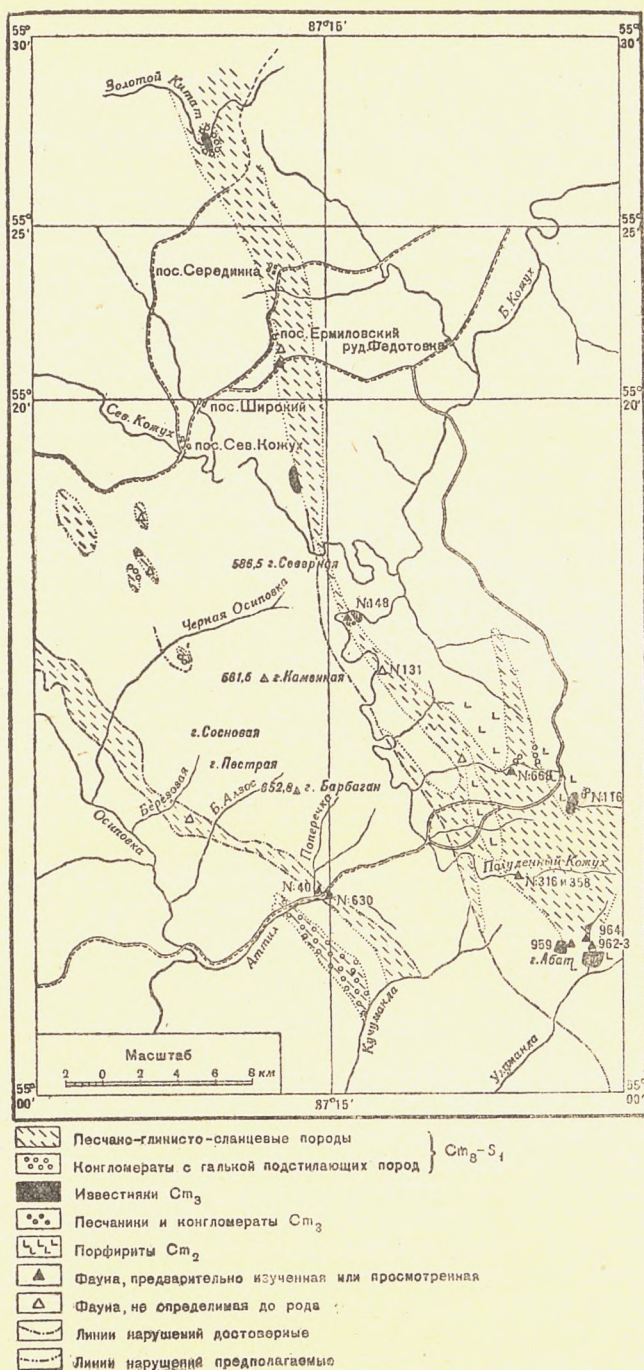
Обилие в фауне новых видов вынуждает производить определение возраста на основании родового состава. Произведем стратиграфический анализ каждого рода.

1. Новый род *Kainellina* n. gen. стоит весьма близко к роду *Kainella* Walc., известному в базальном ордовике Северной и Южной Америки.

2. Род *Harpides* Beug. и представители сем. *Cheiruridae* известны в самых верхах  $Сm_3$ , переходят в тремадок и являются провозвестниками широко распространенных силурийских и девонских родов *Harpes* Gold. и *Cheirurus*.

3. Рода *Ceratopyge* Corda и *Euloma* Ang. являются характерными тремадокскими формами; из них *Euloma* появляется в самых верхах  $Сm_3$ .

4. Сборная группа рода *Niobe* Ang. появилась в самых верхах  $Сm_3$  и достигла расцвета в тремадоке, но несколько видов этой обширной группы переходят в низы ордовика.



Фиг. 4. Карта расположения отложений  $С_{т3}$  и  $S_1^1$  на северо-западной окраине Кузнецкого Ала-тау в бассейнах рр. Тайдон, Кожух и в верховье р. Золотой Китат. Составлена А. А. Зенковой, Ю. П. Казакевич, О. К. Полетаевой в 1937 г. Масштаб 1 : 200 000

5. Род *Macropyge* St u b b l. — очень редко встречающаяся форма; известна в тремадоке Англии.

6. Род *Proceatoropyge* W a l l e r. появляется уже в нижней половине верхнего кембрия.

7. Род *Parabolinella* B r o e g. появляется в самых верхах  $См_3$ , но переступает в тремадок.

8. Род *Olenus* D a l m. имеет наибольшее распространение в низах  $См_3$ ; но он встречается также и выше, до базального ордовика включительно.

9. Семейство *Dikelosephalidae* M i l l. имеет преобладающее большинство представителей в  $См_3$ , но несколько видов его переходят также в тремадок.

10. Род *Solenopleura* A n g. до сих пор не был известен выше кембрия. Вид *S. cincta* был впервые установлен Е. В. Лермонтовой в Казахстане (устное сообщение). Близкая к ней форма обнаружена также в тремадоской фауне с р. Амзас Горной Шории.

11. *Haniva ambolti* T r o e d s. известен в  $См_3$  Восточного Тянь-шаня (Troedsson, 1937, табл. IV, фиг. 13—14).

12. *Acrocephalina armata* T r o e d s. описана там же. Необходимо при этом отметить, что в том же штуде вместе с *A. armata* Troedsson изобразил пигидий *Macropyge*, который до сих пор был известен только в тремадоке. Весьма вероятно, что горизонт с *A. armata* в Восточном Тянь-шане также относится к тремадоку.

13. Род *Pseudagnostus* J a e k. широко известен в верхнем кембрии, начиная с верхов его нижней половины.

14. *Agnostus pisiformis* L i p p. и его немногочисленные варианты до сих пор упоминались лишь в самых низах  $См_3$ . Но в 1939 г. в верхнем тремадоке р. Амзас Горной Шории мною была обнаружена форма, весьма близко стоящая к этому виду. Кроме того, Troedsson (1937) описал из верхов  $См_3$  Восточного Тянь-шаня вид *A. hedinii*, весьма близко стоящий к *A. pisiformis*. Эти находки доказывают, что варианты вида *A. pisiformis* могут иметь возраст много выше, чем низы  $См_3$ .

Палеонтологический анализ каждого горизонта в отдельности выявляет, что наибольшее количество кембрийских форм имеется в параболинелловом и китатском горизонтах. Поэтому они оба помещены в низах колонки и отмечены ближе к  $См_3$ .

### Возраст параболинеллового горизонта

Сочетание рода *Olenus* и группы вида *Agnostus pisiformis* как будто дает основание приравнивать параболинелловый горизонт к самым низам  $См_3$ .

Но, как выше было сказано, без тщательного изучения найденный здесь вариант *A. pisiformis* не может служить твердым основанием для определения возраста. Род *Olenus* имеет достаточно широкий диапазон развития, переступая даже в низы тремадока. В то же время наличие рода *Parabolinella* настоятельно указывает на верхние слои  $См_3$ .

Имеются также соображения стратиграфического порядка, которые не позволяют относить этот горизонт к самым низам  $См_3$ . Они заключаются в следующем.

1. Параболинелловый горизонт залегает в одной структуре, а именно в одной синклинали складке со всеми остальными (за исключением самого верхнего) горизонтами, в которых более ясно устанавливается близость к тремадоку. Следовательно, его возраст должен быть весьма близок с вышележащими горизонтами.

2. В Сибири известны фаунистически охарактеризованные верхнекембрийские отложения на горе Орлиной, на р. Амзас в Горной Шории, вероятно в Хараулахских горах крайнего Севера (Обручев, 1935, 222) и наконец, что самое главное, они обнаружены также в описываемом районе. Здесь



## Сводный стратиграфический разрез отложений в северо-западной части Кузнецкого Ала-тау

№	Местонахождение	Название горизонта	Сингон фауны	Возраст
7	р. Поперечка, правый приток р. Атиль близ устья	Атильский. Обн. 40 и 630 Мощный конгломерат базального облика с галькой подстилающих древних формаций	<i>Kaimellina kousnezkiensis</i> gen. et sp. n. Брахиоподы; Cystoidea; Членики криноидей	S <sub>1</sub> <sup>1</sup>
Перерыв				
6	Верховье р. Полуденный Кожух	Абатский. Обн. 316 и 358	Новый представитель сем. Cheiruridae; <i>Macropyge</i> sp.; <i>Haniva</i> cf. <i>ambolti</i> Troeds.	S <sub>1</sub> <sup>1</sup>
5	Ключ, справа вдающийся в р. Улуманду	Цератониговый. Обн. 962—3	<i>Harpides ulumandensis</i> n. sp. <i>Paraceratopyge kousnezkiensis</i> n. sp. <i>Euloma</i> sp.; <i>Niobe</i> (?) sp. Dikelocephalidae; <i>Solenopleura cincta</i> ; Lerm. <i>Macropyge</i> sp.	S <sub>1</sub> <sup>1</sup>
4	Правые притоки р. Улуманды, берущие начало выше г. Абат	Эвлёмовый. Обн. 964 и 959	<i>Euloma laevis</i> Ang. var. n. <i>kousnezkiensis</i> <i>Euloma primordialeformis</i> n. sp. <i>Acrocephalina</i> cf. <i>armata</i> Troeds. <i>Solenopleura cincta</i> Lerm.	S <sub>1</sub> <sup>1</sup>
Перерыв				
3	Правое верховье р. Полуденный Кожух	Обн. 668 Базальный конгломерат	<i>Agnostus</i> sp. Новый род из сем. Dikelocephalidae Mill.	S <sub>1</sub> <sup>1</sup>
Перерыв				
2	р. Золотой Китат близ устья р. Проезжий Мурюк и истоки р. Золотой Китат	Китатский	Род близкий к <i>Briskioia</i> Walc. <i>Agnostus</i> sp.	См <sub>3</sub> — S <sub>1</sub> <sup>1</sup>
Перерыв				
1	р. Полуденный Кожух, выше слияния с р. Северный Кожух	Параболинелловый. Обн. 148 Глинистые сланцы и прослой песчаника, состоящего из порфиров См <sub>2</sub> .	<i>Parabolinella sibirica</i> Kasakevitch. <i>Agnostus pisiformis</i> <i>Limnars</i> , var. <i>brevis</i> Kas. <i>Pseudagnostus</i> sp. <i>Dikelocephalus</i> sp. <i>Acrocephalina</i> sp. <i>Olenus</i> sp. <i>Proceratopyge</i> sp.	См <sub>3</sub> — S <sub>1</sub> <sup>1</sup>
Перерыв				



они представлены известняками серыми и светлосерыми, иногда с зеленоватыми и темнокрасными пятнами. По р. Золотой Китат они сопровождаются красноцветными песчаниковыми отложениями и конгломератами. Верхнекембрийские отложения сохранились отдельными редкими островками, приуроченными к границе описываемой толщи переходного возраста  $Sm_3 - S_1^1$ . Эти мелкие острова являются останцами некогда сплошного покрова верхнекембрийских отложений, которые были сильно размывы во время глубокого перерыва, предшествовавшего отложению толщи  $Sm_3 - S_1^1$ . Наиболее полно верхнекембрийские отложения представлены на р. Золотой Китат, где они через базальные конгломераты залегают на среднекембрийских эффузивах и перекрываются породами вышеупомянутой толщи. Здесь они содержат фауну трилобитов и брахиопод.

Подобные же известняки были встречены на той же границе между отложениями  $Sm_3 - S_1^1$  и более древними формациями по левым притокам р. Северный Кожух. К ним же, вероятно, относится известняк небольшой мощности, который обнаружен в основании геологического разреза по р. Полуденный Кожух, в котором собрана фауна параболинеллового горизонта (см. ниже).

По правому верховью той же р. Полуденный Кожух выше заимки Костылева (выше тракта) из-под данной толщи обнажаются известняки, вероятно относящиеся к  $Sm_3$ .

По правому притоку р. Улуманда в обнажении 945 в таких же известняках обнаружен кранидий трилобита  $Sm_3$ .

Случайность и неполнота сборов и — что главное — своеобразный состав фауны, состоящей исключительно из новых видов, затрудняют определение возраста этих известняков. Наибольшее количество фауны собрано по р. Золотой Китат. В ней мною обнаружены и определены следующие трилобиты.

- 1) *Salairaspis kousnezkiensis* Polet.
- 2) *Batchatiella kitatensis* Polet.
- 3) *Gourievella kousnezkiensis* n. gen. et. n. sp.;
- 4) *Pseudagnostus* sp.;
- 5) *Kingstonia* sp.

Вся эта фауна с несомненной ясностью доказывает свою близость по возрасту к горношорской формации  $Sm_3$  по р. Амзас Горной Шории и на горе Орлиной на Салаире. Возраст этой формации относится к верхней половине  $Sm_3$ .

Наличие известняков горношорской формации под базальными горизонтами толщи переходных отложений  $Sm_3 - S_1^1$ , является существенным стратиграфическим аргументом для утверждения, что возраст всей этой толщи вообще можно исчислять, лишь начиная с верхов  $Sm_3$  и выше. Это вполне подтверждается вышеприведенным анализом стратиграфического значения каждого рода.

Таким образом, параболинелловый горизонт и по стратиграфическому положению и по составу фауны не может быть старше, чем самые верхи  $Sm_3$ ; но возникает вопрос, не относится ли он к тремадоку.

### Возраст горизонта с фауной по правому верховью р. Полуденный Кожух

В горизонте с правого верховья р. Полуденный Кожух фауна была собрана так неполно, что о его возрасте можно судить лишь в очень широких пределах, как, например,  $Sm_3 - S_1^1$ . Но территориальная близость его и общность в литологическом составе с расположенным поблизости абатским горизонтом дают основание сближать их также по возрасту.

### Возраст абатского цератописового и эвлёмового горизонтов

Неполнота сборов фауны в абатском горизонте, в правом верховье р. Полуденный Кожух, в цератописовом и эвлёмовом горизонтах по р. Улумаиде не дает права утверждать с полной несомненностью, какой из этих горизонтов является более молодым и насколько далеко они отстоят друг от друга по возрасту. Во всех них преобладает тремадокский элемент фауны в виде *Euloma*, *Ceratopyge*, *Macropyge*, *Niobe* (?), *Harpides* и *Cheiruridae*. Но на ряду с этим не исчезли типичные кембрийские элементы в виде *Acrocephalina*, *Solenopleura*, *Dikelocephalites*.

Так как тремадокский элемент явно преобладает и так как *Solenopleura* встречена в верхнетремадокской фауне с р. Амзас Горной Шории, я отношу без всякого вопроса возраст всех этих горизонтов уже к тремадоку и сближаю их по возрасту с комплексом *Euloma-Niobe* Западной Европы.

### Возраст атильского горизонта

Среди всех вышеприведенных горизонтов самый верхний, атильский горизонт с *Kainellina* несколько выделяется тем, что в нем не проявился кембрийский элемент в фауне, и еще более тем, что в нем представлены в массовом количестве брахиоподы и найдены в небольшом количестве пластинки *Cystoidea* и членики *Crinoidea*. Как ниже указано, этот горизонт на более древних формациях залегает вероятно с базальным конгломератом. Поэтому возникает вопрос, не связано ли данное обновление фауны новыми классами с перерывом в процессе накопления осадков. Насколько был глубок этот перерыв, без детальных исследований судить трудно. Обнаруженная почти что в единственном числе форма трилобита имеет явный тремадокский облик, поскольку она близко родственна узковозрастным нижеордовикским родам *Kainella* Walc. и *Apatokephalus* Broeg. Эта фауна по возрасту несомненно старше, чем фауна амзасских верхнетремадокских отложений. Следовательно, перерыв в отложении мог быть в нижней половине или в середине тремадока.

На юге Кузнецкого Ала-тау в Горной Шории за последние годы было также обнаружено несколько участков распространения тремадока. В них также выделяется несколько комплексов фауны, очень близких по возрасту, состоящих из общих родов, но различающихся видовым составом. Фауна содержит представителей следующих родов: *Harpides*, *Cyrtometopus*, *Euloma*, *Orometopus*, *Apatokephalus*, *Shumardia*, *Ceratopyge*, *Proceratopyge*, *Hysterolenus*, *Triarthrus*, *Parabolinella*, *Symphysurus*, *Promegalaspides*, *Solenopleura*, *Dikelocephalidae*, много агностид (*Geragnostus*, *Trinodus*), *Macropyge* и несколько новых родов.

Состав фауны указывает на теснейшую связь с фауной цератописовых слоев Скандинавии, относящихся к верхам тремадока. В то же время она сильно отличается и родовым и видовым составом от вышеописанной фауны  $Cm_3 - S_1^1$  с северо-западной оконечности Кузнецкого Ала-тау, так как последняя имеет, повидимому, несколько более древний возраст. Об этом свидетельствует большое количество кембрийских элементов в фауне и сходство с комплексом тремадокской фауны, описанной Баррандом (Barrande, 1868) из местности Hof в Богемии, которая имеет немного более древний возраст по сравнению с цератописовыми слоями. Описанная толща северо-западной оконечности Кузнецкого Ала-тау хорошо сопоставляется с  $Cm_3 - S_1^1$ -отложениями Восточного Тянь-шаня (Troedsson, 1937), также отличающимися мелководностью и наличием двух или нескольких фаунистических комплексов. Нижний из этих фаунистических комплексов Troedsson относит к  $Cm_3$ . Надо отметить, что в одном шугфе из  $Cm_3$ -отложений в статье Troedsson изображены вместе (1937, табл. IV, фиг. 12) кранидий

*Acrocephalina armata* Troed s. и хвостовой щит *Macropyge* sp. Очень близкий к *A. armata* был найден нами в обнажении 95 в верховьях р. Улунданды, что приближает эти отложения к тремадоку. Род *Macropyge* до сих пор встречен только в тремадоке в Англии и в СССР в Горной Шории; в последнем пункте в сообществе с верхнетремадокскими формами. Это заставляет относиться с осторожностью к оценке возраста восточно-тяньшанских отложений, как верхнекембрийских.

Сопоставление возраста тремадокских отложений Кузнецкого Ала-тау с таковыми из Скандинавии, Богемии и Восточного Тянь-шаня сделано без учета палеогеографии тремадокского времени, так как для этого слишком мало имеется материала. Ниже описываются некоторые признаки, свидетельствующие о медленной поступательной трансгрессии тремадокского моря; следовательно, можно заранее утверждать, что все эти фауны не являются вполне синхронными по возрасту. В области Кузнецкого Ала-тау эта трансгрессия повидимому шла с севера на юг; но сохраняется ли это направление для всей Евразии, пока не известно. Если бы оно подтвердилось и для других частей Евразии, то азиатские тремадокские фауны должны иметь более молодой возраст, чем европейские. Последнее однако противоречит тому, что в тремадоке Кузнецкого Ала-тау до самых верхов сохранился глубоко кембрийский элемент фауны в виде *Solenopleura*.

#### ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С БОЛЕЕ ДРЕВНИМИ ФОРМАЦИЯМИ И СЛОЖНОСТЬ ТОЛЩИ $Сm_3 - S_1^1$

Перейдем к изучению взаимоотношений толщи переходного возраста, т. е.  $Сm_3 - S_1^1$ , с более древними формациями. Совершенно ясно вырисовывается картина трансгрессивного налегания данной толщи с базальными конгломератами на предшествующие формации. Этой трансгрессии повидимому предшествовал глубокий размыв, почти нацело уничтоживший верхнекембрийские отложения и обнаживший породы альгонка и среднего кембрия. Более детальное изучение этих взаимоотношений показало, что данная толща налегает на древнейшие формации различными частями.

А. По правому верховью р. Полуденный Кожух базальные конгломераты перекрываются песчаниками и аргиллитами, переходящими в глинистые сланцы. В них найден новый род из семейства *Dikelocerphalidae* (горизонт 3).

Б. По р. Полуденный Кожух в 3 км выше устья р. Северный Кожух имеется большое обнажение пород указанной толщи (обн. 148), дающее такой геологический разрез параболинеллового горизонта (сверху вниз):

7. Тонкозернистые темносерые глинисто-песчанистые сланцы с блестками слюды. Фауна трилобитов; см. горизонт 4 (параболинелловый горизонт).

6. Переслаивание темносерых тонкослоистых, отчасти песчанистых глинистых пород аргиллитового облика с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников с белесоватыми известковыми конкрециями, создающими очковую текстуры. Расположение конкреций свидетельствует о мелкой складчатости, которой подверглась эта порода.

5. Глинистые сланцы с тонкими прослоями песчаников, достаточно грубозернистых. Под микроскопом они сплошь состоят из крупных хорошо окатанных зерен покровных эффузивов и обломков плагиоклазов.

Грубозернистые конгломератовые песчаники, содержащие мелкую и редкую галечку известняка.

4. Мергели.

3. Глинистые сланцы с прослойками песчаника. Тонкая правильная слоистость с хорошо сортированными зёрнами.

2. Известняки крепкие, серые, легко буряющие ( $Сm_3?$ ).

1. Породы  $Сm_3$  (эффузивы).

Следовательно, в нижней половине этого разреза имеются грубозернистые песчаники, сложенные перемытым эффузивным материалом  $С_{m_2}$ , что дает основание считать трансгрессивным налегание данной толщи на среднекембрийскую эффузивную формацию и возможно на породы  $С_{m_3}$ , к которым вероятно относятся известняки в основании разреза.

В. В небольшом останце тех же отложений по р. Поперечке, правому истоку р. Черной Осиповки, в основании их также залегают базальные конгломераты с галькой подстилающих изверженных и осадочных формаций. В перекрывающих их глинистых сланцах найдены в массовом количестве брахиоподы, появление которых в этой толще характерно для аттильского горизонта с *Kainellina*. В свою очередь между рр. Атил и Улумандой прослежен мощный горизонт базальных конгломератов с галькой подстилающих древнейших пород. Он обнаружен в самостоятельном останце, не охарактеризованном фаунистически; но перекрывающие их песчаники обнаруживают полное литологическое тождество с песчаниками расположенного поблизости аттильского горизонта с *Kainellina*. Это обстоятельство сближает его по возрасту с предыдущим конгломератом по р. Черной Осиповке, с которым я предположительно его отождествляю. При этом следует заметить, что в обоих случаях этот горизонт конгломерата найден вне мощной синклинальной складки, непрерывно простирающейся от р. Тайдон до р. Золотой Китат.

Г. По р. Иркутке в основании песчано-глинистых отложений, залегающих на эффузивах среднего кембрия и известняках алгонка, был обнаружен небольшой прослой базального конгломерата. Возраст их не известен, так как фауна здесь не найдена, и данный островок удален от фаунистически охарактеризованных горизонтов. Вероятно эти отложения относятся к той же толще, так как имеют сходный литологический состав и находятся на простирании вышеупомянутого горизонта конгломератов по р. Поперечке, истоку р. Черной Осиповки.

Таким образом, в пунктах, наиболее обнаженных, устанавливается, что в данной толще то одна, то другая ее часть трансгрессивно налегает на древнейшие отложения. На остальной, довольно обширной площади планшета обнаженность весьма плохая. Однако можно констатировать, что вблизи древнейших отложений со стороны описываемой толщи опять-таки вступают в близкое соседство новые горизонты. Так, например, по р. Улуманде вблизи этой границы появляется фауна цератопитового и эвлёмового горизонтов.

#### ВЕРОЯТНЫЕ УСЛОВИЯ ОТЛОЖЕНИЯ ТОЛЩИ И ВОЗМОЖНЫЕ ОБЪЯСНЕНИЯ ЕЕ СЛОЖНОСТИ

Все приведенные наблюдения трансгрессивного налегания различных членов толщи на более древние формации дают основания наметить следующие условия отложения данной толщи.

1. Море в период отложения толщи наступало медленно, с неоднократными задержками и даже с отступанием. Оно вообще отличалось крайней мелководностью, неустойчивостью и частой сменой фаций. Постоянно происходило перемещение береговой зоны и поднятие над уровнем моря отдельных участков морского дна с полным или частичным смывом только что отложившихся нижних слоев. Существовали острова со скалами из более древних формаций, попадавших в гальку прибрежных отложений и конгломератов.

Трансгрессия моря происходила, по всей видимости, с севера на юг, вследствие чего на севере разрез представлен полнее. Так, например, на р. Золотой Китат нами был выделен горизонт с *Dikelocerphalidae*, близко стоящими к *Briscoia*; но в то же время имеются обломки щитов *Euloma*,



*Megalaspis*, *Acrocephalina* и др., которые не вошли в число семи выделенных горизонтов, но известны из определений В. Н. Вебера (1926) и выявлены мною в необработанном материале А. С. Егорова (Егоров и Зенкова, 1937). Они доказывают наличие здесь еще более высоких горизонтов, возможно до аренига включительно, так как род *Megalaspis* тяготеет уже к аренигу.

Тут же вблизи р. Золотой Китат по р. Северный Кожух был описан самый низкий параболинелловый горизонт данного разреза.

В южной половине планшета, как указано на карте (фиг. 1) известны только верхние горизонты разреза (обн. 964, 959, 316 и 40), которые залегают поперекнему непосредственно на более древних формациях.

Еще далее на юг, уже далеко за пределами описываемого участка, на южной оконечности Кузнецкого Ала-тау в Горной Шории, на р. Амзас были найдены, мною обработаны и описаны трилобиты и брахиподы, имеющие несомненную связь с цератописовыми слоями Скандинавии, относящимися к верхнему тремадоку, и, следовательно, более молодые, чем вышеописанная толща. Эти отложения были выделены в самостоятельную таянзовскую формацию. Весьма вероятно, что таянзовская формация является верхней частью вышеописанной толщи  $Cm_3 - S_1^1$ , продуктом накопления осадков одного и того же моря, которое дошло до северо-западной оконечности Кузнецкого Ала-тау ранее и отложило фауну, сопоставляющуюся с самыми низами тремадока. До Горной Шории это море дошло позднее и дало отложения, напоминающие верхнетремадокские слои Европы. В качестве рабочей гипотезы можно относить все эти тремадокские (а возможно, частично и переходные от  $Cm_3 - S_1^1$ ) отложения северной и южной оконечностей Горной Шории к одной зоне и даже повидимому к одной формации, сохранив за ней название таянзовской формации.

Последнее предположение обосновывается тем, что за время накопления данных отложений повидимому отсутствовал какой-либо тектогенез. Намечающиеся перерывы в отложении и конгломераты типа базальных с галькой подстилающих формаций обусловлены вероятно эпейрогеническими колебаниями земной коры, вызывавшими передвижение береговой полосы и образование островов в существовавшем крайне мелководном морском бассейне.

За это предположение говорит также то обстоятельство, что многочисленные горизонты толщи залегают совместно в одних и тех же структурах, следовательно связаны друг с другом общей тектоникой.

Весьма важным связующим звеном для всей толщи является типичный узковозрастный, переходный от  $Cm_3$  к  $S_1^1$  облик фауны, состоящей из смеси древнеордовикских, тремадокских и кембрийских форм. Кембрийский элемент фауны в виде *Solenopleura*, *Proceratopyge*, *Dikelosephalidae* и отчасти обилия *Agnostidae* не исчезает в этой фауне до самых верхов толщи. Это явление не имеет связи с рекурренцией, в которой обычно происходит возвращение одного и того же вида, в то время как здесь происходит медленное поступательное и непрерывное перерождение и вымирание кембрийской фауны и постепенная замена ее силурийской,<sup>1</sup> ибо во время сколько-нибудь длительного и общего для всего бассейна перерыва фауна несомненно эволюционировала бы настолько, что не возрождала бы вновь кембрийский элемент в своем составе.

Сходная медленная трансгрессия мелководного моря того же в общем

<sup>1</sup> Это постепенное перерождение фауны происходило вероятно в едином морском бассейне, мелководном и весьма изменчивом по очертанию, но не исчезающем совсем.

базально-ордовикского возраста была описана Thorslund в Скандинавии в Falbygden (1937).

В последнее время стали известны мелководные отложения самых верхов  $Сm_3$  и низов  $S_1^1$  в Восточном Тянь-шане (Troedsson, 1937), Довольно обильную фауну этих отложений описал Troedsson, который подразделяет ее на верхнекембрийскую и базально-ордовикскую. Намечается значительное сродство нашей фауны  $Сm_3 - S_1^1$  с тяньшанской вплоть до наличия общих форм. При этом две общие формы — *Haniva ambolti* Troedss. и *Acrocerphalina armata* Troedss. — Troedsson указывает в  $Сm_3$ , в то время как в нашей толще они приурочены к низам тремадока.

О П И С А Н И Е Ф А У Н Ы

СЕМЕЙСТВО CERATOPYGIDAE R A Y M O N D

Подсемейство Ceratopyginae T r o e d s s o n

Род *Paraceratopyge* n. gen.

Новый род выделен на основании одного вида, представленного двумя кранидиями, одним хвостовым щитом и одним спинным щитом неполной сохранности. Этот род очень близко стоит к роду *Ceratopyge* Corda, в особенности по хвостовому щиту. Отличия между ними заключаются в следующем. У *Paraceratopyge*: 1) цилиндрическая глабель, которая спереди имеет округло-угловатую форму; 2) иная конфигурация лицевого шва; 3) широкая краевая кайма на кранидии вместо валика.

Генотип: *Paraceratopyge kousnezkiensis* n. gen. et n. sp. (фиг. 2).

*Paraceratopyge kousnezkiensis* n. gen. et n. sp. Табл. I, фиг. 1, 2, 3.

Спинной щит имеет средние размеры, закругленно-яйцеобразную форму.

Таблица 2

Элементы измерения	I		II		III	IV
	Размеры в мм	Отношение их к основанию глабели	Размеры в мм	Отношение их к основанию глабели	Размеры в мм	
<b>Спинной щит</b>						
Длина . . . . .					16.2	
Наибольшая ширина на уровне окципитального кольца . .					≈ 22 <sup>1</sup>	
<b>Кранидий</b>						
Длина . . . . .	9.0	2.31	9.0	2.65		
Ширина у основания . . .	12.2	3.13	12.0	3		
<b>Глабель</b>						
Длина . . . . .	6.2	1.59	6	1.76		
Ширина у основания . . .	3.9	1	3.4	1		
Ширина у верхнего конца глаз . . . . .	3.9	1	3.4	1		
<b>Пигидий</b>						
Длина . . . . .				6.5	9.0	
Ширина . . . . .				11.5	15.0	

<sup>1</sup> Измерение — приближенное вследствие плохой сохранности.

Глабель длинная, цилиндрическая; лишь выше глаз в передней части она быстро сужается и округляется, приобретая округло-угловатую форму. На глабели слабо намечаются три пары широких неопределенных борозд, несколько похожих на следы смятия, но симметричных.

Лимб широкий, состоит из плоской предглабеллярной площадки и краевой каймы. Огибая округло-угловатую переднюю часть глабели, предглабеллярная площадка значительно сужается и расширяется по бокам, где она при этом становится слегка выпуклой.

Краевая кайма широкая и выпуклая. Начиная от осевой части кранидия, она постепенно срезается лицевыми швами. Лицевые швы сходятся под очень тупым углом впереди кранидия. Затем они расходятся, косо срезая краевую кайму, поворачивают внутрь, круто пересекают предглабеллярную площадку и очень близко подходят к глабели как раз против начала ее сужения, будучи отделены от нее только очень узкой полоской неподвижной щеки. Здесь они на небольшом расстоянии опускаются прямо вниз параллельно глабели, а затем резко поворачивают кнаружи и кверху, огибают похожие на ушки средние части неподвижных щек с плоскими и неширокими глазными покрывками и вновь так же близко подходят к глабели. Задние ветви лицевых швов ниже глаз опять на коротком расстоянии идут прямо вниз почти параллельно глабели, а затем под прямым углом поворачивают наружу, вырезая довольно длинные параллельно-крайние заднебоковые лопасти.

Окципитальное кольцо плоское, отделено от глабели лишь очень слабой бороздкой, которая на заднебоковых лопастях проявляется яснее.

Туловище состоит из восьми сегментов, снабженных косыми бороздками, глубокими и широкими. Осевая часть и концы сегментов у туловища не известны.

Хвостовой щит по величине близок к кранидию, ширина его немного превышает длину. На плеврах у него намечается три сегмента, из которых задний сегмент широкий и, возможно, слагается несколькими слившимися сегментами. На двух передних сегментах имеются широкие и глубокие, слегка косые бороздки.

От второго сегмента как раз против второй бороздки отходит длинный шип, направленный вбок и вниз. Против него на кайме имеется слабое вздутье.

Осевая часть хвостового щита доходит до каймы, не пересекая ее. Количество и характер сегментов на нем остались неизвестными вследствие плохой сохранности.

Найден в обнажении № 963 по ключу, впадающему справа в верховья р. Улуманды на северо-западной оконечности Кузнецкого Ала-тау.

## СЕМЕЙСТВО REMOPLEURIDAE CORDA

Род *Kainellina* n. gen.

*Kainellina kousnezkiensis* n. gen. et n. sp.

Табл. I, фиг. 8, 9.

Так как новый род представлен пока одним видом, я объединяю родовую и видовую характеристики в одном описании (фиг. 3).

В темнокрасных среднезернистых песчаниках было найдено несколько поломанных кранидиев и один пигидий, относящиеся к этому роду.

Глабель прямоугольного очертания, лишь со сглаженными передними углами; имеет форму, близкую к цилиндрической, но слегка расширяющуюся против глаз. Она не сильно вздута, но довольно круто спускается к передней борозде и лимбу. На боках у нее видны три пары очень резких, но коротких несслившихся борозд. Задняя пара борозд является самой длинной и наиболее сильно опущенной вниз; средняя пара короче, но почти параллельна первой; передняя пара борозд наиболее короткая и мало опущенная вниз.

Глазные покрывки имеют небольшую величину и полукруглую форму. Они прирастают тесно к глабели, отделяясь от нее лишь спинными бороздками и окружая ее слегка расширенную часть.

Неподвижных щек нет. Окципитальные лимбы не сохранились. Предглабеллярная площадка впереди глабели отсутствует, но у передне-боковых углов глабели имеются выпуклые треугольные возвышения, являющиеся остатками этой площадки.

Впереди глабели проходит глубокая и широкая борозда, а затем вдоль переднего края имеется высокий и довольно широкий краевой валик, который с внутренней стороны как бы прошит рядом неправильных редких ямочек.

Лицевой шов сразу впереди глаз имеет сильно расходящиеся передние ветви, но затем они слегка поворачивают вперед и прямо секут краевой валик. Направление задних ветвей его не известно.

Хвостовой щит имеет величину немного меньшую, чем головной щит. Широкая и высокая его осевая часть состоит из двух сегментов, из которых задний в свою очередь вероятно сливается из двух. Этот задний сегмент имеет форму треугольника, у которого задний угол сильно вытянут до превращения в высокое ребрышко, которое доходит до заднего края.

Плевры широкие, состоят из трех сегментов, обращенных назад и у самого края быстро заостряющихся в тупые треугольнички, снабженные тонкими коротенькими иглами. На каждом сегменте присутствуют глубокие и широкие бороздки; хорошо проявляются также межплевральные бороздки.

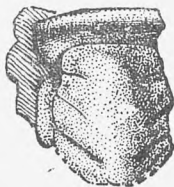
Вся поверхность кранидия и хвоста покрыта крупными сплошными бугорками.

Данный новый род, повидимому, близок к роду *Apatokephalus* Вг о е g. и *Kainella* W à l c. Сходство с родом *Apatokephalus* заключается в очень слабом расширении глабели против глаз. Этот же признак служит главным отличием от рода *Kainella*, к нему присоединяется другой признак, менее постоянный, а именно отсутствие лимба перед глабелю, в то время как большинство видов *Kainella* его имеют.

#### Род *Macropyge* Stubblefield

*Macropyge* sp.

Табл. I, фиг. 7



Фиг. 3. *Kainella kousnezkiensis*  
Pol. × 2.

задних ветвей

В обнажении 316 в верховье р. Полуденный Кожух был найден пигидий, относящийся к этому роду. Пигидий очень напоминает таковой, описанный мною из верхнего тремадока Горной Шории. Аналогичные находки имеются из низов тремадока Тянь-шаня (Troedsson, 1937, табл. IV, фиг. 12).



## СЕМЕЙСТВО HARPIDIDAE CORDA

Род *Harpides* Beugrich*Harpides ulumandensis* n. sp.

Табл. I, фиг. 12

Данный вид представлен одним очень неполным отпечатком лимба, щеки и части глабели. Тем не менее этот образец имеет много характерных черт, и его следует выделить пока хотя бы в особый вид.

По сравнению с *H. rugosus* этот вид имеет следующие особенности.

1. Глабель и щеки вблизи нее покрыты тонкой и густой пунктацией и редкими крупными беспорядочно разбросанными бугорками. Ближе к лимбу пунктация постепенно заменяется жилковатостью.

2. Лимб широкий и плоский, опущен книзу, так что находится ниже всех остальных частей кранидия. Против глаз он значительно, но на коротком расстоянии расширяется, а затем быстро, хотя и постепенно сужается и заостряется в короткий шип, покрытый такой же пунктацией, как и глабель. Задняя часть лимба опускается значительно назад и книзу от окципитального кольца.

Базальные лопасти на глабели лишь немного выступают за пределы ее ширины, как у *H. atlanticus* Billings, и также не переходят на щеки. Других борозд и лопастей на глабели не имеется.

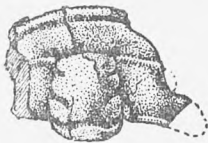
Наличие щечного шипа несколько сближает данный вид с *H. grimmii* Barrois и *H. villebruni* (Bergeron) Rognes, но по многим признакам они глубоко различны.

Найден на северо-западной оконечности Кузнецкого Ала-тау по р. Улуманде в нижнетремадокских отложениях. Обнажение 962.

## СЕМЕЙСТВО OLENIDAE BURMEISTER

Род *Euloma* Angelin*Euloma laevis* Ang. var. *kousnezkiensis* n. var.

Табл. I, фиг. 16.



Фиг. 4. *Euloma laevis* Ang. var. *kousnezkiensis*.  $\times 2$ .

В обнажении 959 по ключу, впадающему справа в р. Улуманду, найдены два неполных кранидия данной формы (фиг. 4). Она отличается от основного вида следующими признаками:

- 1) лимб немного уже, чем у изображения Ангелина (Angelin, 1878, табл. XXX, фиг. 14);
- 2) верхняя бороздка чуть короче.

*Euloma subprimordialis* n. sp.

Табл. I, фиг. 13, 14, 15.

Данный вид (фиг. 5) весьма близко сходен с изображением Westergard *E. primordiale* (Westergard, 1922, табл. II, фиг. 21), но отличается от него следующими признаками:

- 1) величина щитов заметно больше;
- 2) неподвижные щеки имеют несколько большую ширину.

Данный вид найден в обнажении 959 совместно с предыдущим.



Фиг. 5. *Euloma subprimordialis* Pol.  $\times 3$ .

СЕМЕЙСТВО SOLENPLEURIDAE ANGELIN

Подсемейство Dokimoserphalinae Kobayashi

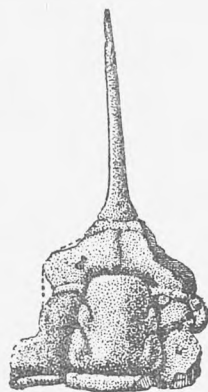
Род *Acrocephalina* Troedsson

*Acrocephalina* cf. *armata* Troedsson

Табл. I, фиг. 4 и 5.

*Acrocephalina armata* (Troedsson, 1937, табл. IV, фиг. 12.)

К данному виду относится один экземпляр, найденный в обнажении 959 по ключу, впадающему в р. Улуманду (фиг. 6).



Фиг. 6. *Acrocephalina* cf. *armata* Troeds.  $\times 2$ .

Таблица 2

Элементы измерения	№ 959 ядро		№ 964 отпечаток	
	Размеры в мм	Отношение к ширине глабелы у ее основания	Размеры в мм	Отношение к ширине глабелы у ее основания
<b>Кранидий</b>				
Длина до основания шипа . . . . .	13	1.88	15.0	1.5
Ширина у верхнего конца глаз . . . . .	11.5	1.67	16.0	1.60
<b>Глабель</b>				
Длина . . . . .	7.0	1.01	8	0.8
Ширина у основания . . . . .	6.9	1	1	1
Ширина спереди . . . . .	4.5	0.65	7.2	0.72
Длина переднего шипа	< 16		21	

В этой же таблице приведены размеры отпечатка варианта того же вида или, возможно, другого вида, найденного в обнажении 964 недалеко от первого.

Западно-сибирский представитель этого вида весьма сильно сходен с генотипом, и только несовершенная его сохранность заставляет ставить это определение под вопросом.

Интересно отметить, что бороздки на глабелы этого экземпляра проявляют некоторую асимметрию, а именно: задняя бороздка на правой стороне глабелы имеет коленчатый изгиб, в то время как на левой стороне эта бороздка более равномерно опускается книзу.



Фиг. 7. *Solenopleura cincta* Lerm.  $\times 3$ .



Фиг. 8. *Solenopleura cincta* Lerm.  $\times 3$ .

Подсемейство Solenopleurinae Kobayashi

Род *Solenopleura* Angelin

*Solenopleura cincta* Lerm.

Табл. I, фиг. 10, 11.

Данный вид (фиг. 7, 8) был определен Е. В. Лермонтовой, опознавшей его при осмотре нашей фауны. Впервые этот вид был описан ею из самых верхов  $Cm_3$  Средней Азии (устное сообщение).

## СЕМЕЙСТВО LIOSTRACIDAE ANGELIN

Род *Haniva* Kobayashi*Haniva* cf. *ambolii* Troedsson

Табл. I, фиг. 6.

К этому роду отнесен один почти полный экземпляр краидия, не сохранивший лишь скульптуру. Он имеет несколько меньшие размеры, чем тьяншанский представитель, а потому это определение может считаться наиболее вероятным.

Найден в верховьях р. Полуденный Кожух.

## БИБЛИОГРАФИЯ

- Вебер В. Н. Новые находки нижне-силурийских трилобитов в Азиатской части СССР. — Ежегодн. Русск. Палеонт. Общ., 1926, т. IV, стр. 108—111.
- Егоров А. С. и Зенкова А. А. Геологическое строение истоков р. Золотой Китат. — Отд. фондов Зап.-Сиб. геол. упр., 1937, рукопись.
- Зенкова А. А. Геологический отчет о работах Кожуховской геологической партии в 1937 г. — Отд. фондов Зап.-Сиб. геол. упр., 1908, рукопись.
- Никитин Д. В. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Ала-тау. — Отд. фондов Зап.-Сиб. геол. упр., 1936, рукопись.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. I.—М., изд. Акад. Наук, 1935.
- Поletaева О. К. (1) Фауна трилобитов верхнего тремадока в Горной Шории. — Ред. база Зап.-Сиб. геол. упр., рукопись.
- (2). Некоторые трилобиты горношорской формации  $Cm_3$  с реки Амзас Горной Шории. — Ред. база Зап.-Сиб. геол. упр., рукопись.
- Angelin N. Palaeontologia Scandinavica. 1878.
- Barrande J. Faune silurienne des environs de Hof en Bavière. 1868.
- Thorslund P. Notes on the Lower Ordovician of Falbygden. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 1937. 27, 144.
- Troedsson G. T. On the Cambro-Ordovician faunas of Western Quruq-tagh. — Pal. Sinica. N. Ser. B.
- Westergard A. Sveriges olenidskiffer. — Sver. Geol. Undersök. Ser. Ca, 1922, № 8.

O. K. POLETAEVAON THE DEPOSITS AND FAUNA OF  $Cm_3$ — $S_1^1$  IN THE NORTH-WESTERN PART OF THE KUZNETSK ALATAU, WEST SIBERIA

## SUMMARY

In the recent years in the north-western extremity of the Kuznetsk Alatau in the synclinal folds and shallow grabens small patches of deposits of transitional age,  $Cm_3$  —  $S_1^1$ , were discovered. They are represented by clay shales, highly arenaceous and marlaceous. In the less dislocated portion these clay shales have retained the nature of argillites. The rocks are brownish-green, green, grey of various shades, and rarely dark-violet in the upper portion of the beds. These deposits bear evidence of a shallow water facies of accumulation, to which points the variability of composition, fine lamination, very rarely cross-bedding, and probably the occurrence of local breaks in deposition.

In a preliminary study seven faunal assemblages have been distinguished within the formation, the number of which will undoubtedly increase after more abundant collections of fauna have been made. On Plate I (in the text) the probable distribution of faunal assemblages is shown in the stratigraphic column of the formation under consideration. Nearly all the faunal assemblages contain non-characteristic degenerating representatives of a deep-Cambrian

fauna, such as the genus *Solenopleura* and a new genus *Acrocephalina*, very close to *Acrocephalites*. Nearly all of these assemblages occur in a common tectonic structure. All this gives reasons to regard the assemblages as almost contemporaneous in age. They are generally similar to and have some species in common with those in the deposits of  $Cm_3 - S_1^1$  in the Eastern Tian-Shan and bear some resemblance to the Tremadoc deposits of Hof, Bohemia (Barrande, 1868) which are but little older in age than the Ceratopyge beds of Scandinavia.

The deposits of  $Cm_3 - S_1^1$  overlie transgressively, through basal conglomerates, the older formations, including the Upper Cambrian. The marine transgression was progressing slowly, with retardations, due to which the basal conglomerates are confined to different parts of this formation. Moreover, the possibility is not excluded that the basal type conglomerates are accumulated around islands coming into existence and disappearing again in this shallow-water sea.

The marine transgression within the boundaries of the Kuznetsk Alatau proceeded from the north southwards, so that in the north, in the upper course of Zolotoy Kitat River, these deposits are represented both in low horizons, referred to  $Cm_3$ , and in higher ones. Farther south, along Kozhukh and Ulu-manda Rivers, at the base of the series progressively younger layers come into contact with older formations. Finally, in the southern extremity of the Kuznetsk Alatau, in Mountainous Shoria, at several localities clay-shale deposits of green and, rarely, of dark-violet coloration have been discovered, resting through basal conglomerates upon older deposits and containing Upper Tremadoc fauna. It is possible that these deposits represent the upper part of the same series of  $Cm_3 - S_1^1$  which was described from the north-western extremity of the Kuznetsk Alatau. All these strata are the product of accumulation in the same marine basin, the transgression of which was slow, with retardations, and the sea at times even retreated. This sea came into existence in the north of the Kuznetsk Alatau at the very dawn of the Tremadoc, and possibly even at the very close of  $Cm_3$ . The sea reached the southern extremity of the Kuznetsk Alatau only in the Upper Tremadoc. A similar slow and oscillating transgression of the sea was described by Thorslund for Falbygden in Scandinavia (1937).

Translated by A. Brashnina

---



А. Н. ЧУРАКОВ

## СВОЕОБРАЗНЫЙ РАЗРЫВ МЕЖДУ ФЛОРОЙ И ФАУНОЙ В ПЕРМО-КАРБОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГОРНОГО АЛТАЯ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЭТОГО ЯВЛЕНИЯ

### РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПЕРМО-КАРБОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Эпиконтинентальные отложения пермо-карбонového возраста не образуют в Горном Алтае мощных толщ, занимающих большие площади. Эти отложения известны лишь в виде эрозионных останцов сравнительно небольшого размера, а также в виде узких клиньев, тектонически зажатых среди более древних отложений. В настоящее время они известны в западной, в северо-восточной и в юго-восточной частях этой горной страны, как показано на обзорной карточке (фиг. 1).

Так, на западе Горного Алтая пермо-карбон обнаружен в 20 км к северо-западу от с. Онгудай по рч. Нижний Каралдй, принадлежащей бассейну р. Урсуд, где он сохранился в виде небольшого тектонического клина, сложенного песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами с неопределимыми остатками растений (фиг. 1, 1). Возраст этой свиты точно не установлен; однако наличие девонских эффузивов среди галек указанных конгломератов и присутствие растительных остатков не оставляют сомнения в том, что эти отложения следует относить к верхнему палеозою, ибо никаких следов мезозойских отложений мы до сих пор не знаем в Горном Алтае (Ю. А. Кузнецов, 1936; 1939, 45. Радугин, 1941).

Затем, пермо-карбонové отложения известны в 35 км к западу от Телёцкого озера — в верхней части долины р. Пыжй, левого притока Бии, — где они образуют полосу длиной в 8—10 км и шириной около 3—4 км (фиг. 1, 2). Эта толща сложена песчаниками различной крупности зерна, а также конгломератами и глинисто-песчаными сланцами с прослоями глинистых сланцев; среди песчаников залегают тонкие прослои каменного угля и пласт его в 1 м мощности (Бубличенко, Белоусова и Воднева, 1931, карта, 1107, 1125. Высоцкий и Жуков, 1935, 500). В этих отложениях найдены остатки растений, среди которых В. А. Хахлов определил *Pecopteris tschichatschevi* (Schmalh.) и *Noeggerathiopsis* sp. (1933, 11). Считая, что *Pecopteris tschichatschevi* является формой, родственной виду *Pecopteris antriscifolia* (Geop.) Zall., который наиболее характерен для кольчугинской свиты Кузнецкого бассейна, В. А. Хахлов отождествляет угленосную свиту р. Пыжи с этой последней и относит ее к перми.<sup>1</sup>

Правда, С. А. Яковлев, впервые обнаруживший эти отложения на р. Пыже, относит их к карбону на том основании, что он нашел в них каменноугольную фауну (1908, 114); но эта фауна, к сожалению, не была определена. Затем он подчеркивает, что в этих отложениях им были обна-

<sup>1</sup> См. первое примечание на стр. 101.

ружены остатки фораминифер (Яковлев, 1908, 115); однако в это указание необходимо внести поправку. Дело в том, что фораминиферы были им найдены не в долине р. Пыжи, а в долине р. Большой Иши около дер. Нижней Пьянковой, т. е. в 50 км к северо-западу от выхода угленосных отложений, причем нет никакой уверенности в том, что отложения этих обоих мест являются одновозрастными. Больше того, есть основания сомневаться в их одновозрастности, потому что С. А. Яковлев, основываясь только на литологическом составе пород, объединил в группу верхнепалеозойских образований разновозрастные отложения, включив в них даже глинистые сланцы и граувакки рч. Учэк, которые надлежит считать протерозоем, как показали мои исследования, произведенные в 1939 г.

Следовательно, возраст пермо-карбонных отложений на р. Пыже определяется только присутствием в них *Pecopteris tschichatschevi* (S c h m a l h.) без учета фораминифер (Обручев, 1936, 532).

Следующие выходы пермо-карбонных отложений мы видим к востоку от южного конца Телёцкого озера, где их нашел В. П. Нехорошев (1930, 56). Там, на водоразделе между истоком Большого Абакана и верховьями рек, текущих в Телёцкое озеро и в Чулышман, залегает толща мощностью в 65 м, состоящая из песчаников и сланцев; в ее средней части проходит мощный пласт конгломерата и четыре пласта каменного угля. В сланцах обнаружены неопределимые остатки растений плохой сохранности (фиг. 1, 3).

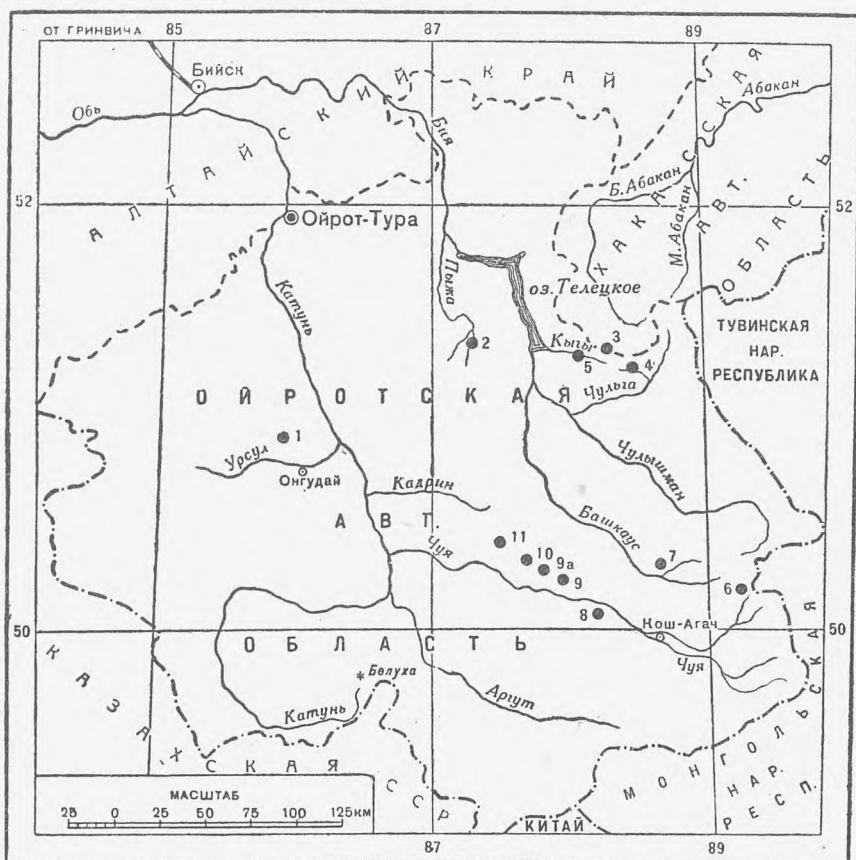
Эта толща подстилается и покрывается конгломератами, песчанистыми сланцами и песчаниками, причем замечательно то, что песчанистые сланцы и отчасти конгломераты имеют красный цвет. Толща собрана в крутые складки северо-западного простирания. Поблизости от этого места В. П. Нехорошев отмечает еще два выхода пермо-карбонных отложений. Один из них находится к юго-востоку, т. е. на простирании первого выхода, и залегает в долине рч. Сайгоньш — правого притока Чульчй, впадающей справа в Чулышман (фиг. 1, 4). Там угленосная свита, дислоцированная в том же направлении, представлена песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами с тонкими прослоями каменного угля и довольно мощным прослоем углистого сланца; в этой толще С. А. Яковлев обнаружил «каменноугольную флору», которая не была определена. Другое место расположено к юго-западу от главного — в долине рч. Кыгы, которая впадает с юго-востока в Телёцкое озеро (фиг. 1, 5). Это последнее сообщение В. П. Нехорошев приводит со слов своего проводника, который видел полосы сажистых пород в долине Кыгы.

Следовательно, к юго-востоку от Телёцкого озера мы видим три останца, которые свидетельствуют о том, что здесь была довольно значительная площадь распространения пермо-карбонных отложений. Однако более точный возраст и этих отложений нам пока не известен.

Затем пермо-карбонные отложения не так давно были открыты на крайнем юго-востоке Горного Алтая — недалеко от границы с Монгольской народной республикой — на водораздельном плато между верховьями Башкауса и рч. Бугузун (Бугусун), которая впадает справа в р. Чую в ее верховьях (фиг. 1, 6). Но о них почти ничего не известно, кроме того, что они представляют собой «небольшие выходы угленосных свит, зажатые в грабенах» (Сб. Ойротия, 1938, 65). Столь же мало изученный тектонический клин пермо-карбонных отложений был обнаружен Г. Д. Афанасьевым к северо-западу от предыдущего в истоках рч. Кумурлу — правого притока Башкауса (фиг. 1, 7). Там, зажатая между метаморфическими сланцами полоса пермо-карбонных отложений имеет в ширину всего 10 м, но прослеживается по простиранию на 1.5 км в северо-северо-восточном направлении. Толща состоит из серых углистых песчаников с пропластками угля; но растительные остатки в ней не найдены (Афанасьев, 1938).

Кроме того, по наблюдениям А. С. Мухина, небольшой тектонический клин пермо-карбонных отложений сохранился и к юго-западу от этих мест в левом склоне рч. Арыджан, впадающей слева в Чую (фиг. 1, 8). Он сложен песчаниками и косослоистыми конгломератами, а также глинистыми и углистыми сланцами; однако ни угли, ни остатки растений в них еще не обнаружены (Мухин, 1938, 15).

Наконец, в юго-восточной части Горного Алтая известно еще несколько выходов пермо-карбонных отложений, о которых мы имеем более подробные сведения (фиг. 1, 9, 9-а, 10, 11). Перейдем к их описанию.



Фиг. 1. Распространение пермо-карбонных отложений в Горном Алтае.

Черные кружки — выходы пермо-карбонных отложений.  
(Объяснение цифр см. в тексте)

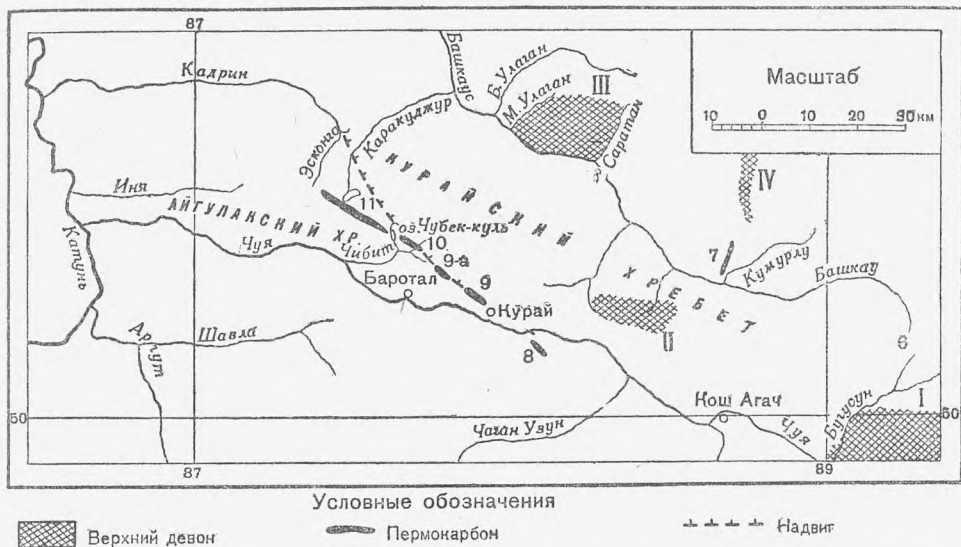
### АНАЛОГ БАЛАХОНСКОЙ СВИТЫ<sup>1</sup>

Как показано на фиг. 2, непосредственно к северу от р. Чуи — правого притока Катуня — и параллельно ей тянется с юго-востока на северо-запад длинный и довольно высокий хребет, который в юго-восточной части называется Курайским хребтом, а в северо-западной части получил название Айгулакского хребта. Их разделяет узкое горное ущелье с расположенным в нем оз. Чубёк-куль, через которое протекает рч. Чибит — правый приток Чуи.

<sup>1</sup> Я выражаю глубокую благодарность М. Ф. Нейбург, оказавшей мне при написании этой и следующей глав помощь своими замечаниями и разъяснениями.

Пермо-карбоновые отложения обнаружены здесь в следующих четырех местах: в юго-западном подножье Курайского хребта, в самом Курайском хребте и в северо-восточном склоне Айгулакского хребта. Они расположены на одной прямой, имеющей северо-западное простирание и 46 км в длину (фиг. 2).

Пермо-карбоновые отложения юго-западного подножья Курайского хребта выступают к северо-западу от пос. Курай в виде тектонического клина, вытянутого в северо-западном направлении и имеющего площадь около 60—80 км<sup>2</sup> (фиг. 2, 9). Они собраны в складки северо-западного простирания и сложены разнотекстурными зеленовато-серыми граувакками, которые переслаиваются с углисто-глинистыми сланцами, содержащими довольно



Фиг. 2. Пермо-карбоновые и верхнедевонские отложения Айгулакского и Курайского хребтов.

Двойная штриховка — верхний девон (I, II, III, IV); зашитое тушью — пермо-карбон (6, 7, 8, 9, 9-а, 10, 11). Арабские цифры обозначают то же, что на фиг. 1.

много остатков растений. Кое-где в этой толще встречаются конгломераты, а разведочными работами, произведенными А. С. Мухиным, вскрыто шесть пластов каменного угля мощностью от 0.6 до 3.5 м (Кузнецов и Мухин, 1936; Мухин, 1938; Хахлов, 1933). В основании этой толщи лежит базальный конгломерат, который автохтонно покрывает на красноцветной свите, содержащей довольно обильную фауну, имеющую возраст верхнего яруса среднего девона (Хахлов, 1933, 2).

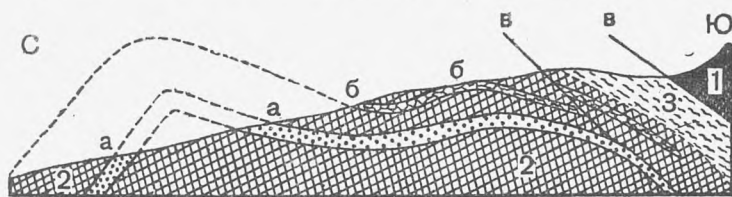
В этой толще среди остатков растений В. А. Хахлов определил следующие формы: *Aneimites lopatini* (Schmalh.), *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *Neuropteris dichotoma* Neub. и *Noeggerathiopsis aequalis* (Goerp.) Zal. Кроме того, им были установлены в ней новые виды родов *Phyllotheca*, *Angaropteridium*, *Gondwanidium* и *Sphenopteris*, которые не могут иметь решающего значения для определения возраста слоев.

На основании всех этих растительных остатков В. А. Хахлов выделил данную толщу в самостоятельную свиту, назвав ее курайской, и пришел к выводу, что при сопоставлении со свитами Кузнецкого бассейна ее надлежит считать более молодой, чем балахонская свита, но более древней, чем нижнепророкопьевская (Хахлов, 1933; 1937, 37).



В 8 км к северо-западу от этого выхода в верхнем течении рч. Баротал,<sup>1</sup> впадающей справа в Чую, также находится тектонический клин пермо-карбона, выступающий среди моренных отложений (фиг. 2, 9-а). Он сложен теми же породами с остатками флоры и прослоями углей,<sup>2</sup> но размеры его не велики (Мухин, 1938, 15). В виду того, что в этих отложениях флора не была определена, я в дальнейшем не буду касаться этого выхода пермо-карбона.

Еще дальше на северо-запад, в 19 км от пос. Курай, в северо-западной части Курайского хребта мы снова встречаем пермо-карбон в берегах рч. Ак-таш, которая впадает справа в рч. Ярлү-Айрбы — левый приток Чибита (фиг. 2, 10). По исследованиям В. А. Кузнецова и А. С. Мухина эти отложения выступают в виде узкой полосы длиной в 1.5 км и вытянутой почти в широтном направлении (Кузнецов и Мухин, 1936; Мухин, 1936).



Фиг. 3. Разрез пермо-карбона на рч. Ак-таш в Курайском хребте.

(По данным А. С. Мухина с дополнениями А. Н. Чуракова.)

3 — верхняя свита пермо-карбона, состоящая из глинистых сланцев, эффузивов и конгломератов; 2 — нижняя свита пермо-карбона, состоящая из глинистых сланцев, песчаников, каменных углей, конгломератов и прослоя известняка; а — прослой конгломерата, б — прослой известняка с фауной; 1 — мраморы силурийского (или протерозойского) возраста; в — надвиг.

Она тоже представляет собой тектонический клин, зажатый между мраморами и «сланце-песчаниками» с конгломератами, отнесенными этими исследователями к силуру.

Пермо-карбоновая толща по литологическому составу разделяется А. С. Мухиным на две свиты (фиг. 3). Верхняя свита, имеющая мощность в 40 м, состоит из глинистых и «туфогенных» сланцев, преимущественно темнокрасного цвета, а также из слабо диагенетизированных эффузивов и тонких прослоев конгломератов. Нижняя свита, мощностью не больше 50 м, состоит из трех следующих горизонтов: 1) верхний представлен глинистыми сланцами и песчаниками, содержащими обильную флору хорошей сохранности, и одним-двумя прослойками угля толщиной не выше 20 см каждый; 2) средний состоит из косослоистых конгломерато-песчаников с плохо сохранившимися остатками растений; 3) нижний сложен глинистыми сланцами, диагонально переслаивающимися с граувакками, причем в этом горизонте в изобилии встречаются прекрасно сохранившиеся остатки растений, а кроме того наблюдаются редкие прослои угля толщиной не больше 10 см каждый и тонкий прослой известняка с фауной (Мухин, 1936, 68).

Растительные остатки из нижней свиты были обработаны В. А. Хахловым, который определил среди них две формы — *Noeggerathiopsis aequalis* (G o e r r.) Z a l. и *Aneimites lopatini* (S c h m a l h.).

Эта толща была осмотрена также А. А. Сауковым (1937, 172), в сборах которого М. Ф. Нейбург определила *Noeggerathiopsis theodori* T s c h i r k.

<sup>1</sup> Эта речка имеет различную транскрипцию — Боротал, Боратал, Баротал, Баратал. По-ойротски «бар» — серый, а «тал» — ива. Следовательно, надо писать Баротал.

<sup>2</sup> Точное местоположение этого выхода указано на подробной геологической карте Акташского ртутного месторождения, составленной А. С. Мухиным в 1935 г.

et Z a l.<sup>1</sup> В. А. Хахлов отождествляет эту толщу со своей курайской свитой, а М. Ф. Нейбург, признавая правильным такое сопоставление, отождествляет ее с подсвитой I<sub>2</sub> Кузбасса (балахонская свита), так как она считает, что курайская свита не является самостоятельной, а представляет собой часть балахонской свиты (Нейбург, 1938<sub>2</sub>, 39).

Дальше к северо-западу, уже на склоне Айгулакского хребта, лежит четвертый участок пермо-карбонных отложений (фиг. 2, II), впервые обнаруженный Н. Л. Бубличенко, который нашел в них неопределимые остатки растений (1932).

В 1937 г. мне довелось ознакомиться с восточной частью Айгулакского хребта и осмотреть эти отложения (Чураков, 1941). Они начинаются в 11 км от предыдущего участка и тянутся непрерывной полосой на протяжении 16 км от западного берега оз. Чубек-куль почти до истоков рч. Эсконго, как показано на фиг. 2; ширина этой полосы в ее северо-западной части достигает 1—1.5 км. Отложения собраны в крутые складки северо-западного простирания и состоят из базального конгломерата, мощностью около 100 м (фиг. 4), на котором лежат среднезернистые темносерые песчаники, переслаивающиеся с глинистыми и углистыми сланцами и внутриформационными конгломератами.

Многочисленные горные ущелья и лога, которые прорезают северо-восточный склон Айгулакского хребта, дают довольно большое количество обнажений, вскрывающих пермо-карбонную толщу. В одном из таких ущелий, расположенном в 1.5 км к северо-западу от северного берега оз. Чубек-куль, моим помощником К. Д. Помазовым и мною были найдены прекрасно сохранившиеся остатки растений, среди которых М. Ф. Нейбург определила следующие формы:<sup>2</sup> *Noeggerathiopsis theodori* T s c h i r k. et Z a l., *Gondwanidium sibiricum* (P e t.) Z a l., *Angaropteridium cardiopteroides* (S c h m a l h.) Z a l. и *Aneimites lopatini* (S c h m a l h.). По ее указанию эти растения в Минусинском угленосном бассейне характеризуют свиту Н<sub>2</sub> (по классификации Г. А. Иванова), которую М. Ф. Нейбург отождествляет с «алькаевскими горизонтами» подсвиты I<sub>2</sub> (балахонской свиты) Кузнецкого бассейна, причем в Кузнецком бассейне обычными для этих горизонтов являются первые три из вышеуказанных растений (Нейбург, 1938<sub>1</sub>).

### СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КУРАЙСКОЙ СВИТЫ

Все три вышеописанных выхода пермо-карбонных отложений, по заключению М. Ф. Нейбург, представляют собой разрозненные выходы «алькаевских горизонтов» балахонской свиты; но В. А. Хахлов полагает, что первые два выхода, флору которых он изучал, надо выделить в особую, курайскую свиту и считать ее более молодой, чем балахонская. Рассмотрим эту последнюю точку зрения.

Прежде всего надо указать, что балахонская свита в понимании В. А. Хахлова является нижним членом подсвиты I<sub>2</sub> (балахонской свиты) в определении М. Ф. Нейбург, которая относит свою подсвиту I<sub>2</sub> к верхнему карбону в смысле его двучленного деления (1938<sub>2</sub>, 39). Что же касается В. А. Хахлова, то он относит свою курайскую свиту к концу среднего или к началу верхнего карбона в зависимости от определения возраста балахонской свиты в его понимании; возраст же последней, по его мнению, является среднекарбонным, и лишь в крайнем случае ее можно относить к верхнему карбону (Хахлов, 1933, 10; 1937, 37). Коротче говоря, между этими иссле-

<sup>1</sup> В статье А. А. Саукова — опечатка: эта форма названа *Noeggerathiopsis Pschirkov* Z a l.

<sup>2</sup> В статье М. Ф. Нейбург ошибочно указано, что эта флора собрана мною в Курайском хребте (1938<sub>2</sub>, 39).

дователями нет существенного разногласия в определении возраста слоев, если не стремиться к большой точности. Однако теперь не трудно уточнить этот вопрос и доказать, что все три выхода относятся к одному и тому же комплексу, а именно к «алыкаевским горизонтам».

Для этого проанализируем соображения В. А. Хахлова, которые он приводит, обосновывая необходимость выделения курайской свиты (1933). Во-первых, *Aneimites lopatini* (S c h m a l h.) известен лишь в продуктивных отложениях Минусинской котловины, точный возраст которых, по его указанию, еще не установлен и которые не сопоставлены достаточно точно с отложениями Кузнецкого бассейна; во-вторых, *Noeggerathiopsis aequalis* (G o e r p.) Z a l., по его мнению, является «собирательным видом», при помощи которого, как он пишет, «очень трудно и, пожалуй, невозможно, устанавливать стратиграфические горизонты»; в-третьих, *Angaropteridium cardiopteroides* (S c h m a l h.) Z a l. имеет большое вертикальное распространение в Кузнецком бассейне, где он встречается от свиты Н<sub>0</sub> до прокопьевской свиты, причем этот вид, как указывает В. А. Хахлов, наиболее распространен в балахонской свите; в-четвертых, *Neuropteris dichotoma* N e u b., по его указанию, является формой, характерной для балахонской свиты.

Следовательно, на основании этих данных нельзя устанавливать самостоятельность курайской свиты. Наоборот, единственная руководящая форма, это — *Neuropteris dichotoma* N e u b., которая говорит в пользу балахонской свиты; за это говорит и *Angaropteridium cardiopteroides* (S c h m a l h.) Z a l., ибо он чаще всего встречается также в балахонской свите. Остальные же виды не противоречат такому заключению.

Но В. А. Хахлов придает решающее значение следующим двум новым видам, которые он установил в «курайской» свите: *Gondwanidium latifolium* n. sp. и *G. altaicum* n. sp. Эти новые виды дают ему основание сделать следующий вывод: поскольку в Сибири до сих пор мы знали только один вид, а именно *G. sibiricum* (P e t.) Z a l., который известен только в Кузбассе, где он встречается только в балахонской свите, — значит, новые виды рода *Gondwanidium* свидетельствуют о дальнейшем расцвете этого рода и указывают на несколько более молодой возраст курайской свиты по сравнению с балахонской.

Однако теперь мы можем внести очень существенные поправки в эти соображения В. А. Хахлова. Во-первых, в 1938 г. А. С. Мухин нашел *G. sibiricum* (P e t.) Z a l. в отложениях курайской свиты около пос. Курай (1938, 17), вследствие чего отпадают именно те соображения В. А. Хахлова, которые он считал наиболее убедительными. Во-вторых, позднейшими исследованиями Г. А. Иванова и М. Ф. Нейбург угленосные отложения Минусинского и Кузнецкого бассейнов сопоставлены, причем *Aneimites lopatini* (S c h m a l h.) оказался приуроченным в Минусинском бассейне к свите Н<sub>3</sub> Г. А. Иванова, которая достаточно точно отождествляется с «алыкаевскими горизонтами» балахонской свиты в Кузнецком бассейне (Нейбург, 1938). В-третьих, в своей более поздней работе В. А. Хахлов высказывает уже иной взгляд на *Noeggerathiopsis aequalis* (G o e r p.) Z a l. Он считает, что те остатки *Noeggerathiopsis*, которые встречаются в отложениях пермского возраста (в его понимании), являются новым видом — *Noeggerathiopsis tenuinervis* S h a c h l.; остатки же этого рода, встречающиеся в балахонской свите, понимаемой в его объеме, следует отнести к *N. aequalis* (G o e r p.) Z a l. (Хахлов, 1931, 22 и 23). Значит, и этот вид говорит теперь о балахонской свите в понимании В. А. Хахлова.

Как видите, все приводит нас к тому, чтобы признать описываемые три выхода пермо-карбонových отложений принадлежащими к одному и тому же комплексу отложений, соответствующему «алыкаевским горизонтам» в Кузнецком бассейне. Что же касается новых видов, т. е. *Gondwanidium latifolium* S h a c h l. и *G. altaicum* S h a c h l., то, рассматривая

их, как новое звено в развитии рода *Gondwanidium*, мы должны считать их новым звеном развития не во времени, как полагает В. А. Хахлов, а только в пространстве. Иначе говоря, эти новые виды, как и остальные виды других родов в «курайской» свите, дополняют список форм, характеризующих «алыкаевские горизонты» балахонской свиты Кузбасса.<sup>1</sup>

Так подробно я рассмотрел этот вопрос потому, что для нас, как увидим впоследствии, весьма важно установить принадлежность всех этих отложений именно к одному горизонту, который оказался разобщенным выходами более древних метаморфических пород, тектонически надвинутых на угленосные отложения, как это показано на фиг. 2 и 3.

Вместе с тем известно, что возраст балахонской свиты до сих пор еще не установлен окончательно. Так, мы уже видели, что М. Ф. Нейбург относит ее к верхнему карбону в смысле двучленного деления карбона, а В. А. Хахлов считает ее верхней частью среднего или низами верхнего карбона при трехчленном его делении, так что оба эти мнения, по существу говоря, совпадают. Но М. Д. Залесский относит всю балахонскую свиту Кузнецкого бассейна, т. е. не только «алыкаевские горизонты», но и ниже лежащий мазуровский горизонт (по классификации М. Ф. Нейбург) к нижней перми (Залесский и Чиркова, 1937). К этому же выводу склоняется и А. Н. Криштофович, который подчеркивает, что в Кузнецком бассейне флора балахонской свиты самым тесным образом связана с флорой выше лежащих свит,<sup>2</sup> относимых всеми палеоботаниками к перми (1934, 299).

## ФАУНА БАЛАХОНСКОЙ СВИТЫ

### Курайский хребет

До сих пор я не касался одной замечательной особенности пермо-карбонных отложений этих хребтов, а именно наличия в них прослоя известняка с фауной. Рассмотрим подробнее эту особенность.

<sup>1</sup> Уже после того, как эта статья была написана, я обнаружил, что Е. Ф. Чиркова подвергла критике определения В. А. Хахлова, считая их неверными (Tschirkova, 1935, 511). Так, она утверждает, что оба новых вида *Gondwanidium* представляют собой в действительности *Gondwanidium sibiricum* (Pet.) Z al.; *Noeggerathiopsis aequalis* (G o e r p.) Z al. это — *Noeggerathiopsis theodori* Tschirk. et Z al.; *Angaropteridium kuraiskiense* Ch a c h l. это — *Angaropteridium cardiopteroides* (S c h m a l h.) Z al. На основании этих исправлений она приходит к выводу, что курайская свита, это — томская свита. Если этот вывод сопоставить с более ранней работой Е. Ф. Чирковой, то станет очевидным, что речь идет о той части томской свиты, которая соответствует балахонской подсвите в понимании М. Ф. Нейбург (Обручев, 1936, 517). Кроме того, вышеприведенный список переопределенных форм совпадает со списком растений, найденных мной в Айгулакском хребте (см. выше стр. 99). Вместе с тем необходимо указать одну ошибку Е. Ф. Чирковой: отмечая, что определенный В. А. Хахловым *Pecopteris tschichatschevi* (S c h m a l h.) представляет собой *Cladophlebis tychtensis* Z al., т. е. форму, свойственную кольчугинской или, быть может, абинской свите, она указывает, что эта свита существует, следовательно, в Курайской степи. В действительности же эта форма была найдена на р. Пыже, т. е. в северо-восточной части Горного Алтая, а не в Курайской степи (фиг. 1, 2).

<sup>2</sup> М. Ф. Нейбург обратила мое внимание на то, что в более поздних работах А. Н. Криштофовича развиваются существенно иные взгляды (Криштофович, 1937, 3). Действительно, он считает теперь, что флора балахонской свиты «является непосредственной преемницей флоры нижнекаменноугольной», причем он не исключает возможности, что даже кольчугинская свита может оказаться каменноугольной (стефанский ярус). Мало того, он подчеркивает, что «на всем протяжении азиатского материка нижнекаменноугольная флора обнаруживает какие-то интимные отношения к «пермской флоре типа кузнецкой». Больше того, он «убежден, что между эпохой развития нижнекаменноугольной флоры в Западной Азии и эпохой развития балахонской свиты не было промежутка во времени, в течение которого здесь развилась бы вестфальская флора». Однако А. Н. Криштофович не доводит свою мысль до логического конца и обесценивает эти выводы оговоркой, свидетельствующей о том, что он еще не может окончательно оторваться от своих прежних воззрений: он отмечает, что его выводы будут правильны и в том случае, «если даже самая нижняя балахонская свита Кузбасса и является пермской по возрасту» (Криштофович, 1937, 390).



В пермо-карбонových отложениях рч. Ак-таш, а именно в верхнем горизонте нижней свиты, А. С. Мухин обнаружил среди глинистых сланцев прослой известняка мощностью около 70 см, который содержит «обильную фауну брахиопод, реже пелеципод, мшанок, члеников крinoидей, гастропод и пр.» (1936, 68). Разрез этой толщи, заимствованный мною из статьи А. С. Мухина, показан на фиг. 3, где виден и прослой известняка.

Часть этой фауны была предварительно обработана Л. Н. Краевской, которая определила следующие формы: *Rhynchospira* sp., *Retzia* sp., *Ptychospira* (?) sp., *Acanthospira aciculifera* (Rowleg.) (?), *Brachythyris* aff. *peculiaris* (Schum.)<sup>2</sup>, *Spiriferidae* gen. et sp. indet.

По ее мнению, первые три рода представлены новыми видами, причем *Retzia* весьма похожа по внешности на те формы, которые встречаются в большом количестве в верхнем девоне юго-восточной части Горного Алтая. Что же касается *Spiriferidae*, то некоторые формы, по ее мнению напоминают верхнедевонские *Spirifer conoideus* Roem. и *S. tenticulum* Vern.; «но изучение их внутреннего строения показало, что они имеют не то септу, не то псевдосиришке, что заставляет отказаться от отнесения их к роду спирифер» (Мухин, 1936).

Создается странное впечатление: фауна в пермо-карбонových отложениях имеет верхнедевонский облик. Выход из этого положения как будто бы указывают «*Acanthospira aciculifera* (Rowleg.)<sup>2</sup> и *Brachythyris* aff. *peculiaris* Schum.»<sup>2</sup>, которые, по замечанию Л. Н. Краевской, сходны с такими же формами из нижнего карбона Северной Америки. Однако надо подчеркнуть, что Л. Н. Краевская и сама не уверена в точности определения этих обеих форм, как показывают знаки (?), предусмотрительно ею поставленные.

Одновременно с А. С. Мухиным, который сделал это замечательное открытие во время своих работ по разведке месторождения киновари, эти известняки были подробно осмотрены и А. А. Сауковым, тоже лишь попутно с изучением месторождения киновари. Из того же самого прослоя известняка и он собрал фауну, которую обработала Е. Д. Сопкина, определившая следующие формы: *Spirifer* ex gr. *archiaci* Vern., *S.* ex gr. *disjunctus* Sow., *Rhynchospira tschernischevi* Peetz var.  $\beta$  Chalt, *Retzia* (?). По ее заключению эти формы являются верхнедевонскими и могут быть отнесены к франскому ярусу (Сауков, 172).

Самым замечательным обстоятельством является то, что остатки растений обнаружены в нижнем горизонте нижнего отдела, а прослой известняка с фауной находится в верхнем горизонте того же отдела всей пермо-карбоновой толщи, т. е. верхнедевонская фауна залегает стратиграфически выше пермо-карбоновой флоры. Следовательно, возрастной разрыв между фауной и флорой — налицо.

Конечно, проще всего объяснить этот разрыв тем, что считать прослой верхнедевонского известняка небольшой тектонической чешуей, которая оказалась зажатой между терригенными отложениями пермо-карбонového возраста. Такое предположение кажется тем более правдоподобным, что сама по себе пермо-карбонсовая толща является тектоническим клином. Однако против такого объяснения имеются весьма веские возражения.

А. С. Мухин, как он лично сообщил мне, получив в свое время такое возражение, на следующий же год провел небольшие разведочные канавки и сделал расчистки, доказавшие, что прослой известняка автохтонно залегает среди глинистых сланцев. Более того, тщательное изучение показало, что пермо-карбонсовая толща собрана в пологие складки, причем и прослой известняка участвует в складчатости, как это видно на разрезе. Впоследствии и другие геологи, осмотревшие этот прослой, признали его автохтонным (Мухин, 1937, 46).

Затем А. С. Мухин подчеркивает, что между верхней и нижней свитами пермо-карбона безусловно нет дизъюнктивного нарушения. Между тем, учитывая, что литологический состав нижней и верхней свит различен, поскольку в верхней свите находятся эффузивы, — естественно было бы ожидать проявления дизъюнктивного смещения именно на границе между свитами, если бы внутриформационные перемещения происходили. Последнее соображение тем более важно, что прослой известняка с фауной залегает в самой верхней части нижней свиты, т. е. в непосредственной близости от контакта обеих свит.

А. С. Мухин указывает также, что подошва и кровля известнякового прослоя имеют неровную поверхность, так что известняк местами почти выклинивается. Если бы это явление было обусловлено тектоническими причинами, то несомненно, что в этом месте были бы обнаружены и другие их проявления, чего не видно. Мало того, на разрезе (фиг. 3) бросается в глаза, что угол падения плоскости надвига более крутой, чем угол падения прилегающей к ней части известнякового прослоя.

Больше того, на разрезе видно, что в одном месте пласт известняка даже разорван небольшим добавочным взбросом, причем и этот взброс более крут, чем падение разорванного им прослоя. Наконец, необходимо учесть, что прослой известняка мощностью не больше 70 см имеет в длину около 170 м, как видно на разрезе. Следовательно, если разрез составлен правильно, то не приходится сомневаться в том, что залегание известнякового прослоя, так же как и его складчатость, не связаны с дизъюнктивной тектоникой, которая образовалась после складчатости.

Теперь перейдем к этому вопросу с другой стороны. В беседах со мною некоторые геологи выдвигали следующие возражения. Одни полагали, что здесь, может быть, мы имеем нижнюю часть лежащей складки, что и обусловило обратное расположение слоев. Другие предполагали, что прослой известняка сам по себе является автохтонным, но фауна находится во вторичном залегании, будучи переотложена при размывании более древних осадков заведомо верхнедевонского возраста. Третьи высказывали предположение, что прослой известняка представляет собой крупноглыбовую осадочную известняковую брекчию, которая образовалась в прибрежной полосе у крутого берега моря и была затем сцементирована известняковым цементом; вследствие этого фауна при препаровке должна производить впечатление находящейся в первичном залегании, а известняковые швы (цемент) между глыбами могли остаться незамеченными.

Рассмотрим все эти возражения. Во-первых, на разрезе ясно видно, что прослой конгломерата, залегающий под известняком, тянется параллельно последнему и образует в левой (южной) части разреза наклонную антиклиналь с размытым сводом. Поэтому и прослой известняка, мысленно продолженный к югу, также должен был образовать наклонную антиклиналь, южное крыло которой спускалось довольно круто к югу, уже за пределами разреза, как показывает воздушная складка.<sup>1</sup> Так как этот разрез охватывает весь тектонический клин пермо-карбоневой толщи, то возможность наличия в нем лежащей складки после сделанного разъяснения исключается; во всяком случае для подобного представления нет никаких оснований.

Во-вторых, едва ли можно допустить вторичное залегание фауны, так как ни один из палеонтологов, определявших ее, не отметил этого явления, которое при определении раковин бросилось бы в глаза.

В-третьих, предположение об образовании известнякового прослоя в прибрежной полосе у крутого берега, где происходило оползание глыбо-

<sup>1</sup> Эта воздушная складка отсутствует на подлинном разрезе А. С. Мухина; она показана мною для большей ясности.

вых осышей или обрушение обвалов, также должно быть отвергнуто по следующим соображениям. Мы уже видели, что прослой угля находятся и в верхнем горизонте нижнего отдела пермо-карбоновой толщи (совместно с известняком) и в его нижнем горизонте. Значит, в течение долгого времени здесь существовала такая обстановка, которая неоднократно приводила к накоплению углей. Едва ли подобная фация могла образоваться у крутого берега моря. Кроме того, трудно допустить такую однородность «глыб и цемента» в этом известняке, чтобы несколько геологов, осматривавших этот прослой, не заметили брекчиевидности известняка, если бы она была.

Учитывая все это, я остаюсь при первоначальном выводе и считаю, что на рч. Ак-таш мы имеем нормальный разрез, в котором среди отложений с пермо-карбоновой флорой находится фауна верхнедевонского возраста.

В высшей степени замечательно, что, по наблюдениям А. С. Мухина, прослой известняка обнаружен и среди тех терригенных отложений балахонской свиты, которые выступают к северо-западу от пос. Курай (фиг. 2, 9). Там прослой известняка залегает в верхней части свиты,<sup>1</sup> имеет мощность около 40 см и содержит обломки брахиопод (Мухин, 1937, 46)\* А. С. Мухин полагает, что это — тот же самый прослой известняка, который мы видим в балахонской свите на рч. Ак-таш. Конечно, для этого нет никаких доказательств, и остается лишь пожалеть, что фауна из этого прослоя не была собрана в количестве, достаточном для ее определения.

### Айгулакский хребет

Мы уже доказали, что пермо-карбоновые отложения во всех трех описанных местах принадлежат одному комплексу, а именно «алыкаевским горизонтам». Поэтому, если предположить, что прослой известняка на рч. Ак-таш и известняк около пос. Курай принадлежат одному и тому же прослою, — что я считаю весьма вероятным, — то сама собой возникает мысль, нет ли этого прослоя известняка и в пермо-карбоновых отложениях Айгулакского хребта.

Действительно, в юго-восточном конце полосы тех пермо-карбоновых отложений, а именно близ северо-западного берега оз. Чубек-куль, я случайно попал на его следы. Там, примерно, в 100—150 м от берега озера — на дне и на склонах небольшого, почти сухого лога, прорезающего пермо-карбоновую толщу и покрытого травой и редким лесом, — я нашел много совершенно не окатанных глыб и обломков однородного мелкозернистого темносерого известняка с фауной. При этом угловатость обломков, а также их залегание на поверхности наносов дна лога не оставляли никакого сомнения в том, что эти обломки и глыбы были вынесены из верхней части лога во время весеннего таяния снегов или во время летних дождей.

У меня не было времени осмотреть верховья этого лога, чтобы найти коренной выход известняков; кроме того, я был тогда далек от тех мыслей, которые я сейчас излагаю. Единственный, взятый мною образец, размером 17 × 15 × 14 см, был подвергнут тщательной обработке, и из него было извлечено довольно много окаменелостей.<sup>2</sup>

Эта фауна была отправлена мною в Ленинград В. К. Лихареву, как знатоку пермской фауны. Однако В. К. Лихарев сообщил мне, что «эта фауна не пермская, а гораздо более древняя, именно девонская» (1938<sub>1</sub>).

<sup>1</sup> Само собой понятно, что верхнюю часть этой свиты нельзя безоговорочно отождествлять с верхней свитой в разрезе по рч. Ак-таш (см. фиг. 3).

<sup>2</sup> Я выражаю большую признательность В. М. Севко — препаратору Института геологических наук Академии Наук СССР — за его искусную работу, так как только благодаря ему удалось извлечь из этого образца породы решительно все, что в нем было.

Мало того, он показал эту фауну Н. Л. Бубличенко, Б. А. Марковскому и Б. В. Милорадовичу, которые признали ее верхнедевонской. При этом одна из мшанок, обнаруженная в коллекции, была передана А. И. Никифоровой, определившей эту форму как *Lioclema bugusunica* Nekh., которая до сих пор была известна лишь в верхних горизонтах среднего девона Горного Алтая (Лихарев, 1938<sub>1</sub>, 2).

После этого вся фауна была просмотрена еще Л. С. Либровичем, Д. В. Наливкиным и О. Л. Эйнором, которые также признали ее верхнедевонской; только О. Л. Эйнором допускает возможность отнесения ее к нижнему карбону, да и то не выше турне. Большинство же вышеуказанных исследователей уточняют ее возраст и относят к фаменскому ярусу (Нехорошев, 1938).

Этот вывод представляет исключительный интерес, так как верхний ярус верхнего девона до сих пор еще нигде не был обнаружен в Горном Алтае, и Л. Л. Халфин даже полагает, что морская фация фаменского яруса совершенно отсутствует в этой горной стране (1935, 3).

Так как отдельные формы вышеуказанной коллекции при этом не были определены, я передал ее А. Н. Сокольской — палеонтологу Палеонтологического института Академии Наук СССР. Она установила в ней следующие формы: *Camarotoechia* ex gr. *livonica* Buch., *Retzia tulensis* P a n d., *Spirifer* (*Cyrthospirifer*) *conoideus* Roem., *S.* (*Cyrthospirifer*) *verneuili* M u r c h., *S.* (*Cyrthospirifer*) *tenticulum* V e r n., *S.* (*Cyrthospirifer*) *aperturatus* S c h l o t h. var. *cuspidatus* d' A r c h. et V e r n., *S.* *jeremejevi* T s c h e r n., *Discina* sp., *Athyris* sp. (Сокольская, 1938). При этом А. Н. Сокольская указывает, что определенный ею *Spirifer* (*Cyrthospirifer*) *verneuili* M u r c h. ближе всего стоит к *S. verneuili* из девонских отложений гор Кара-тау в Средней Азии, судя по описанию Д. В. Наливкина (1930). Всю эту фауну она считает типичной верхнедевонской и пишет следующее:

«*Camarotoechia livonica*, *Retzia tulensis* (весьма близкая к среднедевонской *Retzia prominula*), *Spirifer verneuili*, *S. tenticulum*, *S. conoideus*, все это — типичные девонские формы. Общий облик фауны, как перечисленной выше, так и оставшейся неопределенной в виду плохой сохранности, также типично девонский, а именно — наличие большого количества мелких спириферов с высокой треугольной ареей и мелкими многочисленными простыми, не дихотомирующими, кроме как в синусе и в седле, ребрами и со своеобразным внутренним строением макушки брюшной створки некоторых из них (*Spirifer verneuili* и *Spirifer tenticulum*). Путем пришлифовок удалось установить наличие дельтириальной пластины, соединяющей зубные пластины. Наличие дельтириальной пластины у спириферов указывается некоторыми авторами и из более высоких отложений (визе, турне) и из верхнекаменноугольных отложений (Сергунькова, 1935); но характер этих раковин совершенно другой. Нижнекаменноугольные спириферы — гораздо более крупные, имеют ареею с параллельными краями, дихотомирующие и более крупные ребра; верхнекаменноугольные отличаются еще большими размерами, более крупными и грубыми ребрами. Следовательно, они никак не могут быть отождествлены с определяемыми спириферами» (Сокольская, 1938).

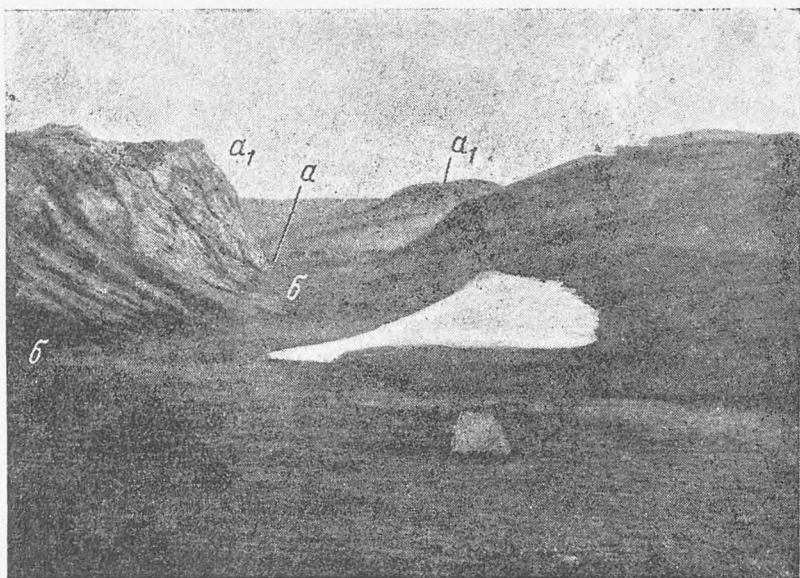
Как видите, состав фауны заставляет предполагать, что в Айгулакском хребте проходит тот же прослой известняка, как и на рч. Ак-таш, и с такой же загадочной по возрасту фауной. Необходимо при этом добавить, что место, где найдена эта фауна, находится в 11 км от пермо-карбона на рч. Ак-таш. В действительности это расстояние даже меньше, так как в этом промежутке В. А. Кузнецов и А. С. Мухин обнаружили еще три небольших тектонических клина пермо-карбона, которые выступают на той же линии между рч. Ак-таш и Чибит, причем в одном из них также была обнаружена фауна (Кузнецов и Мухин, 1936, карта; Мухин, 1936, 68; 1938, 15).

Конечно, поскольку в Айгулакском хребте известняки с фауной были найдены не в коренном залегании, естественно возникает вопрос, почему нельзя допустить, что там — в вершине лога — находится тектонический



клин верхнедевонских известняков, зажатый или в пермо-карбонных осадках или между пермо-карбоном и более древними отложениями. Поэтому рассмотрим соотношение между пермо-карбоном и окружающими его породами, а также дизъюнктивную тектонику пермо-карбона.

Вся полоса пермо-карбонных отложений с северо-восточной стороны покрыта моренными отложениями четвертичного периода, среди которых лежит оз. Сарулу-куль. С юго-запада она соприкасается с протерозойскими отложениями, а также с гранитным интрузивом, который прорвал эти последние, будучи сам древнее пермо-карбона. В северо-западном конце



Фиг. 4. Непосредственное налегание (а) базального конгломерата ( $a_1$ ) пермо-карбонных отложений на метаморфические сланцы кутень-булукской свиты (б) протерозойского возраста. Северо-восточный склон Айгулакского хребта. Вид на юго-восток. Снимок К. Д. Помазкова, 4/VIII 1937 г.

полосы пермо-карбонных отложений отчетливо видно, что их мощный базальный конгломерат стратиграфически, т. е. без дизъюнктивного нарушения, лежит на размытой поверхности протерозойских отложений и что между ними совершенно отсутствуют какие-либо отложения промежуточного возраста (фиг. 4). Только контакт между мощной толщей этого базального конгломерата и остальной песчано-сланцевой частью пермо-карбонной свиты остался невыясненным, так как он покрыт травой и лесом.

Дальше к юго-востоку пермо-карбонные отложения почти до оз. Чубек-куль, т. е. на протяжении 13 км, соприкасаются с гранитным интрузивом, ширина которого не превышает 200 м. Такая незначительная ширина этого интрузива при его непомерно большой длине, а также отсутствие на этом пространстве базального пермо-карбонного конгломерата и залегание дислоцированных пермо-карбонных отложений почти на одной высоте с гранитом, — все это заставляет меня считать, что здесь между гранитом и пермо-карбоном проходит сброс, и пермо-карбонные отложения являются опущенным крылом сброса.

Линия сброса была осмотрена мною в четырех местах, и ни в одном из них я не обнаружил никаких следов известняковой толщи между гранитом и пермо-карбоном. Северо-западное простирание данного сброса не

вполне совпадает с общим простиранием складок пермо-карбона, а пересекает их под острым углом. Поэтому на северо-западе, т. е. ближе к рч. Эсконгò, сброс проходит, повидимому, между базальным конгломератом и песчано-сланцевой частью пермо-карбонных отложений, вследствие чего базальный конгломерат оказался в поднятом крыле сброса. Угол падения сбросовой поверхности весьма крут, а может быть даже вертикален, так как линия сброса почти прямолинейна. Поэтому я не вижу никаких оснований предполагать здесь надвиг, действием которого мог бы быть втерт в пермо-карбонную толщу узкий клин верхнедевонского известняка.

Что же касается тех надвиговых явлений, которые установлены к северу от пос. Курай и в долине рч. Ак-таш, то, по всей вероятности, они являются следствием одного и того же процесса. Но, по моим наблюдениям, эта поверхность надвига загибается от рч. Ак-таш к северо-северо-западу и уходит к истоку р. Кадрин, т. е. она проходит значительно восточнее полосы пермо-карбонных отложений Айгулакского хребта, как показано на фиг. 2. Правильность этого наблюдения подтверждает и А. С. Мухин (1938, 15).

### ЗНАЧЕНИЕ ФАУНЫ В БАЛАХОНСКОЙ СВИТЕ

Вышеизложенными наблюдениями еще нельзя считать окончательно доказанным наличие верхнедевонских отложений в составе балахонской свиты юго-восточной части Горного Алтая, хотя все, что я показал, скорее всего говорит именно за такое решение этого вопроса. Вместе с тем очевидно, что точное решение этой задачи имеет большое значение для выяснения того многолетнего спора, который идет в Сибири между исследователями верхнепалеозойских угленосных отложений, — спора, который происходит не только между палеозоологами и палеофитологами, но даже между палеофитологами, расколовшимися, как мы видели, на два лагеря.

В самом деле, если мы окончательно докажем, что в трех описанных местах Горного Алтая фауна является безусловно автохтонной, если не будет никаких сомнений в ее верхнедевонском возрасте, если безоговорочно будет признано, что флора везде принадлежит одному горизонту, и, наконец, если мы попрежнему будем считать, что остатки растений, как и остатки животных, имеют стратиграфическое значение даже на большие расстояния, — то едва ли можно будет тогда относить балахонскую свиту к перми.

Больше того, возникает вопрос о понижении ее возраста даже в пределах каменноугольного периода и отнесении ее к нижней половине карбона.<sup>1</sup> С другой стороны, если считать правильным установление возраста угленосных отложений верхнего палеозоя в Сибири по растительным остаткам, то неизбежен пересмотр стратиграфического значения многих брахиопод, которые считаются типичными верхнедевонскими формами.

Я не предпрещаю ответа. Но я ставлю эти вопросы так остро для того, чтобы обратить внимание на необходимость их безотлагательного решения.

Для этого необходимо, во-первых, произвести подробные исследования к западу от оз. Чубек-куль и разыскать там коренной выход известняка с верхнедевонской фауной, проследив расчистками, что он действительно залегает автохтонно. Затем, следует не только собрать фауну именно в коренном выходе известняка и доказать при этом ее автохтонность, но и приложить все усилия к тому, чтобы найти остатки растений в слоях терригенных отложений, подстилающих и покрывающих этот известняк.

<sup>1</sup> См. второе примечание на стр. 101.

С этой же целью надо внимательно исследовать те лога и ущелья, которые располагаются по соседству от того лога, на дне которого мною были найдены обломки и глыбы известняка с фауной, чтобы установить протяженность прослоя; особенное внимание надо обратить на то ущелье, в котором мною были найдены прекрасные остатки растений.

Во-вторых, на рч. Ак-таш надо тщательно изучить разрез, чтобы безоговорочно доказать автохтонное залегание прослоя известняка и автохтонность самой фауны и произвести дополнительные сборы фауны, обратив внимание не только на брахиоподы, но также на пелициподы и гастроподы. Крайне важно при этом пополнить и сборы флоры, пытаясь найти остатки растений и в слоях выше известняка.

Кроме того, необходимо установить отсутствие опрокинутого залегания слоев путем изучения той последовательности, в которой происходит изменение величины зерен в отдельных слоях песчаников и граувакк (Васюкович, 1932). Наконец, необходимо собрать фауну и в том небольшом тектоническом клине пермо-карбоновых отложений, который выступает в 1.3 км к северо-западу от описанного разреза, как указано на рукописной геологической карте, составленной А. С. Мухиным в 1935 г.

В-третьих, такие же исследования необходимо произвести и около пос. Курай.

Во всех случаях крайне желательно произвести сборы фауны в виде крупных кусков породы с тем, чтобы препарировать их в лаборатории.

Выполнение намеченных исследований не представит большого труда, так как все три выхода пермо-карбоновых отложений расположены неподалеку от автомобильного тракта, идущего вдоль р. Чуи.

\* \* \*

А. С. Мухин считает, что пермо-карбоновые отложения на рч. Ак-таш, это — дельтовые осадки, поскольку в песчаниках наблюдается косая слоистость, а прослой известняка характеризуется морской фауной (Мухин, 1936, 63—69).

Но, если допустить, что известняк с фауной во всех трех местах принадлежит одному и тому же прослою, который сейчас обнаружен на протяжении 29 км, то мне представляется более вероятным другое объяснение. Я предполагаю, что в балахонский век весь юго-восток Алтая представлял собой мелководье, которое временами почти осушалось и превращалось в обширное болото или, вернее, распадалось на сеть многочисленных болот; в них происходило накопление материала, давшего впоследствии залежи углей. Во время этого длительного процесса был момент, когда на короткое время эти болота были залиты морем, отложившим чистый известняк с фауной. Неровная верхняя и нижняя поверхности известнякового прослоя на рч. Ак-таш указывают повидимому на то, что перед началом морской трансгрессии был небольшой перерыв, сопровождавшийся легким размывом терригенной свиты, а после трансгрессии вновь наступило кратковременное поднятие, во время которого известняк также был частично размыв.

Откуда шла эта трансгрессия моря, мы пока не знаем, а потому мы можем предполагать его наступание в любом направлении. При такой постановке вопроса не исключена вероятность, что со временем мы обнаружим тот же прослой известняка с фауной и в других участках пермо-карбоновых отложений, которые уже обнаружены или будут обнаружены в различных местах, расположенных вокруг этой площади. Вот почему надлежит внимательно изучить и все те остальные выходы пермо-карбоновых отложений, которые показаны на обзорной карточке (фиг. 1). В частности, было бы важно вновь разыскать на р. Пыже и определить ту «каменноугольную» фауну, которая была указана С. А. Яковлевым.

## ВЕРХНИЙ ДЕВОН

В виду того, что пермо-карбоновые отложения на юго-востоке Горного Алтая обладают такой своеобразной особенностью, которая сближает их с девонем, необходимо подвергнуть также самому тщательному изучению флору и фауну верхнедевонских отложений, которые тоже известны в этой части Алтая.

Так, в хребте Сайлюгем, расположенном к востоку от Курайского хребта на границе с Тувинской республикой, Л. И. Семихатова нашла флору, которую А. Н. Криштофович определил как верхнедевонскую (Нехорошев, 1932, 54). К сожалению, ни точное местонахождение этой флоры, ни литологический состав той свиты, в которой она была обнаружена, нам неизвестны; больше того, — после смерти Л. И. Семихатовой не сохранился даже список найденных ею растений.<sup>1</sup> Между тем немного западнее — уже на восточном конце Курайского хребта — В. П. Нехорошев, а еще раньше В. К. Поленов обнаружили в низовье рч. Бугусун и по ее правому притоку Кокури (Кызыл-Шин) обильную фауну (фиг. 2, I). В. К. Поленов отнес ее к нижнему девону (1915, 481), а В. П. Нехорошев — к верхам среднего и низам верхнего девона (1932, 47—54 и 85—87). Однако недавно Д. В. Наливкин, обстоятельно изучивший эту фауну, показал, что она является безусловно верхнедевонской и замечательна тем, что состоит из: «1) типичных западноевропейских форм, 2) не менее типичных гамилтонских форм и 3) значительного числа местных специфических форм» (Наливкин, 1938).

Любопытно, что среди различных брахиопод им были определены такие формы, как *Camarotoechia* sp., *Spirifer* (*Cyrthospirifer*) aff. *tenticulum* Verp. и *S. (Cyrthospirifer)* ex gr. *verneuili* Murch.; очевидно и мшанка *Lioctema bugusunica* Nekh., впервые установленная на Алтае, была обнаружена среди этой же фауны. Это — те самые формы, которые, как мы видели, были установлены и в Айгулакском хребте (см. выше стр. 105).

Толща, в которой на рч. Бугусун найдена эта фауна, имеет мощность свыше 500 м и состоит, главным образом, из терригенных осадков, которые в нижней части представлены «туфогеновыми»<sup>2</sup> отложениями, а в верхней — песчаниками и глинистыми сланцами красного цвета с туфами и покровом мелафира. Фауна залегает в известняках, образующих лишь прослой в этой терригенной толще.

По своему литологическому составу эта толща весьма напоминает пермо-карбоновую свиту, которая залегает между истоком Большого Абакана и долиной р. Чульчи; кроме того, наличие мелафирового покрова вместе с красноцветными отложениями сближает ее с верхним отделом пермо-карбоновой свиты на рч. Ак-таш в Курайском хребте (см. выше стр. 98).

Второе место находится на северном склоне Курайского хребта, где по р. Ильдугем,<sup>3</sup> левому притоку Башкауса, К. В. Радугин обнаружил свиту, содержащую фауну и флору верхнедевонского возраста (фиг. 2, II). К сожалению, литологический состав, а также список фауны и флоры еще не напечатаны, и краткие сведения сообщил лишь В. А. Обручев (1936, 416). Совместное нахождение в этой свите флоры и фауны верхнего девона наводит меня на мысль, что и в первом месте, т. е. в хребте Сайлюгем и по рч. Бугусун, флора и фауна также могут оказаться в отложениях одной и той же свиты. Любопытно, что в этом месте известны и угленосные отложения, на которые я уже указывал выше на стр. 95 и которые лишь условно были отнесены к пермо-карбону (фиг. 1, б).

<sup>1</sup> Личное сообщение А. Н. Криштофовича.

<sup>2</sup> Надо учесть, что «туфогеновыми» породами геологи довольно часто называют граувакки или полимиктовые песчаники.

<sup>3</sup> К. В. Радугин лично сообщил мне, что это — Верхний Ильдугем, и девон был обнаружен там Л. Н. Краевской.



Третье место расположено к северо-западу от второго между рч. М. Улаган и Саратан, впадающими справа в Башкауз (фиг. 2, III). Там на площади около 300 км<sup>2</sup> Г. Д. Афанасьев обнаружил толщу, которая состоит из переслаивающихся песчаников, аркозов, углистых и глинистых сланцев, а также песчанистых и углисто-песчаных сланцев. В этой толще им найдены остатки растений, к сожалению неопределимые. Кроме того, в ней найден прослой аргиллита толщиной около 6 см, переполненный раковинами (Афанасьев, 1938). Н. Л. Бубличенко определил среди них *Spirifer Martianoffi* Stuck., *Retzia* (?) и *Lingula* (?) и отнес эти формы к девону, поскольку в Минусинской котловине *Spirifer martianoffi* Stuck. широко распространен среди тех отложений, которые в последние годы относятся палеонтологами к живецкому ярусу среднего девона (Полетаева, 1936). На этом основании всю описываемую толщу Г. Д. Афанасьев считает девонем.<sup>1</sup>

В этой толще не найдено прослоев углей; но наличие в ней углистых и углисто-песчаных сланцев показывает, что отложение этой толщи происходило в условиях, очень близких к тем, при которых создается углеобразование, — не говоря уже о том, что со временем может быть в ней будут найдены и прослой углей. Кроме того, следует подчеркнуть, что эта свита по своему литологическому составу очень напоминает вышеописанную балахонскую свиту Курайского и Айгулакского хребтов и сильно отличается от тех отложений среднего девона, которые выступают в Айгулакском хребте по долине р. Бельгебаш<sup>2</sup> и около пос. Курай (Чураков, 1941).

Наконец, необходимо отметить еще одно обстоятельство. На рукописной геологической карте Курайского хребта, составленной геологами Западно-сибирского геологического управления, показана узкая полоса отложений верхнего и среднего девона, расположенная к востоку от рч. Саратан и вытянутая в меридиональном направлении (Краевская, Мухин и др., 1932). Ее южный суживающийся конец ими не был исследован, но предположительно он намечен на карте пунктиром, идущим по направлению к устью рч. Кумурлу (фиг. 2, IV). Более поздние исследования, произведенные Г. Д. Афанасьевым, обнаружили, как я уже писал на стр. 95, узкий клин пермо-карбонных угленосных отложений, расположенный около устья этой речки и вытянутый на северо-северо-восток (фиг. 1, 7). Этот клин «пермо-карбона» не был прослежен Г. Д. Афанасьевым дальше к северу; но весьма вероятно, что он соединяется с полосой девонских отложений. Если это оправдается, то мы сможем сделать два вывода: 1) тектонический клин угленосных отложений около устья рч. Кумурлу является не пермо-карбоном, а верхним девонем, и 2) верхнедевонские отложения местами действительно являются угленосными.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палеозойские угленосные отложения юго-востока Горного Алтая принадлежат двум различным геологическим эпохам — верхнекаменноугольной (или нижнепермской) и, повидимому, верхнедевонской.

Первая группа отложений обнаружена на северо-восточном склоне Айгулакского и в западной части Курайского хребтов в виде трех крупных разобщенных выходов, расположенных на одной прямой. Все они принадлежат одному и тому же комплексу осадков, а именно «алыкаевским горизонтам» балахонской свиты Кузнецкого бассейна, что доказывается нали-

<sup>1</sup> Вместе с тем я должен подчеркнуть, что в той свите, выступающей по рч. Бугусун и Кокури, которую Д. В. Наливкин относит к верхнему девону, Л. Л. Халфин определил *Spirifer martianoffi* Stuck. и даже *S. cheehiel* Kohn (1935, 8). Это обстоятельство сильно сближает возраст обеих свит.

<sup>2</sup> Река Бельгебаш, это — р. Бердыбаш прежних исследователей (В. П. Нехорошев).

чем в них руководящих растений. Не приходится сомневаться в том, что четвертый выход (9-а) принадлежит к тому же комплексу.

Замечательная особенность этих отложений заключается в следующем. На рч. Ак-таш среди них залегают автохтонный пласт известняка с верхнедевонской фауной; в Айгулакском хребте на поверхности этих же отложений обнаружены обломки известняка, тоже с верхнедевонской фауной; только условия залегания этого известняка не известны. Около пос. Курай среди этих отложений обнаружен автохтонный пласт известняка с обломками брахиопод; но фауна из этого прослоя не изучена.

Представляется весьма вероятным, что во всех трех местах мы имеем дело с одним и тем же автохтонным прослоем известняка, содержащего верхнедевонскую фауну. Если это так, то подобный случай резкого возрастного различия между флорой и фауной в одной и той же толще осадков представляет столь большой теоретический интерес, что становится очевидной необходимость постановки подробных исследований для всестороннего изучения этого явления.

Вторая группа отложений, имеющая верхнедевонский возраст, залегают в юго-восточной, в центральной и в северо-восточной частях Курайского хребта и представляет не меньший интерес тем, что и она является угленосной. Кроме того, наличие верхнедевонской фауны в отложениях балахонской свиты позволяет предположить, что между отложениями «верхнего девона» и осадками «балахонской свиты» может быть и не окажется такого крупного возрастного различия, как это представляется сейчас.

Больше того, не исключена возможность, что дальнейшие исследования покажут принадлежность этих двух групп отложений к одной и той же свите осадков с весьма своеобразным сочетанием флоры и фауны.

В таком предположении я не вижу ничего невероятного, ибо еще 74 года тому назад к подобному заключению пришел В. Котта. Как известно, для Рудного Алтая он высказал мысль о том, что там связь между нижним карбоном и девоном теснее, чем в других странах, потому что на Алтае некоторые каменноугольные формы появились уже в девоне или, наоборот, девонские формы продолжали существовать в карбоне (Kotta, 1871). К этому надо добавить, что на рч. Локтёвке (Рудный Алтай) им была обнаружена толща с прослойками угольной сажи и остатками *Lepidodendron serlii* В г о г п., что дало ему основание отнести эту толщу к карбону. Впоследствии в этой же свите Г. Г. Петц нашел типичную среднедевонскую пелециподу *Janeia laevigata* G o l d f., на основании чего он оспаривал правильность вывода В. Котта и отнес эту свиту к девону (Петц, 1904<sub>1</sub>; 1904<sub>2</sub>, 79—85).

Теперь, после всего вышешложенного вывода этих исследователей мне рисуются в ином свете: я думаю, что они оба были правы, так как и в Рудном Алтае мы имеем, по видимому, сочетание каменноугольной флоры с девонской фауной.

Небезинтересно напомнить, что в штате Нью-Йорк США верхний девон обладает замечательной особенностью: в нем обнаружены так называемые фауны-предвестницы и фауны-возвращенцы, как показали исследования Вильямса и Трайнера и сводка Энгельна (Engeln, 1932; Trainer, 1932; Williams, 1887, 1913). Сущность этого явления заключается в том, что в свите отложений появляются прослой с такой фауной, которая характерна или для нижележащих, или для вышележащих горизонтов, причем гамилтонская фауна, характерная для среднего девона, появляется четыре раза; в последний раз она появляется в середине фаменского яруса после наивысшего расцвета типичной фаменской фауны (Наливкин, 1938, 82).

По Д. В. Наливкину, на юго-востоке Горного Алтая наблюдается такое же явление смещения верхнедевонских и среднедевонских форм.

Но, если подобные явления происходят с фауной, то я не вижу никаких теоретических оснований отрицать возможность таких явлений и в растительном мире.

Поэтому я думаю, что и описанный мною разрыв между флорой и фауной в пермо-карбонных отложениях Горного Алтая обусловлен наличием в них или флоры-предвестницы или фауны-возвращенца.

Такое объяснение предполагает наличие двух дополнительных условий. Во-первых, стратиграфический разрыв не должен быть очень большим; во-вторых, он безусловно должен был проявиться на весьма обширной площади. Первое условие показывает, что «балахонскую свиту» Горного Алтая естественнее всего относить к нижнему карбону при двучленном делении карбона. Второе условие наводит на мысль, что эту увлекательную задачу надо решать также в Рудном Алтае, в Казахстане и в Тувинской республике.

\* \* \*

Если все мои предположения оправдаются, то такая постановка вопроса приобретает и практическое значение, ибо тогда в Горном Алтае, а также в областях, прилегающих к нему с запада и востока, надо будет искать новые угольные месторождения не только в тех осадочных свитах, которые содержат каменноугольную (или нижнепермскую) флору, но и в тех терригенных отложениях, которые содержат прослой известняков или сланцев с верхнедевонской фауной.

Исходя из этого, я считаю весьма целесообразным изучить прежде всего южное подножье Курайского хребта между пос. Курай и долиной рч. Бугусун на протяжении 100 км. В самом деле, при взгляде на карту (фиг. 2) напрашивается мысль, что отложения балахонской свиты, которые протягиваются от рч. Эсконго до пос. Курай на протяжении 46 км, продолжаютя дальше на восток к верховьям рч. Бугусун, где мы тоже видим угленосные отложения (фиг. 2, б). Поэтому необходимо искать угольные месторождения и в хребте Сайлюгем, и в долине рч. Бугусун, и дальше на запад к пос. Курай.

Обнаружение новых угольных месторождений в этих местах будет иметь существенное значение для местных потребностей, так как Чуйский автомобильный тракт проходит там поблизости. Только надо помнить при этих исследованиях очень важное указание А. С. Мухина, который подчеркивает, что угленосные отложения, легко выветриваясь и размываясь, оказываются залегающими в понижениях, где они могут быть покрыты наносами (1938, 20).

При проверке всех высказанных мною предположений надо обратить внимание не только на сборы флоры и фауны, но и на изучение литологического состава пород. Замечательной особенностью пермо-карбонных отложений юго-востока Горного Алтая является обилие среди них красноцветных пород, что так резко отличает их от угленосных палеозойских отложений Кузнецкого бассейна.<sup>1</sup>

Может быть, в изучении этой особенности, которая обусловлена по-видимому палеоклиматическими причинами, лежит ключ к разгадке той палеоэкологической обстановки, которая создала столь необычайное сочетание флоры и фауны в этой части Азии.

Академия Наук СССР  
Институт геологических наук  
45 февраля 1940 г.

<sup>1</sup> Теперь, в свете всего вышеизложенного, я прихожу к мысли о том, что та красноцветная свита, которая выступает около устья рч. Эсконго в южной части Сумультинского хребта (фиг. 2) и показана на моей геологической карте как верхнесилурийская, быть может является пермо-карбонной и соответствует верхней свите пермокарбона в разрезе на рч. Ак-таш (Чураков, 1941, карта).

## БИБЛИОГРАФИЯ

- Афанасьев Г. Д. Петрографо-геологические исследования в юго-восточной части Горного Алтая (бассейн рр. Башкаус и Чулышман). — 1938.
- Бубличенко Н. Л. Планшет XI-6 (Чубук-Кульский). — 1932.
- Бубличенко Н. Л., Белоусова В. Т. и Воднева Е. Д. Геологические исследования в районе Телецкого озера на Алтае. — Изв. Всесоюз. геол.-разв. об., 1931, 50, вып. 71, 1105—1129.
- Вассоевич Н. Б. О некоторых признаках, позволяющих отличить опрокинутое положение флишевых образований от нормального. — Тр. Геол. инст. Акад. Наук, 1932, 2.
- Высоцкий В. И. и Жуков Л. Н. Местное топливо. — [Сб.] Полезные ископаемые Западно-Сибирского края, т. III., Угли. Томск, изд. Зап.-Сиб. геол. тр., 1935, 484—505.
- Залесский М. Д. и Чиркова Е. Ф. Распределение ископаемой флоры по геологическим разрезам антраколита в Кузнецком и Минусинском бассейнах и разделение его на основании этой флоры. — В книге Zalesky M. D. Palaeophytographica. Recueil palaeophytologique. Палеофитологический сборник М.—Лг., изд. Акад. Наук, 1937.
- Краевская, Мухин, Радугин и Смирнова. Геологическая карта Курайского хребта. Масштаб 1 : 428 570;—1932.
- Криштофович А. Н. Курс палеоботаники, 2-е изд. Горгеонефтивдат, 1934.
- Криштофович А. Н. (1) Ботанико-географическая зональность и этапы развития флоры верхнего палеозоя. — Изв. Акад. Наук, отд. мат. и ест. наук, сер. геол., 1937, № 3, 383—404.
- Криштофович А. Н. (2) Ботанико-географическая и климатическая зональность в конце палеозойской эры. — Природа, 1937, № 2, 47—62.
- Кузнецов В. А. и Мухин А. С. Новое месторождение ртути в Горном Алтае. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1936, № 1—2, 16—22.
- Кузнецов Ю. А. Некоторые новые данные по геологии Горного Алтая. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1936, № 1—2, 51—59.
- Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая. — Мат. по геол. Зап.-Сиб., 1939, № 44.
- Лихарев Б. К. (1) Личное письмо А. Н. Чуракову от 21/III 1938.
- Лихарев Б. К. (2) Личное письмо А. Н. Чуракову от 23/III 1938.
- Мухин А. С. Эпиконтинентальные отложения карбона в Юго-восточном Алтае. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1936, № 1—2, 67—70.
- Мухин А. С. Курайское месторождение ртути в Юго-восточном Алтае. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1937, № 1.
- Мухин А. С. Курайское наменноугольное месторождение в юго-восточном Алтае. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1938, вып. 3.
- Надивкин Д. В. Брахиоподы верхнего девона Туркестана. — Тр. Геол. ком., нов. сер., 1930, вып. 180.
- Надивкин Д. В. Верхний девон Горного Алтая. — Мат. ЦНИГРИ, общ. сер., 1938, сб. 3, 80—94.
- Нейбург М. Ф. К стратиграфии угленосных отложений Кузнецкого бассейна. — Изв. Акад. Наук, геол. сер., 1936, вып. 3.
- Нейбург М. Ф. (1). Личное письмо А. Н. Чуракову от 19/IV 1938, № 2798.
- Нейбург М. Ф. (2). Стратиграфическое сопоставление угленосных отложений Минусинского и Кузнецкого бассейнов Сибири. — Сб., посвящ. 50-летию научной и педагогической деятельности акад. В. А. Обручева, т. I. М., изд. Акад. Наук, 1938, 27—40.
- Нехорошев В. П. О некоторых новых малоизвестных месторождениях полезных ископаемых на Алтае. — Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1930, 49, № 6.
- Нехорошев В. П. Материалы для геологии Горного Алтая. — Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 177.
- Нехорошев, В. П. Личное письмо А. Н. Чуракову от 20/IV 1938.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. II.— М., изд. Акад. Наук, 1936.
- Петц Г. Г. (1) Геологическая карта Алтайского округа. Листы: Кабанья, Белоглазово, Локтёвское, Змеиногорск. Масштаб 40 верст в 1 дм.— Изд. Геол. части каб., 1904.
- Петц Г. Г. (2) Геологическое описание 13-го листа X ряда десятиверстной карты Томской губернии. — Тр. Геол. части каб. 1904, 6, вып. 1, 78—85, 210.
- Полениов Б. К. Геологическое описание западной половины 15-го листа IX ряда десятиверстной карты Томской губернии. — Тр. Геол. части каб., 1915, 8, вып. 2, 481.
- Полетаева О. К. К стратиграфии девонских отложений Минусинской котловины. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1936, № 4.



- Р а д у г и н К. В. Геологический очерк Чемайского листа Горного Алтай. — Сб. Горный Алтай. — Тр. Ойротск. компл. экспед., Геология, т. I. Изд. Ак. Наук, 1941.
- С а у к о в А. А. Ртутная зона Ойротии. — Сб. Ойротия. М., изд. Акад. Наук, 1937, 163—199.
- Сб. Ойротия. М., изд. Акад. Наук, 1937.
- С е р г у н ь к о в а О. И. Брахиоподы нижне-визейских слоев Таласского Ала-тау, Тянь-шань. — Ташкент, Изд. Комитета наук Узб. ССР, 1935.
- С о к о л ь с к а я А. Н. Список фауны, определенный из коллекции А. Н. Чуракова. Письмо от 8/VII 1938.
- Х а л ь ф и н Л. Л. Материалы по стратиграфии девонских отложений Алтай. — Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, 1935, вып. 20.
- Х а х л о в В. А. Материалы к стратиграфии Кузнецкого бассейна. — Тр. Научно-иссл. угольн. инст. Востугля, сер. Г. 1931, вып. 4.
- Х а х л о в В. А. Остатки пермо-карбоновой флоры на Алтае. — Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, 1933, вып. 4.
- Х а х л о в В. А. О расчленении пермо-карбоновых отложений Сибири. — Вестн. Сиб. геол. тр., 1937, № 1.
- Ч у р а к о в А. Н. Геологическое строение восточной части Айгулакского и западной окраины Курайского хребтов (Горный Алтай). Сб. Горный Алтай, тр. Ойротск. компл. экспед., Геология, т. I. Изд. Акад. Наук, 1941.
- Я к о в л е в С. А. Геологическое описание северо-западной четверти 15-го листа, X ряда десятиверстной карты Томской губернии (Лист Улалá). — Тр. Геол. части каб., 1908, 8, вып. 1, 180.
- E n g e l n O. D. The Finger Lake region. — В книге: The Palaeozoic Stratigraphy of New York. XVI Int. Geol. Congr. Guidebook, 1932, № 4.
- K o t t a В. Der Altai, sein geologischer Bau und seine Erzlagerstätten. Leipzig, 1871.
- T s h i r k o v a H. Th. Sur le développement des sediments du Permien inférieur dans le Kasakstan du Nord-Est. — Bull. Soc. Géol. Fr., 5 sér., 1935, 5, fasc. 6—7, 509—512.
- T r a i n e r D. W. The Tully limestone of the Central New York. — Bull. N. Y. St. Mus., 1932, № 291
- W i l l i a m s H. S. The Tully limestone. — Ann. Rep. N.-Y. St. Mus., 1887, № 6.
- W i l l i a m s H. S. Recurrent Tropicidoleptus zones of the Upper Devonian in New York. — Prof. Papers of the United States Geol. Survey, 79, 1913.

A. N. TCHURAKOV

A SINGULAR FLORAL AND FAUNAL DISCREPANCY IN THE PERMO-CARBONIFEROUS DEPOSITS OF MOUNTAINOUS ALTAI, AND THE PRACTICAL SIGNIFICANCE OF THIS PHENOMENON

SUMMARY

In Mountainous Altai (Siberia) Permo-Carboniferous strata are represented by the epicontinental facies and have been recorded in the western, north-eastern and south-eastern part of this mountainous country. They have been preserved as small erosional outliers, and as small tectonic wedges. The outcrops of these deposits are shown on the map (Fig. 1) as black circles.

Of greatest interest these deposits are in the south-eastern part of the Mountainous Altai, where they make up the north-eastern slope of the Aigulak range, and occur also in the western and the south-western part of the Kurai range. In these ranges the Permo-Carboniferous deposits composed of clay and coaly shales, sandstones and greywackes with coal seams, contain abundant remains of the following plants determined by V. A. Khakhlov and M. F. Neiburg: *Aneimites Lopatini* (Schmalh.), *Angaropteridium cardiop-teroides* (Schmalh.) Z al., *Neuropteris dichotoma* N e u b., *Noeggerathiopsis aequalis* (Goepp.) Z al., *Gondwanidium sibiricum* (Pet.) Z al., *Noeggerathiopsis tschirkovae* Z al. *Noeggerathiopsis theodori* T s c h i r k. et Z al.

In M. F. Neiburg's opinion this flora permits to correlate the Permo-Carboniferous strata of these Mountainous Altai ranges with the Alykaev horizons of the Balakhonka series in the Kuznetsk coal basin.

Stress should be laid upon the fact that the Balakhonka series of the Kuznetsk basin is regarded by M. D. Zalessky, A. N. Krishtofovich, and V. J. Yavorsky as Lower Permian in age, while M. F. Neiburg and V. A. Khakhlov refer it to the upper portion of the Carboniferous.

The most remarkable peculiarity of the Permo-Carboniferous strata of the Aigulak and Kurai ranges may be described as follows.

In the western part of the Kurai range at Ak-Tash River in terrigenous Permo-Carboniferous deposits A. S. Mukhin discovered an autochthonous limestone bed about 70 cm thick containing abundant fauna of brachiopods, pelecypods, bryozoans and gastropods. In this fauna L. N. Kraevsky and E. D. Soshkina have identified the following forms: *Spirifer* ex gr. *archiaci* V e r n., *Spirifer* ex gr. *disjunctus* S o w., *Rhynchospira tschernischevi* P e e t z var.  $\beta$  C h a l t., *Retzia* sp., *Ptychospira* (?) sp., *Acanthospira aciculifera* (Rowleg)?, *Brachythyris* aff. *peculiaris* (Schum)? E. D. Soshkina and L. N. Kraevsky assume that this fauna is Upper Devonian in age.

In the Aigulak range on the surface of Permo-Carboniferous deposits I have found (though not *in situ*!) entirely unrounded limestone fragments with various organisms, among which A. N. Sokolskaia has determined the following forms regarded by her as Upper Devonian: *Camarotoechia* ex gr. *livonica* B u c h., *Retzia tulensis* P a n d., *Spirifer* (Cyrthospirifer) *conoideus* R o e m., *Spirifer* (Cyrthospirifer) *Verneuili* M u r c h., *Spirifer* (Cyrthospirifer) cf. *tenticulum* V e r n., *Spirifer* (Cyrthospirifer) *aperturatus* S c h l o t h. var. *cuspidatus* d' A r c h. et V e r n., *Spirifer Jeremejevi* T s c h e r n., *Discina* sp., *Athyus* sp. Besides, A. I. Nikiforova identified a bryozoan *Lioclema bugusunica* N e k h.

A number of eminent paleontologists, such as D. J. Nalivkin, N. L. Biblichenko,\* B. A. Markovsky, B. V. Miloradovich, L. S. Librovič also regard this fauna as Upper Devonian in age and assign it to the Frasnian stage; only O. L. Einor presumes that it may possibly be Tournaisian. On the basis of geological investigations carried out by the present author in the Aigulak range a statement may be made that the Permo-Carboniferous strata rest there directly upon Proterozoic deposits; moreover, a study of the tectonics shows that the occurrence of Upper Devonian limestones in the shape of a tectonic wedge on the Permo-Carboniferous deposits is hardly possible. Therefore, it is most likely that the limestone with the Upper Devonian fauna occurs in the Permo-Carboniferous deposits as an autochthonous intercalation. If this assumption proves to be correct we shall have in the Aigulak range, similarly to the Kurai range, Permo-Carboniferous strata containing the Upper Devonian fauna.

Moreover, at the eastern extremity of the Aigulak range, in its central part, at the head of Upper Ildughem River, as well as at the north-eastern foot of the Kurai range in the Bashkaus River valley, deposits have been found consisting of sandstones, coaly shales and clay shales, locally with thin coal intercalations; in these shales Devonian fauna has been discovered.

It is remarkable that according to D. V. Nalivkin's studies, the fauna discovered in the Devonian deposits at the eastern extremity of the Kurai range is undoubtedly Upper Devonian in age, although it contains typical Middle Devonian forms. This phenomenon is correlated by D. V. Nalivkin with an analogous faunal content in the Upper Devonian deposits of New York State, U. S. A.

Since the Permo-Carboniferous deposits in the western part of the Kurai range contain the Upper Devonian fauna, and since Devonian deposits of

the eastern part of the Kurai are similar in lithology and carry coal, I assume that the two series of deposits, which are at present regarded as heterochronous, may possibly be contemporaneous.

In addition, it should be noted that it was already B. von Kotta who stated, while studying the Ore-bearing (Rudny) Altai 70 years ago, that a closer relation exists in the Ore-bearing (Rudny) Altai between the Carboniferous and the Devonian than in other countries.

Therefore, a further study of Devonian and Permo-Carboniferous deposits in the Ore-bearing Altai and Mountainous Altai is of exceptional interest for the ascertainment of the vertical range of the typical Permo-Carboniferous plants and typical Upper Devonian fauna.

Moreover, it becomes obvious that the Balakhonka series of the Kuznetsk basin is referable to the Carboniferous, and not to the Permian, and if so, it is to the Lower Carboniferous rather than to the Upper one that it belongs. To settle finally this question, detailed check-up field work in the western part of the Kurai range and on the north-eastern slope of the Aigulak range is necessary.

Translated by A. Brashnina

---

## II

# РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ



В. А. ОБРУЧЕВ

## О НЕКОТОРЫХ ОСНОВНЫХ ВОПРОСАХ ГЕОЛОГИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Покойный М. А. Усов начал свою геологическую деятельность в качестве моего сотрудника в экспедициях в Пограничную Джунгарию на западной окраине Центральной Азии, и собранные нами коллекции послужили материалом для его первой крупной научной работы, представленной в качестве магистерской диссертации (Усов, 1911).

Затем в первой самостоятельной экспедиции он исследовал район золотых приисков в горной системе Кентей на северной окраине Центральной Азии и дал первое описание этой системы, до сих пор сохранившее свое значение (Усов, 1915). Поэтому рассмотрение некоторых основных вопросов геологии внутренней части материка Азии вполне соответствует содержанию сборника, посвященного памяти этого исследователя.

В этом очерке я могу осветить на основании новых данных только три вопроса: 1) о составе, распространении и возрасте граувакковой свиты, установленной М. А. Усовым в хребте Кентей и позже названной американской экспедицией в Монголию хангайской свитой (формацией); 2) о возрасте гранитоидов, пользующихся большим развитием в хребте Кентей и в Монголии и объединенных американской экспедицией под названием «большого монгольского батолита»; представителей этих гранитоидов М. А. Усов изучал в Кентее и подробно описал в труде о горных породах Пограничной Джунгарии; 3) о молодых мезо- и кайнозойских дислокациях Центральной Азии, которые М. А. Усов имел возможность наблюдать в Пограничной Джунгарии.

\* \* \*

I. Горная система Кентей занимает северную часть Монгольской народной республики от р. Селенги на западе до верхнего течения Онона на востоке; северная часть Кентея захватывает и пограничные районы Забайкалья до Чикоя, а южная распространяется через р. Толу до северной окраины степи Гоби; горные цепи юга Восточного Забайкалья нужно также считать продолжением системы Кентея.

При исследовании района золотых приисков концессии общества «Монголор» М. А. Усов изучил также центральную часть Кентея в верховьях Толы, Керулена и Онона, в которой расположены наибольшие высоты этой системы, сохранившие ясные признаки четвертичного оледенения; на юго-запад он довел работу до большой дороги из Кяхты в Ургу (Улан-Батор). Осадочные породы, слагающие изученную часть Кентея, он разделил на две формации. Нижняя из них, названная *бархйнско́й*, развита гораздо меньше верхней граувакковой;<sup>1</sup> она образует более значительную площадь

<sup>1</sup> На карте М. А. Усова при очерке Кентея (Усов, 1915) названия обеих формаций в легенде нужно переставить одно на место другого, что ясно из текста.

только на юго-восток и восток от Улан-Батора и меньшую на северо-запад, вообще же выглядывает небольшими окнами из-под граувакковой (на карте не показанными). Она состоит из известняков, известково-глинистых, кремнисто-глинистых, кремнистых и глинистых сланцев; последние местами переслаиваются с мелкозернистыми граувакками. Глинистые сланцы серо-черные или черные, часто без ясного наслоения; кремнистые — преимущественно красные разных оттенков, иногда брекчиевидные. В граувакках, кроме кварца, имеются зерна олигоклаза, микроклина и пилотаксита, доказывающие, что это продукты разрыва более древних гранитоидов и эффузивов. Породы этой свиты часто изменены в соответствующие кристаллические сланцы, ближе не описанные (Усов, 1915, 920—922).

Граувакковая формация, слагающая большую часть изученного района, особенно к северу от Улан-Батора, начинается базальным конгломератом, сравнительно слабо развитым за исключением рч. Яблык (левый приток р. Иро у приискового стана), где он образует довольно значительную толщу и содержит громадные валуны гранита. Галька конгломерата состоит из пород бархинской формации. Граувакковая формация состоит преимущественно из темносерых или зеленовато-серых сложных песчаников различной крупности зерна, местами с подчиненными серо-черными тонкопелосатыми аргиллитами и кремнисто-глинистыми сланцами; известняков почти нет. В одном месте найдены подчиненные рассланцованные порфириды. В граувакках попадаются обломочки черных сланцев, побледневшие листочки биотита; подмечено также перекрестное наслоение (Усов, 1915, 926—929).

Бархинскую формацию М. А. Усов считал довольно глубоководным, а граувакковую — мелководным отложением, образовавшимся при трансгрессии на уже значительно пониженную и слабо расчлененную сушу. Органических остатков в обеих формациях он не нашел и признал граувакковую — альгонком, а бархинскую — может быть даже архем (1915, 920). Обе формации очень сильно дислоцированы, но в разных направлениях; простирание бархинской близко к меридиональному, тогда как складки граувакковой в общем образуют пологую дугу, вышуклую на северо-запад (Усов, 1915, 923, 930). Бархинская прорвана несколькими интрузивными телами гранодиоритовой магмы, граувакковая — чрезвычайно мощными интрузиями подобной же магмы, представляющими купола большого батолита (подробнее об интрузиях мы скажем в дальнейшем).

Установившая докембрийский возраст обеих формаций Кентея, М. А. Усов не принял во внимание, что в западной части системы была уже найдена палеозойская фауна. В начале путешествия в Китай в 1892 г. я пересек по дороге из Кяхты в Ургу западные отроги Кентея и в долине р. Шара-гол выше ст. Урмукутуй нашел фауну кораллов и мшанок (Обручев, 1900, 10). В 1908 г. Чернов в том же месте собрал много мшанок и брахиопод, которых считал условно нижнедевонскими (1908, 177). Наконец, в 1932 г. Сизова обследовала детально эту местность, составила разрез и большую коллекцию фауны, определенной Фредериксом в качестве верхнегурнейской: совместно с морской фауной попадают и стебли *Lepidodendron*. Свита состоит из зеленых и желтых глинистых песчаников, переходящих в конгломераты, перемежающихся с зелеными песчано-глинистыми и глинистыми сланцами и, реже, аргиллитами; песчаники то сливные, то грубозернистые, иногда с косым наслоением. Галька конгломератов от 2 до 20 см. Фауна, главным образом, в сланцах. Свита в общем образует антиклиналь простирания ВСВ с падением в крыльях от 40 до 85° и прорвана выше и ниже по р. Шара-гол массивами гранита (Сизова, 1935, 3—8).<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Карта М. А. Усова захватывает дорогу из Кяхты в Ургу до места немного южнее ст. Урмукутуй и показывает здесь граувакковую формацию, прорванную гранодиоритом.

На пути из Кяхты в Ургу эта свита нижнего карбона появляется впервые на склонах р. Шара-гол; до этого места горы сложены, главным образом, из гранита и эффузивов (порфирита, мелафира), а высоты возле Кяхты состоят из архейских гнейсов и гранитов. Но южнее р. Шара-гол, по наблюдениям мойн и Чернова, весьма распространены осадочные породы, которые на карте Усова отнесены к граувакковой свите до среднего течения р. Куй, а южнее — к бархинской. После гранита, ограничивающего с юга карбоновую складку, Чернов видел конгломераты с подчиненными кварцитовидными песчаниками, которые отнес к той же свите; на южном склоне хребта Мангатай мы оба нашли черные кварцево-глинистые сланцы, зеленые глинистые песчаники, а Чернов также кварциты и конгломераты. Далее дорога пересекает еще пять горных кряжей; первые четыре сложены из подобных же темных зеленых и серых песчаников, глинистых, кварцево-известково-кремнисто-глинистых сланцев; известняк, перемежающийся со сланцами, замечен только в одном месте. Породы эти местами имеют более метаморфизованный облик, а в долине р. Боро-гол севернее первого кряжа рядом с гранитом выступают мелкозернистые гнейсы, скорее всего из парагнейсов. Но в последнем кряже Тологойту в начале спуска с перевала появляются породы другого облика — серо-красные, серо-красные полосатые с белыми прослоями и серые с красными пятнами глинисто-кварцевые сланцы с обильными прослоями и прожилками белого кварца, а в конце спуска — темные песчаники и сланцы с прожилками кварца и конгломераты с обломками и галькой черных и зеленых песчаников и сланцев.

Эти красные сланцы, очевидно, и побудили М. А. Усова отнести породы, слагающие хребет Тологойту, к бархинской формации, тогда как все встреченные севернее — к граувакковой. Чернов также полагал, что кварциты и некоторые метаморфические кварцевые и слюдяные сланцы являются, повидимому, более древними, чем свита с фауной (1908, 179).

Присутствие фауны по р. Шара-гол в пункте, оставшемся вне карты М. А. Усова, но очень близко от ее границы, может быть истолковано двояко: или она подчинена той же граувакковой свите, судя по распространению литологически очень схожих пород на дальнейшем пути по западной части хребта Кентей до хребта Тологойту, и в таком случае эта свита полностью представляет нижний карбон, а подстилающая ее несогласно бархинская может быть девоном либо силуром, или же фауна приурочена к верхам граувакковой свиты, остальная часть которой является более древней, и в таком случае бархинская может быть и протерозойской, но, конечно, не архейской, так как слагающие ее породы совершенно не имеют архейского облика.

Б. М. Куплетский в 1925 г. исследовал район Кентей к востоку от Урги и также выделил граувакковую свиту из грубых зеленовато-серых песчаников, глинистых и кремнистых сланцев и более древнюю бархинскую, характеризуемую присутствием кристаллических известняков среди глинистых и кремнистых сланцев. Он подтвердил, что бархинская свита лежит несогласно под граувакковой, которая начинается прослоем конгломерата; он нашел также, что первой свите подчинены жилы порфирита. Граувакковая свита развита широкой полосой от Урги на востоко-северо-восток до верхней Толы, но восточнее, в бассейне р. Керулен, встречена только бархинская. Кроме того, он обнаружил еще более молодую свиту песчаников и конгломератов, углистых сланцев и угля с остатками растений, отнесенную к прибрежной фации верхнего палеозоя (1926, 33—41) и слагающую район копей Налайха к юго-востоку от Урги, а также депрессию по р. Ценкирин-гол в бассейне р. Керулен.

В 1926 г. после изучения того района до р. Онона на севере Б. М. Куплетский подтвердил отсутствие граувакковой свиты в бассейне р. Керулен, отнес бархинскую свиту, господствующую здесь и до р. Онон, предположи-

тельно к докембрию, а верхнепалеозойскую свиту с углем на основании определения флоры признал континентальной пермской, приуроченной к депрессиям среди выходов бархинской свиты и изверженных пород (Куплетский, 1929).

Чайковский, изучавший в 1932 г. район верхних течений Онона, Толы и Керулена, рассмотрел данные Усова и Куплетского, не нашел заметной разницы в фациальном составе бархинской и граувакковой свит, отнес породы, развитые в верховьях р. Онон и далее на восток к последней свите, сохранил бархинскую южнее в бассейне р. Керулен, не нашел перерыва между обеими свитами в своем районе и на основании фауны по р. Шарогол и сообщения Рачковского о карбоновом возрасте граувакковой свиты (в Хангае) отнес к этому возрасту не только эту свиту, но и бархинскую. Кроме того, обнаружив постепенность в изменении пород при переходе от типичных граувакк к покрывающим их углистым сланцам и песчаникам с флорой, признал угленосную свиту пермо-карбоном или нижней пермью, не отделенной перерывом от карбона (Чайковский, 1935, 34—38). Карта, приложенная к отчету этого геолога, очень слепая, и распространение этой свиты проследить на ней невозможно. В его выводах весьма спорны отнесение бархинской свиты к карбону и отсутствие перерыва между граувакковой и пермской свитами.

Еще дальше в повышении возраста осадочных свит Кентея пошел Шейнман, который в Монголии не был, а судил по наблюдениям в Восточном Забайкалье; он заявил, что граувакки Кентея составляют непосредственное продолжение верхнеононских, совершенно тождественны с ними и являются последним пунктом, где мы встречаемся с фацией мезозоя, распространенной от Верхоянья до Восточного Забайкалья. Этот мезозой он считал морским, отлагавшимся от перми до мела после варисской складчатости; на юго-запад и запад от меридиана Улан-Батора граувакки больше не встречаются, так что мезозойский морской бассейн дальше не протягивался (Шейнман, 1933, 132, 133). Эти выводы совершенно ошибочны; нет никаких данных, кроме некоторого литологического сходства, для отнесения граувакк Кентея к мезозою; наоборот, более вероятно, что верхнеононские граувакки представляют продолжение палеозоя Кентея; неверно также, что на юго-запад и запад от Улан-Батора этих пород нет: они продолжают в южную часть Хангая, как мы увидим далее.

Переходим теперь к местности на юге, юго-западе и западе от Улан-Батора. На моем маршруте по караванной дороге в Калган граувакковая свита встречена на восточных отрогах священной горы Богдо-улы, где ее на некотором протяжении сменила бархинская (судя по красному цвету сланцев). Далее же в небольшом кряже Шире-хаирхан в выходах сланцев и слюдяного кварцита замечено большое количество обугленных и окремнелых остатков древесины, а у колодца Хадын в зелено-сером глинистом песчанике найден отпечаток *Conularia* sp.; последний, а также древесина указывают скорее всего палеозойский возраст этих пород, похожих на представителей граувакковой свиты. Затем на всем протяжении этой дороги породы, более или менее похожие на граувакковую свиту, встречены еще в ряде пунктов; но в виду большого расстояния между этими выходами, разделенными или более молодыми свитами, или кристаллическими сланцами и изверженными породами разного состава и возраста, совершенно нельзя утверждать на основании одного литологического сходства, что эти выходы представляют ту же граувакковую свиту (Обручев, 1900, гл. 2 и 3).

Чернов на дороге из Улан-Батора в Алашань упоминает на первых переходах метаморфизованную свиту разных сланцев, кварцитов и песчаников, которую связывает через западные отроги Богдо-улы со свитой древнейших пород, развитой к северу от Урги, например в хребте Тологуйту; судя по этому указанию, эту свиту можно считать бархинской, что соответствует



и наблюдениям на моем пути. Далее же он видел обширное развитие осадочных пород — песчаников, кварцевых, частью глинистых и слюдястых сланцев и конгломератов, сильно смятых в складки в южной части пути от оз. Тухум-нор до р. Онгини. О возрасте этой свиты он ничего не говорит, но не сопоставляет ее с древнейшей, отмеченной выше, так что ее пужно считать более молодой (Чернов, 1908, 309—313).

Гораздо больше наблюдений по граувакковой свите собрала американская экспедиция 1922—1925 гг. Она проследила ее на обоих берегах р. Толы вниз от Улап-Батора до поворота этой реки на северо-запад и несколько далее на юго-запад до спуска в котловину оз. Ихэ-тухум-нор и затем к югу от последней. Она же слагает отроги Хангая по обе стороны р. Онгини и далее на запад; ее же экспедиция наблюдала в кряжах Гурбан-Сайхан Монгольского Алтая и на еще большей площади на тракте из Улясутая в Куку-хото между Гурбан-Сайханом и горами Голобойи-Ула (Гальб 40-верстной карты), затем на почтовом тракте из Калгана в Улап-Батор южнее ст. Ардын-обо и, наконец, на караванной дороге Калган — Улап-Батор, севернее ст. Пап-цзянь и Ирн-дабасу. Для всех этих местностей мы находим описание состава свиты, которое повторить здесь невозможно. Общая же характеристика ее, которую дала экспедиция, следующая. Она сложена граувакками, перемежающимися со сланцами (shales and slates); по р. Толе и в Хангае преобладают граувакки, южнее и восточнее большее участие принимают сланцы. Органические остатки нигде не найдены; в немногих тонких известковых линзах попадалась трубчатая структура, может быть ходы червей, а на сланцах горы Ускун — неясные отпечатки, вероятно водорослей. В некоторых местах среди сланцев залегают темносерые и голубые кремнистые известняки, но также без окаменелостей. Это отсутствие следов органической жизни в свите, несмотря на ее простой осадочный состав, представляет резкий контраст по сравнению с верхним палеозоем, богатым фауной. Поэтому Беркэй и Моррис считают, что граувакки, вероятно, не морского, а континентального генезиса, и только известняки указывают временное вторжение мелкого моря; в Хангае и районе Улап-Батора они совершенно отсутствуют. Свита везде сильно дислоцирована и во многих местах прорвана гранитом большого монгольского батолита и его жилами.

Возраст свиты, которую американцы называли хангайской (по ее сильному развитию в Хангае), по их мнению, докембрийский, верхнепротерозойский; они относят эту свиту к синийскому отделу протерозоя, хорошо представленному в Северном Китае. Беркэй и Моррис знают, что русские геологи находили фауну палеозоя в граувакках к северу и востоку от Улап-Батора, но замечают, что свита карбона, в которой экспедиция нашла фауну, начинается базальным конгломератом в районе Сайр-Усу, а не связана с хангайской постепенным переходом; последняя везде сильнее метаморфизована, чем установленный палеозой. Они считают, что палеозой представляет остатки вышележащей толщи, опущенные при складчатости и сбросах (down-folded and down-faulted), и что все данные — в пользу более древнего возраста граувакк (Berkey, Morris, 1927, 297, 298 и карта на стр. 290).

Некоторые маршруты американцев были повторены нашими исследователями. З. А. Лебедева сделала три пересечения группы Гурбан-Сайхан, подтвердила, что она сложена из граувакковой свиты, а у северного подножья кряжа Байн-боро-ниру нашла куски известняков с обломками брахиопод и криноидеями: эти известняки литологически тождественны с известняками северной окраины кряжа, в которых фауны нет, так как они сильно метаморфизованы, окремнены и прорваны змеевиками. Американцы также нашли обломок известняка с фауной палеозоя, на той же окраине группы (Berkey, Morris, 1927, 255), но считали, что эти обломки происходят из более молодой формации, а не из граувакковой. Лебедева оставила вопрос

о возрасте граувакковой свиты открытым (1934, 56—61), но Сизова, член той же экспедиции, добыла более положительные данные. К югу от ст. Сайр-Усу почтового тракта Улан-Батор — Калган в горах Хаптагай она собрала обильную фауну нижнего карбона в той же свите, в которой эту фауну нашли американцы, и дополнила составленный ими разрез. Последний ясно показывает, что свита нижнего карбона сильно отличается от граувакковой, начинается мощным базальным конгломератом с крупной несортированной галькой, содержит еще одну толщу конгломерата и состоит, главным образом, из известняков с фауной, менее из сланцев и песчаников и достигает в данном месте 905 м мощности. Фауна оказалась того же возраста, как и фауна Шара-гола к северу от Улан-Батора, т. е. верхнетурнейской. Этим подтверждено мнение американской экспедиции, что фауна нижнего карбона принадлежит не граувакковой, а более молодой свите (Berkey, Morris, 1927, 210). Но Сизова обнаружила в холмах вблизи ст. Сайр-Усу, сложенных из песчаников и сланцев, относимых американцами к граувакковой свите, обильную фауну мшанок и кораллов, которые Фредерик отнес к девону или даже силуру (Сизова, 1935, 9—13).

Маккавеев, изучивший группу Гурбан-Сайхан немного позже, также не нашел фауны в граувакковой свите этих гор, но обнаружил ее в крыже Харистэ, расположенном примерно в 100 км на северо-восток от первых. Здесь в желтоватом плотном известняке имеется обильная пермская фауна. Исследователь условно отнес граувакковую свиту к палеозою (Маккавеев, 1935, 13, 21). Пермскую морскую фауну собрала и американская экспедиция в двух местностях к юго-востоку от Сайр-Усу и нашла, что содержащие ее слои составляют одно целое со свитой карбона и достигают мощности в несколько тысяч футов (Berkey, Morris, 1927, 295).

В отчете И. П. Рачковского об исследованиях монгольской экспедиции Академии Наук 1932 г., к сожалению очень кратком, находим следующие указания:

1. В районе гор Хара-ноин-ула, западнее почтового тракта Улан-Батор — Калган, в песчаниках и сланцах типичной граувакковой свиты найдена фауна мшанок и криноидей (не та ли, которую упоминает Сизова?), а также обнаружены значительные пласты криноидных известняков, совершенно идентичных карбонным известнякам района Сайр-Усу.

2. В южной части Хангая, пересеченной по р. Туин-гол, в сильно метаморфизованной толще карбонных отложений найдена хорошая фауна; низы толщи сложены из песчаников грауваккового типа, выше следуют мощные известняки; еще выше обнаружена впервые продуктивная толща с пластами угля и растительными остатками. Полоса слюдяных сланцев и гнейсов, проходящая севернее оз. Орок-нор и протягивающаяся к востоку, где она пересечена американской экспедицией, отнесшей ее к докембрию, оказалась также карбоном, измененным в контакте с гранитом, но сохранившим фауну в известково-глинистых пропластках. Тот же сильно измененный карбон слагает хребт Ихэ-богдо и горы Сэрь к югу от него.

3. Этот разрез был связан маршрутом на восток через Арбахэри и Дельгир-хангай с районом Сайр-Усу и Саин-Усу (на караванной дороге Улан-Батор—Калган) и показал почти непрерывное развитие карбона с мощными известняками. Поэтому Рачковский принимает широкое развитие морского карбона по Южной Монголии в виде большой дуги, идущей от Тянь-шаня, слагающей южные склоны Монгольского Алтая на меридиане оз. Шаргин-нор, затем принимающей участие в строении Гобийского Алтая и далее пересекающей Монголию в направлении на северо-восток, появляясь в районах западного и восточного Кентея, и уходящей в пределы Забайкалья (1933, 240—242).

Нужно заметить, что предполагаемая дуга карбона из района Сайр-Усу при простирании на северо-восток попасть в восточный, тем более в западный

Кентей, никак не может, а протянется южнее р. Керулен. Карбон Кентея и Восточного Забайкалья, конечно, принадлежит другому поясу, гораздо более северному. В общем эти новые наблюдения русских экспедиций обнаружили новые пункты нахождения морской фауны карбона в области развита граувакковой свиты в южной части Монгольской народной республики, но, конечно, не доказали, что вся граувакковая свита представляет морской карбон.

Интересную попытку определить возраст граувакковой свиты сделал Тейльгард де-Шарден, который имел возможность наблюдать свиту в разных частях Центральной Азии: в районе рр. Шара-мурень, Шилин-гол и оз. Далай-нор в южной части Б. Хингана, откуда проследил ее на север вдоль края монгольского плато до г. Хайлара; затем вместе с американцами в районе ст. Ирдин-манха на караванной дороге Калган—Урга и, наконец, в большой поездке на запад по новому тракту из Куку-хото через Гоби мимо Эцзин-гола до Хами и Карашара у Восточного Тянь-шаня. Сопоставляя свои наблюдения с данными американской экспедиции, он пришел к следующим выводам: хангайская свита (которую он хотел бы переименовать в свиту гобийских сланцев в виду ее обширного распространения в Гоби) охватывает возраст от верхнего палеозоя (карбон и пермь) до нижнего мезозоя (включая юру). Она отложилась в обширной геосинклинальной области, постепенно перемещавшейся с запада на восток, в которой в течение долгого времени постепенно накапливались преимущественно мелкозернистые обломочные отложения. Этот обширный пояс иловатых (silty) осадков, легко раздавливаемых и весьма проницаемых для интрузий, должен был играть роль наиболее сжимаемой и наиболее вулканической зоны Центральной Азии. Прилагая альпийский термин в континентальном масштабе, можно сказать, что хангайская серия представляет огромный гранитизированный флиш.

На карте, приложенной к очерку и показывающей распространение хангайской свиты в Центральной Азии, Тейльгард де-Шарден выделил три типа ее; в первом типе эта метаморфическая серия состоит из юрских осадков (или включает их); во втором — она содержит пермские известняки и обнимает, главным образом, верхний палеозой и нижний мезозой; в третьем типе часть серии, может быть, древнее карбона. Первый тип показан на карте только в холмах к западу от Пекина и в одном месте на восточном склоне Б. Хингана. Вторым типом развит в районе Хайлара, в Б. Хингане у Цицикара, в бассейнах рр. Шара-мурень и Лао-хэ и оз. Далай-нор в Б. Хингане, в цепях Ин-шаня и далее на запад до Эцзин-гола и в районе Ирдин-манха. Третий тип показан от Улан-Батора до южной части Хангая, в районе гор Гурбан-Сайхан, в Бей-шане между Су-чжоу и Хами и в Восточном Тянь-шане (Teilhard de Chardin, 1931).

Введение третьего типа, в составе которого, может быть, участвуют и породы древнее карбона, является, очевидно, уступкой автора американским геологам, которые в устном сообщении, упоминаемом Тейльгард де-Шарденом указали, что они теперь прилагают термин хангайская свита только к нижней части комплекса, вероятно древнепалеозойской, во всяком случае допермской.

Но я полагаю, что этот исследователь обобщил данные американской экспедиции и свои наблюдения неправильно и подвел под понятие хангайской свиты разнородные и разновременные отложения на основании одного литологического сходства, которое даже возбуждает сомнения. Это видно из характеристики литологического состава свиты, которую он дает (Teilhard de Chardin, 1931, 396). По его словам, она состоит, главным образом, из темных, почти черных более или менее мелкозернистых сланцев, которые так рассланцованы горизонтальным сжатием, что обычно имеют вид вертикально падающих бумажных сланцев (paper shales). В Монголии характерно

отсутствие мощных известняков и массивных кварцитов. Сланцам подчинены пласты более или менее мраморизованных голубых известняков, которые обычно имеют не более нескольких метров мощности, но повторяются и в случае присутствия фауны всегда оказываются верхнекарбовыми или нижнепермскими.

Эта характеристика существенно отличается от той, которую дают другие исследователи, как изложено выше; в Кентее и Хангае в свите более или менее преобладают граувакки, почти всеми указываются конгломераты и никто не говорит о породах, похожих по своей расланцованности на бумаж-ные сланцы. Свиту, описанную Тейльгардом, никак нельзя назвать граувакковой, и общим признаком, присущим ей и настоящей граувакковой, являются только печастые пласты известняков.

Наиболее вероятно, что свита, которую Тейльгард встретил в Б. Хингае и в Ин-шане и в составе которой постоянно присутствует верхний карбон и пермь, а местами даже юра, не одновременна с собственно хангайской или граувакковой свитой, а моложе, и обнимает только типы первый и второй этого геолога. К этому вопросу мы вернемся ниже, а теперь отметим еще интересное примечание, сделанное Тейльгардом в самом конце его статьи. Он говорит, что познакомившись недавно с породами юго-восточного Шаньси, он пришел к выводу, что «послекарбовые» (по терминологии Рихтгофена) пермские или триасовые песчаники и сланцы, слагающие плато Шаньси, превратились бы литологически и стратиграфически в полных аналогов хангайской серии, если бы были сильно сдавлены и гранитизированы. Поэтому он теперь еще более убежден в том, что хангайская серия представляет метаморфизованное продолжение послекарбовой формации Шаньси и Шеньси (Teilhard de Chardin, 1931, 408). Послекарбовые свиты Шаньси и Шеньси мне хорошо знакомы, и вывод Тейльгарда подтверждает мое мнение, что первый и второй типы его схемы нужно отделить от третьего в качестве разновременных свит, имеющих только некоторое литологическое сходство друг с другом. Ведь свиты осадочных пород грауваккового типа имеют обширное развитие на земле и известны в палеозое, мезозое и даже кайнозое, и объединение всех трех типов Тейльгардом в один комплекс нельзя не признать мало обоснованным.

Попробуем теперь объективно подойти к разрешению вопроса о возрасте хангайской свиты на основании всей совокупности имеющихся данных.

Прежде всего, конечно, важно выяснить, как залегают известняки или вообще слои, в которых найдена фауна карбона и перми. Поэтому рассмотрим имеющиеся сведения об этом в различных пунктах.

1. На р. Шара-гол в Кентее, где впервые мною, а затем Черновым была найдена фауна, Сизова, изучавшая подробно эту местность, установила, что свита песчаников, переходящих в конгломераты (иногда с галькой до 20 см, т. е. довольно крупной), и глинистых сланцев с фауной нижнего карбона образует антиклиналь востоко-северо-восточную с довольно крутым падением крыльев (40—52° в северном и 64—70° в южном). Мощность свиты примерно 1125 м, но занимаемая ею площадь как с севера, так и с юга обрезана выходами гранита, очевидно более молодого, так как свита на правом берегу реки пересечена мощной (до 10 м) жилой гранит-порфира. Контактное влияние гранита на осадочные породы, очевидно, настолько слабое, что не обратило на себя внимание и никем из исследователей не описано. Сизова отметила только сильный кливаж. Таким образом, это место не решает поставленного вопроса об отношении слоев с фауной к хангайской свите вообще; здесь свита карбона отделена большим массивом гранита от выступающей уже гораздо южнее, за хребтом Мангатай, хангайской свиты в типичном развитии, а севернее северного гранита последняя вообще не наблюдалась. Карта М. А. Усова, показывающая развитие граувакковой свиты и севернее хребта Мангатай почти до пикета Урмуктуй, требует про-



верки, ее автор в этой части Кентея не был. Отметим только отсутствие известняков в карбоне и наличие конгломератов, доказывающих мелководность. По данным Сизовой, карбоновая свита уходит далеко на запад в сторону р. Хара-гол (1935, 4—8).

2. В районе ст. Сайр-Усу на почтовом тракте Улап-Батор — Калган американская экспедиция нашла фауну в известняках, подстилаемых песчаниками и конгломератами, которые лежат не с о г л а с н о на древней свите сланцев и известняков, обозначенной на разрезе как кристаллические (Berkey, Morris, 1927, 170, 171). По более тщательным наблюдениям Сизовой свита с той же фауной нижнего карбона начинается толщиной конгломерата в 150 м и состоит из песчаников, аргиллитов, филлитовидных сланцев внизу, известняков с фауной вверху, достигая мощности в 905 м. На чем лежат конгломераты, не видно (на разрезе они выступают из-под наноса), и кристаллических сланцев, упомянутых американцами, Сизовой не удалось обнаружить здесь. Породы сильно смяты, окварцованы, перекристаллизованы и образуют опрокинутую на север антиклиналь, осложненную сбросами и повторной складчатостью (Сизова, 1935, 8—14). Но в холмах к югу от ст. Сайр-Усу, где американцы отметили породы древнего фундамента, Сизова встретила песчаники и сланцы с фауной мшанок и кораллов девона или даже силура. Песчаники зеленые, глинистые, рассланцованные и известковистые с пиритом, сланцы — известково-филлитовые (Сизова, 1935, 15). Таким образом мы имеем здесь, во-первых, присутствие более древней фауны в породах, которые могут представлять хангайскую свиту, и, во-вторых, наличие мощного конгломерата, который может быть базальным в свите нижнего карбона.

3. На том же почтовом тракте Сайр-Усу — Калган, но значительно ближе к последнему находится ст. Джису-хончур (Дзесу 40-верстной карты); к западу от нее на протяжении около 40 км обнажаются породы хангайской свиты, простирающиеся на СВ  $80^\circ$ , образующие ряд складок и избилующие кварцевыми жилами, а затем сразу появляется другая свита песчаников, сланцев и известняков, лишенная жил кварца и менее метаморфизованная; известняки содержат богатую пермскую фауну, но свита по своей мощности в несколько тысяч футов может охватить и часть карбона. Она сложена в ряд складок, опрокинутых на юг, почти широтного простирания; от граувакк, залегающих на северо-западе, и гранита, выступающего на юго-востоке по тракту, площадь перми отделена сбросами (Berkey, Morris, 1927, 181—182, 198, 295 и фиг. 89 и 127). Хотя осадочный контакт перми на граувакках не виден, но американцы правильно считают, что пермская свита гораздо моложе.

4. У северного подножья гор Гурбан-Сайхан, как описано выше, З. А. Лебедева и американцы нашли фауну карбона в обломках известняка в сухом русле. Горы сложены из граувакковой свиты, которой на северной окраине подчинены красноватые известняки, такие же, как в обломках, но без фауны, и прорванные многочисленными телами змеевиков. Здесь вопрос об отношении карбона к граувакковой свите остался невыясненным. Но Маккавеев, нашедший пермскую фауну в кряже Харистэ (около 100 км к северо-востоку от Гурбан-Сайхан), отметил, что содержащие ее плотные известняки падают ЮЗ под углом  $23^\circ$ , тогда как в смежном кряжике Абурхэ сланцы и песчаники граувакковой свиты падают на СЗ под углом  $64^\circ$ . Поэтому он предполагает несогласие между обеими свитами (1935, 13).

Итак на основании наблюдений в трех пунктах можно считать достаточно ясным, что обильная фауной свита верхнего палеозоя (нижний карбон — пермь) отделена несогласием от граувакковой или хангайской свиты, которая должна быть древнее. Находка ближе еще не определенной фауны девона или даже силура в холмах близ Сайр-Усу, состоящих из последней свиты, согласуется с этим выводом, а наблюдения Тейльгарда в Б. Хингане не

противоречат ему, так как касаются соотношений верхнепалеозойской свиты с более молодыми отложениями. То же можно сказать и о наблюдениях Чайковского в Кентее над постепенным переходом от типичных граувакк к покрывающим их углистым сланцам и песчаникам с пермской флорой (1935, 37), так как эта верхнепалеозойская свита создавалась в значительной части из продуктов размыва граувакковой, и потому не удивительно, что в состав ее могут входить и типичные граувакки. Вывод Чайковского о карбоновом возрасте граувакковой свиты, основанный на указанном переходе пород и устном сообщении Рачковского, слишком недостаточно мотивирован. Столь же мало обосновано присоединение им бархинской формации также к карбону (Чайковский, 1935, 35), так как Куплетский подтвердил данные о несогласном налегании граувакковой свиты на бархинской с конгломератовым прослоем в основании первой (1926, 34). Кроме того, тот же геолог определенно указывает, что верхнепалеозойская свита, содержащая пермскую флору, в Кентее залегает отдельными островками, уцелевшими по преимуществу в широких депрессиях, а состав ее говорит о том, что она представляет озерные мелководные отложения (1929, 9, 10). Он же описывает обнажение, в котором эта свита начинается конгломератом, залегающим несогласно на сланцах бархинской свиты (1926, 40).

Поэтому и для Кентея, хотя в нем найдена только верхнепалеозойская флора, а не морская фауна, в отложениях, залегающих несогласно на более древних свитах, можно с достаточным основанием принять перерыв между верхним палеозоем и граувакковой свитой и полагать, что морская фауна нижнего карбона, известная в его западной части, подчинена не последней свите, а верхнепалеозойской.

В подтверждение этого отметим, что фауна нижнего карбона была обнаружена в 1927 г. Н. С. Донским на левом берегу Чикоя близ дер. Гутай. Здесь на выходах гранита и гнейса залегают конгломераты с галькой этих и других пород, а выше — кварцевые и аркозовые песчаники, частью с обломками кварц-порфира. В песчанике найдена сильно смятая фауна (Донской, 1929). Хотя породы сильно дислоцированы, но не производят впечатления метаморфических и заметно отличаются от пород, которые появляются в 5—8 км на юго-восток от этого места и слагают широкий пояс гор левого берега р. Чикоя, представляющий Чикойский золотоносный район, доходящий до границы с Монголией на северном склоне хребта Кентей. По описанию Ю. Денъгина, эта свита состоит из кварцево-биотитовых сланцев, первоначально близких к глинистым песчаникам; она прорвана во многих местах массивами гранита, и контактовые изменения ее выражаются, главным образом, в ороговиковании, иногда в появлении граната и ставролита. В нижнем горизонте замечается переход к известнякам, что выражается появлением более богатых известью разновидностей (Донской, 1929, 14). Эту свиту Денъгин сопоставляет с граувакковой свитой Усова, развитой в соседнем к югу золотоносном районе Монголии, а возраст ее на основании моей находки фауны на пути Кяхта—Урга принимает не ниже середины палеозоя (1929, 29, 30). Этот вывод на основании находки фауны нижнего карбона у дер. Гутай в породах другого облика нужно теперь признать неправильным; метаморфическая свита Чикойского района древнее нижнего карбона и отделена от последнего несогласием и конгломератом.

Более подробно эта свита описана Стальновым; по его данным, она состоит из однообразных граувакк, переслаивающихся с темными тонкополосчатыми кварцево-глинистыми сланцами; цвета серые с зеленоватым оттенком, редко черные; в полосчатых сланцах черные полосы содержат много биотита, а белые состоят из кварца. Известняки почти полностью отсутствуют. Контактный метаморфизм выражается окремнением, а ближе к граниту появляется биотит, сланцы переходят в слюдяные с гранатом. Сталь-

пов также считает эту свиту тождественной с граувакковой Усова и не возражает против условно альгонкского возраста ее (1927, 5—7).

Породы, слагающие горную систему Кентея, т. е. свиты бархинская, граувакковая и верхнепалеозойская с фауной нижнего карбона и флорой перми, далее на северо-восток переходят из бассейнов Керулена и Верхнего Олона Монголии в южную часть Восточного Забайкалья. По исследованиям 1895—1898 гг. и здесь предполагалось обширное развитие архея (кристаллическая свита), докембрия (метаморфическая свита) и местами палеозоя. Фауна, найденная в одном месте на р. Газимуре, считалась девонской (позже она оказалась нижнекарбоновой). Исследователи 1915—1928 гг. совершенно отвергли присутствие всего докембрия и перевели отложения этого возраста в ближе не определенный палеозой. Однако позднейшие, более тщательные и объективные, исследования заставили признать вероятность присутствия докембрия, обнаружили фауны кембрия, девона, нижнего карбона и нижней перми (а также морские фауны триаса и юры), причем нижняя пермь отделена от нижнего карбона перерывом. Выяснено также, что породы грауваккового типа представлены не только в разных системах палеозоя, кончая пермью, но и в мезозое, а в более или менее метаморфизованном виде имеются и в докембрии. Поэтому нет основания отвергать предположение, что граувакковая свита Кентея может вмещать не только протерозой, но и кембрий, и силур, и девон.

В другую сторону, именно на запад от Толы, Оркона и части р. Селенги на продолжении Кентея поднимается северная половина нагорья Хангай, которую в течение ряда лет изучал И. П. Рачковский. Подробный отчет этого геолога уже несколько лет готовится к печати, а предварительных отчетов он вообще не публиковал. На основании отчета о поездке в Дархатский район, краткой сводки данных, напечатанной в книге Грум-Гржимайло (1930), и очерка геологии республики Тувы, соседней с Хангаем, составленного З. А. Лебедевой (1938), можно сказать следующее о строении этой части Монголии.

Докембрий в виде кристаллических сланцев, известняков и гнейсов выступает только местами. Главное, развитие имеют мощные известняки кембрия с фауной археоциат, метаморфическая эффузивно-сланцевая толща, относимая к нижнему силуру, затем толща песчаников, конгломератов, глинистых и песчано-глинистых сланцев, в особенности же известняков, содержащая богатую фауну верхнего силура. На западной окраине нагорья известны также морские отложения нижнего и среднего девона, а в Туве их заменяет бейкхемский комплекс, представляющий континентальные отложения девона и карбона. Граувакковая свита Кентея уходит вдоль по р. Толе на юго-запад и слагает южную часть Хангая, где в ее составе найдена морская фауна нижнего карбона, как упомянуто выше, и где к ней присоединяется континентальная пермь с флорой и пластами угля.

Таким образом, состав северной части Хангая сравнительно с составом его южной части и Кентея совершенно иной и представляет обширное развитие морских отложений древнего палеозоя, охарактеризованных фауной. Эти отложения переходят также из Хангая в бассейн верхнего Енисея на север и в бассейн р. Джиды; в последнем в известняках осадочно-эффузивной метаморфической толщи найдены археоциаты кембрия.

Следовательно, северная часть Хангая вместе с Тувой в течение кембрия и силура представляла морской бассейн, в котором отложилась огромная по мощности толща осадков обломочного, органического и частью вулканического происхождения в геосинклинальных условиях, тогда как южнее и восточнее в Кентее и южной части Хангая мы видим обширное развитие граувакковой свиты, лишенной органических остатков, однообразной по составу и очень бедной известняками, часто отсутствующими. Если правильно высказанное выше предположение, что эта свита также относится к древнему

палеозою, то нужно сделать вывод, что она может представлять континентальные отложения, образовавшиеся в той же геосинклинальной области, но в ее частях, оставшихся суши с большими прибрежными озерами. Мнение о континентальном генезисе граувакковой свиты высказали уже американские геологи, которые, согласно сообщению Тейлгарда, отмеченному выше, в последнее время, повидимому, отказались от своего первоначального вывода о докембрийском возрасте этой свиты и также считают ее древнепалеозойской.

К началу девона морское покрытие отодвинулось из Хангая на его западную окраину, а в начале карбона можно констатировать морскую трансгрессию; судя по частому нахождению фауны нижнего карбона в южной части Хангая и в соседних к юго-востоку районах Гурбан-Сайхана и Сайр-Усу Монголии, эта трансгрессия моря шла с юга и, может быть, не захватила весь Хангай. Присутствие фауны турне на р. Шаргол к северу от Улап-Батора и на р. Чикое нужно скорее связывать с ингрессией моря с востока, из Восточного Забайкалья, где море оставалось еще в девоне.

На юге Восточной Монголии карбоновое море сменилось, может быть после перерыва, нижнепермским, но на севере Хангая и в Кентее нижняя пермь представляет уже континентальные угленосные отложения, так что здесь морская ингрессия с востока была непродолжительная.

Итак рассмотрение всего материала наблюдений привело нас к выводу, что хангайская или граувакковая свита Монголии скорее всего представляет нижний палеозой и является континентальным образованием, одновременным с морскими отложениями кембрия и силура соседней северной части Центральной Азии; возможно, что она захватывает по возрасту отчасти и девон, в течение которого в этой соседней части морской режим также прекратился.

Верхнюю часть граувакковой свиты, содержащую фауну нижнего карбона, нужно считать более молодой, отделенной от главной части перерывом, обусловленным горообразовательными движениями и размывом.

В т. II «Геологии Сибири», вышедшем в 1936 г., я на основании имевшихся к тому времени сведений также пришел к выводу, что граувакковая свита обнимает не только нижний карбон, но и более древние формации — девон, силур, кембрий и протерозой — или некоторые из них, в таком случае с перерывами (Обручев, 1936, 697). В Северном Хангае и Туве о перерывах в морском покрытии говорят грубые базальные конгломераты нижнего и верхнего силура. Новые данные, опубликованные с тех пор, приводят в общем к тому же выводу, но с той разницей, что предполагать протерозойский возраст хотя бы части граувакковой свиты, пожалуй, нет достаточных оснований. Правильнее отнести к протерозою только бархинскую свиту, отделенную от граувакковой большим перерывом с дислокацией, интрузией и размывом, соответствующим перерыву, повсюду наблюдаемому между протерозоем и нижним палеозоем.

Конечно, эти выводы являются только наиболее приемлемыми, по моему мнению, при современном состоянии наших сведений. Окончательное решение вопроса предстоит в будущем после более детальных исследований в Центральной Азии.

\* \* \*

II. Вопрос о возрасте гранитоидов «большого монгольского батолита» находится в тесной связи с вопросом о возрасте хангайской свиты, так как эти гранитоиды прорывают последнюю.

Уже первый геолог, проехавший через Гоби в 1864 г., американец Пёмпелли, обратил внимание на обширное развитие гранита и высказал мнение, что скелет монгольского плато представляет большую геосинклинальную



долину, основание которой, насколько видно, состоит из гранита и метаморфических пластов, вероятно палеозойских; неровности этого основания почти заполнены более молодыми отложениями (Pumpelly, 1866).

Частое нахождение гранита в Центральной Азии отмечали и все позднейшие путешественники, так как эта порода легко замечается и неспециалистами. На первом геологическом профиле Монголии от Урги до Калгана, составленном мною в 1892 г., показаны многочисленные выходы гранита, то прорывающего архей и метаморфическую свиту, то образующего самостоятельные крупные массивы (Обручев, 1893).

Отношение гранитоидов к граувакковой свите установил М. А. Усов при изучении хребта Кентей. Он нашел, что более древняя бархинская свита прорвана интрузиями гранито-диоритовой магмы, давшей несколько тел; преобладает микроклино-олигоклазовый гранит с биотитом и роговой обманкой, а участками среди него встречается диорит, играющий подчиненную роль и местами предшествовавший граниту. Кроме того, он отметил и редкие дайки порфиров, представляющих, может быть, корни излияний порфиров, галька которых имеется в базальных конгломератах граувакковой свиты.

Последней кое-где подчинены порфириты, представляющие подводные излияния и подвергшиеся метаморфизму. Складчатость этой свиты сопровождалась мощными интрузиями микроклинового биотито-роговообманкового гранита, часто порфировидного, переходящего в гранодиорит и образующего самостоятельные, местами громадные батолиты. Несколько моложе красноватые, почти аплитовидные биотитовые граниты, слагающие сравнительно небольшие штоки. Жильная свита представлена редкими шпессартитами и гарцбургитами и частыми аплитами, аляскитами и пегматитами, переходящими в почти чисто кварцевые жилы. Еще моложе своеобразные малиново-красные граниты, явно гипабиссальные и тесно связанные с эктрузиями кварц-порфира и кварц-кератофира; они образуют три небольших массива, дайки и нэки. Эти породы Усов отнес уже к верхнему палеозою; древнее их порфириты, образующие ряд покровов к югу от р. Толы в верховьях р. Чулутэ и подвергшиеся метаморфизму в контакте с самым молодым гранитом, переходящим в кварц-порфир. На карте Кентея Усов показал большое количество разных размеров батолитов и штоков перечисленных гранитов и несколько порфировых среди площади развития как граувакковой, так и бархинской свит; несколько небольших массивов среди последней выделены штриховкой в качестве более древних дограувакковых (1915).

Упомяну, что и мною на дороге из Кяхты в Ургу через западную часть Кентея также отмечены массивы гранита, частью связанного с гнейсами и, повидимому, более древнего, частью прорывающего осадочные свиты, которые можно сопоставить с граувакковой формацией Усова; в частности, гранит выходит севернее и южнее пояса этой осадочной свиты на р. Шаргол, в которой я нашел фауну нижнего карбона (Обручев, 1900, 10, 11); позже Сизова установила, что этот биотитовый гранит прорывает нижнекарбоновую свиту; с ним связаны аплитовые и кварцевые жилы, а также лампрофировая жила на левом берегу реки и гранит-порфировая на правом (1935, 8). По этим признакам нужно считать, что этот гранит по возрасту тот же, который образует в Кентее, по М. А. Усову, главные массивы, прорывающие граувакковую свиту. Следовательно, эти граниты являются посленижнекарбоновыми.

Американская экспедиция отметила обширное распространение гранита в посещенной ею части Восточной Монголии и пришла к выводу, что все выходы его представляют части одного и того же огромного батолита, прорывающие хангайскую осадочную свиту в виде массивов разной величины. Этот батолит интродировал после складчатости хангайской свиты и местами метаморфизовал ее на большом протяжении. Исследователи отметили погружение кровли в гранит, ксенолиты ее среди последнего, послынную иньек-

цию, пропитывание и даже растворение гранитом осадочных пород и многочисленные дайки его. Гранит обычно массивный и сравнительно крупнозернистый, местами же порфировидный, в других местах неясно гнейсовидный; есть разности мелкозернистые, а равно и очень грубозернистые. Цвет его разнообразный, чаще всего светлокрасный. Из минералов преобладает светлый ортоклаз; количество кварца, биотита и роговой обманки весьма различно. Наиболее часто встречается биотитовый гранит, но известны также сиениты, диориты и реже еще более основные продукты дифференциации.

Так как Беркей и Моррис считали хангайскую свиту верхнепротерозойской, то они признали интрузию батолита палеозойской, вероятно допенсильванской, т. е. доверхнекарбоновой. Но в виду редкости пород определено палеозойского возраста отношение гранита к отложениям карбона и перми не ясно; непосредственное соседство гранита и верхнего палеозоя им не попадалось. В пермской свите имеются редкие жилы андезита. Прорывающие юру гранит- и сиенит-порфиры и порфириты американцы признали скорее всего наиболее молодыми членами той же гранитной интрузии и выделили также более древние граниты, во-первых, сочетающиеся с древними гнейсами, отнесенными к археозою, и, во-вторых, возможно, несколько более молодые, инфицирующие сланцы, отнесенные к утайской серии, т. е. к нижнему протерозою (Berkey, Morris, 1924). Повышение возраста хангайской свиты в последнее время, повидимому, не отразилось на определении времени интрузии монгольского батолита, указанного и ранее в широких пределах палеозоя до верхнего карбона.

Новые исследования внесли много деталей в историю развития вулканической деятельности, но не изменили ее существенно. В Кентее В. М. Куплетский обнаружил присутствие гранитоидов разного возраста, дополнив наблюдения Усова. В районе к востоку от верхнего течения р. Керулен, где развита исключительно бархинская формация, относимая к докембрию, развиты гранитоиды трех типов: 1) слюдяно-роговообманковые гранодиориты гнейсовидного сложения и порфировидные, наиболее древние, внедрившиеся до дислокации бархинской свиты; 2) биотитовые граниты без плагиоклаза, пересекающие бархинскую свиту; верхний предел их возраста не известен; но в одном месте они пересекают условную юру; 3) турмалиновые граниты неизвестного залегания.

В районе к западу от верхнего Керулена, где главное развитие имеет граувакковая свита, также развиты гранитоиды трех типов: 1) биотитовые крупнозернистые микроклино-плагиоклазовые порфировидные граниты, с которыми связаны обильные пегматитовые жилы; они прорывают граувакковую свиту; 2) гранодиориты, богатые плагиоклазом, повидимому, наиболее близкие к гранодиоритам, описанным Усовым; 3) мелкозернистые ортоклазо-микроклиновые граниты почти без плагиоклаза и биотита; они связаны с кварц-порфирами и являются более молодыми (Куплетский, 1926).

В следующем отчете В. М. Куплетский, однако, отметил, что определенной разницы между гранитами различного возраста нет, и все они, вероятно, питались из общего магматического очага (1929, 15). Указано также, что некоторые граниты прорваны многочисленными штоками габбро со шпирами амфиболитов. Граниты разных массивов и окружающие их метаморфические свиты пересечены жилами диабазов, спессартитов, мальхитов, керацитов. Частью доюрскими, но, главным образом, послеюрскими являются излияния базальтов и андезитов, а еще моложе пересекающие их жилы и штоки кварц-порфиров и порфиритов (Куплетский, 1929, 17, 19, 23, 34).

Чайковский, также изучавший район хребта Кентей к северу и востоку от Улан-Ватора, присоединился к выводу американских геологов, что гранитные массивы представляют отпрыски огромного монгольского батолита. Относительно возраста интрузий он высказал следующее: признав верхне-

палеозойский возраст граувакковой свиты, он считает, что складчатость конца палеозоя (после отложения угленосной перми) сопровождалась интрузией более древних гранитов, к которым принадлежат и гранито-диориты Усова, подвергшиеся частичной мионитизации и рассланцеванию в позднейшие эпохи. Главную же массу гранитов, давшую начало великому монгольскому батолиту, он, по аналогии с меловыми и третичными гранитами Забайкалья, считает послеюрскими в виду того, что по периферии Баян-Улапского массива гранит прорывает порфириновые лавы и конгломераты, несогласно покрывающие пермские отложения. Эти граниты поглотили и ассимилировали значительные толщи более древних образований, в частности граниты верхнепалеозойской фазы, от которых уцелели лишь жалкие остатки в форме небольших интрузий или периферических частей отдельных батолитовых вершук или куполов. В своем выводе этот автор ссылается также на наблюдения Тейльгарда (Чайковский, 1935, 45—47).

Нужно заметить, что Чайковский в проводимой им аналогии с Забайкальем основывался на результатах первых лет более детальных съемок Восточного Забайкалья, когда чрезмерно увлекшиеся исследователи отнесли большую часть гранитов этой области к меловым и даже третичным. Более точные позднейшие работы сильно ограничили распространение послеюрских гранитов и не подтвердили наличие третичных. Американские геологи, как указано выше, также выделяют послеюрские гранит- и сиенит-порфиры, но относить к этому возрасту главную массу монгольского батолита и считать все остальные граниты Кентея только верхнепалеозойскими, как делает Чайковский, никак нельзя.

З. А. Лебедева при изучении группы Гурбан-Сайхан отметила только внедрение в граувакковую свиту гранитов, диоритов, порфиритов (жилыных), пироксенитов (и змеевиков), но взаимоотношения этих пород и их возраст не рассмотрела (1934, 56). Маккавеев в том же районе выделяет домеловые граниты с жилами диорита и аплита хребта Дзун-Сайхан и восточной части хребта Цзурумтай и послемеловые (возможно третичные) гор Аргалинта, Цзолин, северной части хребта Цзурумтай, Шанхайского нагорья, прорывающие нижнемеловые сланцы и песчаники; с последними он связывает и эффузивы — порфириты, кварцевые альбитофиры и базальты; первые прорывают и третичные отложения, а базальты перекрывают юрские конгломераты. Главную интрузию гранитов он связывает со складчатостью конца палеозоя, излияние базальта — с радиальными движениями конца юры, а небольшие интрузии гранита, главным образом у подножья хребтов, и значительные излияния кислых пород в котловинах — с крупными разломами конца третичного периода (Маккавеев, 1935, 14, 18, 21, 24).

Тейльгард в своем обзоре хангайской серии дал также общую сводку распределения и последовательности интрузий в Центральной Азии в следующем виде:

1. Древнепалеозойские граниты — первые интенсивные батолитовые интрузии.

2. Карбоновые долериты, спилиты, андезиты в Тянь-шане.

3. Послекарбоновые кислые интрузии — главная интрузия батолита и порфиры: Тянь-шань, Центральное Гоби, возможно и Б. Хинган (гранит Хаботу). В ущелье Токсуна гранит пересекает карбоновые андезиты.

4. Доюрские (пермские или триасовые) андезиты; интрузии и конгломераты с галькой порфира или перемежаемость с ними: Восточный Тянь-шань.

5. Нижнемезозойские кварц-порфиры; вероятно пересекают предыдущие в Восточном Тянь-шане.

6. Юрские андезиты; очень развиты в Б. Хингане; Жэхэ, к западу от Пекина. Продолжаются в нижнем мелу (в слоях с *Lycoptera*).

7. Меловые граниты и порфиры; пересекают юрские андезиты в Б. Хингане, Вейчане, к западу от Пекина.

Не ясно, по автору, показывает ли эта сводка миграцию интрузий с запада на восток или большее ограничение их востоком. В Б. Хингане вероятно паличие послекарбонового гранита и не исключено присутствие доюрских андезитов или нижнемезозойских порфиров (Teilhard de Chardin, 1931, 406, 407).

Эту схему можно признать наиболее соответствующей современной совокушности наших сведений об изверженных породах Центральной Азии, дополнив ее только наиболее древними представителями их, хотя еще не установленными окончательно, но вероятными. Таковыми будут граниты условно архейских толщ, сочетающиеся с гнейсами, сопоставляемые с гранитами тайшанской свиты собственно Китая, более молодые граниты, инъецирующие утайскую свиту, относимую в Китае к нижнему протерозою, и, наконец, гранодиориты, пересекающие бархинскую свиту, если последняя действительно представляет верхний протерозой, а не древний палеозой, как полагают некоторые исследователи. В последнем случае эти гранитоиды будут соответствовать древнейшей схеме Тейльгарда, т. е. представят первые интрузии, сложившие «огромный монгольский батолит».

Главную же массу последнего слагают гранитоиды, прорывающие грауваквовую свиту. Если правильно принимаемое нами деление этой свиты на две части: нижнюю — кембро-девонскую, кембро-силурийскую или силуро-девонскую и верхнюю — карбон-пермскую, разделенные перерывом, обусловленным первыми варисскими фазами дислокации и размывом, то возможно, что и гранитоиды монгольского батолита придется разделить на две части: докарбоновую, связанную с этими фазами, и пермскую, сопутствовавшую последним варисским фазам. В пользу этого говорят и данные Б. М. Куплетского о несколько различном возрасте гранитов Кентея. В этом случае древнепалеозойские граниты схемы Тейльгарда будут представлять интрузии докарбоновых фаз дислокаций. Главное же значение остается за более молодыми гранитами, прорывающими нижний карбон с фауной на р. Шара-гол в Кентее, нижний карбон и пермь в южной части Хапгая, в восточной части Кентея и в районе Сайр-Усу — Гоби: они слагают главную массу батолита Монголии.

Вывод американских геологов, что этот батолит представляет фундамент всей Монголии, подстилающий хангайскую (грауваквовую) свиту и образующий одно гигантское целое, едва ли правилен. Многочисленные выходы бархинской свиты в восточной части Кентея, более древнего протерозоя и архея в других частях Центральной Азии (древний возраст которых еще не опровергнут) представляют выступы более древнего фундамента, которые во всяком случае разбивают монгольский батолит на отдельные части, не связанные друг с другом и соответствующие местам поднятия кислой магмы из глубин в складки грауваквовой свиты. Тейльгард также пришел к выводу, что интрузия гранита не образует сплошной массы под хангайской свитой, как думают американцы, а отдельные тела или дайки, заполняющие разрывы (стыки, joints) между хангайскими отложениями (вообще представляющими разбитые сбросами бассейны) и древнекристаллическими (архейскими или утайскими) кряжами или «островами», еще различными в Гоби. В иных случаях приуроченность гранита к стыкам (joints) совершенно очевидна (Teilhard de Chardin, 1931, 405). Такой вывод, конечно, больше согласуется с новыми взглядами относительно формы и способа внедрения батолитов гранитоидов.

Гранит- и сиенит-порфиры, прорывающие юрские отложения в разных местах, а также меловые граниты (третичные еще не доказаны), представляющие продукты того же обширного магматического очага под Центральной Азией, играют очень небольшую роль в общей массе кислых интрузий, проявляясь, главным образом, по окраинам горных возвышенностей в связи с линиями молодых разломов, к которым приурочены и разные эффузивы.



Но некоторые порфиридные граниты и кварц-порфиры, прорывающие верхнепалеозойские граниты (например в Кентее), могут иметь тот же молодой возраст.

\* \* \*

III. Характер и распространение молодых дислокаций в Центральной Азии представляют третий важнейший вопрос по геологии этой области, так как ими существенно обусловлен ее современный облик.

На эти молодые движения обратил уже внимание первый геолог, посетивший Центральную Азию, американец Пёмпелли. После выполненного им пересечения Восточной Монголии по дороге из Калгана в Ургу он указал, что неровности древнего основания Монгольского плато почти заполнены более молодыми образованиями троякого рода, именно: 1) обширными лавами вдоль южной окраины; 2) степными отложениями, включая гобийский песчаник, и 3) суглинками, местами покрывающими степные осадки.

Он составил также общую схему событий в такой последовательности: после отложения угленосной свиты Китая и извержения молодых порфиров гор Си-шань к западу от Пекина произошло поднятие собственно Китая и погружение Монголии. Затем последовали: 1) извержение трахитовых порфиров Калгана и пустыни Гоби, 2) изливание вулканических пород Южной Монголии и района оз. Байкал и 3) образование степных отложений пустыни Гоби. Далее имело место постепенное поднятие плато, образование большой дислокации вдоль его южного края, изменение русла р. Хуан-хэ и образование сети северных озер, в которых отложились суглинки, развитие дельты р. Хуан-хэ, углубление русла этой реки между провинциями Шаньси и Шеньси и в связи с этим осушение северных озер.

Степными отложениями Гоби Пёмпелли считал известковые песчаники и конгломераты с подчиненными тонкими пластами песчаного известняка, подстилаемые красной песчаной глиной и заполняющие впадины в древнем основании Гоби; он назвал эту свиту гобийским песчаником. В состав «степных отложений» он включил также рыхлые глинистые пески, заполняющие впадины Гоби поверх песчаников, и считал их одновременными с обширными осадками того же состава на берегах нижнего Орхона, в степи к югу от Кяхты, в террасах р. Селенги до Байкала и р. Ангары у Иркутска. Эти степные осадки, по его мнению, отложены обширным внутренним морем Азии, соединявшимся с оз. Байкал и через Западную Сибирь с полярным океаном. Это море, изобиловавшее скалистыми островами, исчезло в эпоху общего поднятия больших равнин Северной и Западной Сибири, отложения которых содержат уже остатки мамонта, носорога и первобытного быка (Pumpelly, 1866, 75—78).

Эта схема, за исключением предположения о недавнем существовании моря во всей Внутренней Азии, в самых общих чертах правильна, и новые исследования внесли только многие детали в историю развития этой области. И Пёмпелли уже отметил, что древняя физическая география области и последствия ее поднятия представляют одну из самых интересных и важных задач исследования как в отношении климатических изменений, вызванных поднятием такой обширной площади, так и в отношении распределения форм жизни; геологические явления, охватившие такой широкий пояс большого материка, имели крупное влияние на современную историю планеты.

Рассмотрению новых данных о молодых движениях в Центральной Азии необходимо предпослать несколько слов об общем характере ее рельефа.

В отношении рельефа Центральная Азия распадается на три главные области, существенно отличающиеся друг от друга — северную, среднюю и южную.

Северная область состоит из нагорья Хангай и горной системы Кентей,

прилегающих к гористой Южной Сибири. Земная поверхность поднята здесь выше, а именно до 1200—1500 м на дне долин и до 2000—4500 м в горных цепях. Общий облик области — горный, с многочисленными кряжами широтного в общем простирания, разделенными более или менее широкими продольными, диагональными и поперечными долинами. Реки, орошающие эти долины, имеют в восточном конце сток в Тихий океан по системе р. Амура, в главной средней части — в Ледовитый океан по системе р. Енисея, а в западной части и по южной окраине средней — во внутренние озера. В западной части, в районе больших озер Убса, Киргиз-пор и Дурга-иор, нагорье Хангая несколько понижается, горные цепи раздвигаются и разделены гораздо более широкими долинами и котловинами; рельеф приобретает характер средней области, но в западном конце, в бассейне р. Кобдо, снова восстанавливается нагорный в углу между Монгольским Алтаем, Сайлюгемом и Танну-ола. В восточном конце горная система Кентея также понижается и суживается, горные цепи раздвигаются, долины расширяются, рельеф постепенно переходит в горностепной, свойственный южной части Восточного Забайкалья.

Средняя область, протянутая от Памира и Джунгарского Ала-тау на западе до Б. Хингана на востоке, включает две крупные горные системы Восточного Тянь-шаня и Монгольского Алтая, в которых абсолютные высоты местами поднимаются до 4000—5500 м и имеются ледники; обе эти системы с запада на восток понижаются и суживаются, распадаясь на отдельные кряжи и группы. В промежутке между этими системами и по обе стороны их располагаются обширные впадины, абсолютные высоты которых падают до 600—1000 м, а местами (Люкчунская впадина) становятся даже отрицательными. Но эти впадины не представляют сплошных равнин, а усеяны большим или меньшим количеством скалистых горных кряжей и групп, скалистых и сглаженных холмистых пространств, в промежутках между которыми расположены крупные и мелкие впадины с более или менее ровным дном, а по южной окраине — площадки сыпучих песков, достигающие особенной величины в пустыне Такла-макан на западе и между р. Эцзин-гол и хребтом Алашанским в средней части. Реки этой области не имеют стока в океан, за исключением р. Иртыша на северо-западной окраине, р. Хуан-хэ на юго-восточной и нескольких речек, прорезавших своими верховьями Б. Хинган на востоке.

Южная область, отделенная от средней горной системы Куэн-луня — Нань-шаня, представляет высокое нагорье Тибета с примыкающей к нему обширной впадиной Цайдама. Абсолютные высоты долин поднимаются в первом до 4000—5000 м, в Цайдаме до 3000—3500 м, горных цепей до 5000—7000 м. В Тибете высокие горные кряжи чередуются с широкими долинами и котловинами, среди которых также часто поднимаются цепи и группы гор и холмов. Орошение в южной части имеет сток в Индийский океан, в средней и восточной — в Тихий, в северной и в впадине Цайдама лишено стока. В восточной половине, за меридианом г. Лань-чжоу, эта южная область Центральной Азии отсутствует; здесь средняя область непосредственно примыкает к северным провинциям собственно Китая — Ганьсу, Шеньси, Шаньси и Хэ-Бей. В нашем обзоре мы южную область Центральной Азии, имеющую совершенно отличную геологическую историю, рассматривать не будем и ограничимся северной и средней.

Сильные складчатые дислокации докембрийских, каледонских и варисских фаз, сопровождавшиеся интрузиями и эффузиями, создали на всем пространстве северной и средней областей многочисленные кряжи гор, более или менее крупные остатки которых входят в состав не только современных горных цепей, но обнаруживаются также и на дне разделяющих их долин и впадин там, где они не перекрыты полностью мезо- или кайнозойскими отложениями. Пермские, частью морские, но преимущественно континен-

тальные отложения были также захвачены этими движениями и местами прорваны интрузиями монгольского батолита.

Последние варисские движения окончательно изгнали море из пределов северной и средней областей, за исключением западной окраины средней области, куда море вторгалось на короткое время с запада в меловый период, а также, может быть, восточного конца Кентея, где не исключена возможность открытия морского триаса или юры; здесь могла быть ингрессия моря в эти эпохи с северо-востока, из залива, занимавшего Восточное Забайкалье. С мезозоя начинается континентальная история Центральной Азии, продолжающаяся до настоящего времени без перерывов.

Отложения триаса еще не обнаружены по органическим остаткам, за исключением одного места в Кентее, где, по сообщению Чайковского, под Улап-Батором в светлых песчаниках, несогласно перекрывающих граувакковую свиту, найдена триасовая флора *Pleuromeia* sp., по определению Кречетовича (Чайковский, 1935, 37). Условный триас в виде толщи конгломератов в 800 м, залегающий под угленосной юрой в Кендерлыкском бассейне хребта Саур, принимает В. П. Нехорошев (1934), и столь же условный триас, также в виде конгломератов с галькой палеозойских пород, я предполагаю в некоторых местах Пограничной Джунгарии, в долинах между хребтами (Обручев, 1940, 139). Но возможно, что нижняя часть толщи юрских отложений, — там, где эта толща достигает большой мощности, — также представляет триас.

История Центральной Азии в начале мезозоя еще не ясна. Можно думать, что после фазы сильного сжатия, смывшего верхнепалеозойские свиты на всем пространстве геосинклинальной области, охватывавшей всю Внутреннюю Азию, в многочисленные складки, вертикальные движения фазы расширения подняли их над уровнем моря, и эти движения сопровождалась главной интрузией гранитоидов. При этом поднятии, представлявшем огромное вспучивание земной коры, должны были происходить большие разломы, и отдельные клинья всей складчатой области поднимались выше, тогда как другие отставали от них и превратились в пониженные части рельефа. Эти движения, очевидно, происходили в течение триаса, и размыв поднятых клиньев мог уже создавать грубые конгломераты в понижениях.

Юрская толща имеет значительное распространение в северной и особенно в средней областях Центральной Азии и представляет конгломераты, песчаники, глины с подчиненными в большем или меньшем количестве пластами угля; возраст определен в нескольких местах как среднеюрский, а у подножья Богдо-улы в Восточном Тянь-шане низы толщи могут быть нижнеюрскими (Обручев, 1940, 150). Юрские отложения образовались в озерах, заполнивших впадины на поверхности клиньев, отставших при поднятии. Мощность их достигает от 1000 до 4000 м (у подножья Богдо-улы), а в Восточной Монголии, по оценке американской экспедиции, местами даже до 7500 м. По мнению последней, толща во многих отношениях аналогична нижнеюрской собственно Китая, и не исключена возможность триасового возраста нижней части ее (Berkey, Morris, 1927, 293, 294). Такая мощная толща не могла накопиться в сравнительно мелких озерах, занимавших впадины, без периодического опускания их дна, перемежаемость которого с более или менее длинными спокойными эпохами доказывается как пластами угля, так и чередованием более грубых и более тонких отложений. Следовательно, и в течение юры происходили еще как поднятия одних клиньев, представлявших возвышенности (что доказывается пластами конгломератов), так и опускания отставших клиньев, занятых озерами.

Юрские отложения распространены вообще в промежутках между возвышенностями, сложенными из палеозоя и более древних пород, но иногда встречаются отдельными площадями внутри этих возвышенностей, например в хребте Батырхан Западной Монголии и в некоторых долинах среди

цепей Восточного Тянь-шаня на различной абсолютной высоте. В общем в северной области они распространены мало, ограничиваясь отдельными небольшими впадинами или расширениями долин в Хангае и Кентее, тогда как в средней области, соответственно особенностям ее рельефа, они занимают более крупные площади, в Центральной Монголии слагают целые горные кряжи второстепенной высоты среди обширных впадин, а на западе вдоль обоих подножий Восточного Тянь-шаня складчатые цепи предгорий состоят из юрских и более молодых отложений. Некоторые исследователи полагают, что юрские отложения прежде представляли сплошной покров в Центральной Азии, т. е. что складчатые горные возвышенности, созданные в конце палеозоя, до начала юры были уже совершенно размыты и сглажены, и юрское озеро имело колоссальные размеры, представляя огромное внутреннее пресное море. Этому противоречит состав юры: многочисленные пласты грубых и мелких конгломератов и грубых песчаников, переслаивающихся с мелкозернистыми песчаниками, глинами и мергелями, а также стволы деревьев и пласты угля на разных горизонтах. Совершенно ясно, что юрские осадки отлагались в отдельных озерах различных размеров, занимавших впадины между возвышенностями, с которых сносился грубый и мелкий материал и которые имели еще достаточную высоту для деятельности эрозии, периодически усиливавшейся при новых поднятиях.

Залегание юрской свиты — то горизонтальное или слабо наклонное, то сильно нарушенное сбросами или образованием более или менее крутых складок. Следовательно, в конце юры снова имела место фаза сжатия земной коры, при которой опущенные клинья должны были сминаться вторично, усиливая складчатость палеозоя на глубине и создавая покровные складки юры, а поднятые клинья могли надвигаться по плоскостям скалывания на окраины опущенных, создавая надвиги палеозоя на смятую юру, что отмечено исследователями в разных местах.

В Пограничной Джунгарии условия залегания юры в горе Сейнык среди Сырхын-Гоби ясно показывают, что при послепюрских движениях небольшой клин палеозоя был резко выдвинут со дна широкой впадины в виде маленького горста и поднял большую толщу юрских отложений в форме крутой сундучной складки (Обручев, 1940, 201).

Таким выпиранием отдельных частей пониженных клиньев также достигалось сокращение последних в новую фазу сжатия. Подобный же случай дислокации меловых отложений представляет кряж Б. Калкан у южного подножья Джунгарского Ала-тау, по описанию Кирикова (Обручев, 1940, 207).

При этих движениях возникали новые разломы и восстанавливались старые, открывая пути для магмы, которая в следовавшую затем фазу расширения проникла по разломам и создала местами многочисленные жилы и небольшие штоки порфировидных гранитов и порфиров как в толще дислоцированных юрских отложений, так и кое-где среди складок палеозоя и массивов палеозойских гранитов (как, например, в виде порфирового штока в массиве Дзун-модо в бассейне р. Хара-гол в западной части Кентея). Но эти молодые интрузии и эффузии известны пока только на востоке Центральной Азии, тогда как на западе, в Джунгарии и вдоль Восточного Тянь-шаня, они в юре не наблюдались, за исключением юрских складок у северного подножья Богдо-улы, где Гребер нашел дацитовые лавы и пласт туфа среди юры. Но эти излияния происходили раньше, еще во время отложения юрских слоев (Обручев, 1940, 150, 151).

В южной части Б. Хингана в бассейне р. Шара-мурень, по Тейльгарду, свите верхней юры подчинены слои туфо-конгломератов, андезитов или дацитов, а прорывают ее массивы биотитового гранита, которые могут быть связаны с монгольским батолитом американских геологов. Они слагают ось Б. Хингана в районе г. Лин-си и являются домеловыми, так как пере-



секаются нижнемеловыми андезитами (Teilhard de Chardin, 1932, 43). В западной части Кентея юрские (?) конгломераты также перемежаются с потоками базальтов, андезитов и андезито-базальтов, по наблюдениям Б. М. Куплетского (1939, 23, 34).

Движения фаз сжатия и расширения, имевшие место в конце юры, снова изменили рельеф Центральной Азии, создали складки, наклонны, сбросы в юрских отложениях и новые поднятия, смещения и опускания палеозойских клинфев. Последствием этих движений было образование озер нижнего мела в многочисленных впадинах, сохранившихся или вновь образовавшихся в промежутках между возвышенностями, сложенными из палеозоя и местами также из дислоцированной юры. Древнейшие из меловых отложений, содержащие бумажные горючие сланцы с фауной рыб, ракообразных, остракод и флорой, сопоставляют с тургинской свитой Забайкалья, относимой к самому нижнему мелу. Вышележащие красноцветные конгломераты, песчаники, пески и глины, содержащие богатую фауну разных рептилий, делятся американскими исследователями на несколько формаций, встречаемых в разрозненных бассейнах, и представляют частью озерные, частью наземные (дюны, конуса выноса) образования и большей частью указывают на умеренно высокий или плоский рельеф окружающих возвышенностей. Мощность отдельных формаций около 150 м, и только формация Ван-чуань у Калгана достигает 1500 м. Эти данные получены в Восточной Монголии, в средней области (Berkey, Morris, 1927, 352—358), тогда как на западе, в Джунгарии и вдоль обеих подножий Тянь-шаня, меловой возраст отложений, покрывающих несогласно юру, определен только условно. В северной области меловые отложения пока известны только в виде аналогов тургинской свиты.

Меловые отложения также дислоцированы; во впадинах Восточной Монголии они разбиты сбросами, наклонены, несколько смяты [Somewhat disturbed and warped, some are faulted and tilted (Berkey, Morris, 1927, 357)]. Вдоль обеих подножий Тянь-шаня они образуют даже складки с юрой и третичной свитой. В Джунгарии у подножья хребта Уркшар условный мел, срезая несогласно юру, вместе с ней круто наклонен от хребта, а южнее, в низовьях р. Дяма, образует очень плоскую антиклиналь, как будто только слегка вступен (warped), но пересечен жилами асфальта, заполнившего, очевидно, ряд трещин. В Кендерлыкском бассейне хребта Саур условный мел дислоцирован, по Нехорошеву, по видимому совместно с юрой (Обручев, 1940, 206, 207). Очевидно, в конце мела возобновились движения: сравнительно слабая фаза сжатия нарушила залегание меловых отложений в Джунгарии и вдоль Восточного Тянь-шаня, несколько усилив юрские складки, а в Восточной Монголии проявилась еще слабее, создав наклонны и некоторое сжатие слоев. Наклоны и разломы последних можно уже приписать следовавшей затем фазе расширения, с которой связано и излияние кислых и основных лав, которые особенно развиты в юго-восточной части Монголии в районе Б. Хингана, по наблюдениям Тейльгарда. Здесь нижнему мелу подчинены потоки дацитов-андезитовых лав, а свита прорвана нэками этих пород, а также несколько более молодыми риолитами в виде мощных даек и лакколлитов, переходящими в микрограниты и пегматиты, и более поздним турмалиновым монцонитом (Teilhard de Chardin, 1932, 42, 43).

В западной части Кентея по р. Шустин-гол и вокруг оз. Олон-нор базальты предположительно юрского возраста прорваны штоками и жилами крупнозернистых порфиров и кварцевых порфиритов, по наблюдениям Б. М. Куплетского (1929, 34—38). Эти излияния можно сопоставить с меловыми эффузиями южной части Б. Хингана. Эта часть Кентея в бассейне р. Онон тесно связана по своему строению с соседней юго-восточной частью Забайкалья, где также известны послепюрские гранитоиды, верхнеюрские и меловые эффузии.

Эта верхнемеловая или послемеловая фаза создала, вероятно, и новые подвижки палеозойских клиньев, поднятия одних, опускания других и обусловила более или менее сильный размыв меловых отложений, судя по несогласному палеганию третичных осадков на разных формациях мела в Восточной Монголии и на юре в одном месте Джунгарии. Последствием этих движений было восстановление озерных бассейнов в Центральной Азии, осушившихся во время фазы сжатия, а затем занятых третичными водами.

Третичные отложения Центральной Азии имеют такой же состав, как и меловые, представляя перемежаемость конгломератов, грубых и тонких песчаников, песков и глин, залегающих в отдельных впадинах различных размеров и являющихся частью озерными, частью наземными образованиями. В Восточной Монголии в них найдена богатая фауна палеоцена, эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцена, но с перерывами и в разных впадинах, так что в одних озера существовали в одни эпохи, а в других — в другие, что могло быть связано с движениями, осушавшими одни впадины и создававшими другие. Мощность отдельных формаций большей частью от 30 до 50 м, в исключительных случаях до 1000 м. В Джунгарии и вдоль подножья Восточного Тянь-шаня также известны третичные отложения, относимые к палеогену и неогену и достигающие большей частью 100—200 м, но местами и 1000 м. Их образование в отдельных бассейнах, а не в виде сплошного покрова, перекрывавшего всю страну или крупные ее части, как полагают некоторые исследователи, доказывается их в значительной мере грубым составом, красным цветом и наличием гальки как палеозойских, так и юрских и меловых пород, которую эрозия сносила с соседних возвышенностей. Известны также случаи трансгрессивного залегания третичных слоев на юре или мелу, присутствие окатанных костей разных видов меловой фауны в нижнем горизонте третичных отложений. Возвышенности, вновь поднятые при движениях в конце мела или в начале третичного периода, не могли быть снесены до основания к началу отложения палеогена, а сухой климат, установившийся в Центральной Азии уже в меловое время (см. ниже), противоречит гипотезе о полном перекрытии ее пространства третичными озерами, целым внутренним морем, которое Рихтгофен предполагал только в самой пониженной части Гоби в виде моря Ханхай.

Третичные отложения также подверглись некоторой дислокации; хотя во многих местах они залегают горизонтально, но в других наклонены в ту или другую сторону, иногда даже падая в сторону соседней палеозойской возвышенности; наклоны местами довольно крутые, иногда пласты поставлены на голову. Известны также правильные складки, например вдоль обоих подножий Восточного Тянь-шаня, где третичная свита вместе с мелом и юрой образуют складчатые гряды предгорий. Эти движения, обусловленные новой фазой (может быть с несколькими субфазами) сжатия, имели тот же тип, как и предшествующие, нарушившие залегание юры и мела, но были менее интенсивны, судя по сравнительной слабости нарушений, в особенности в форме складок. Это, может быть, объясняется тем, что пониженные клинья после сжатия, испытанного в предшествующие мезозойские фазы, были уже настолько сдавлены, что дальнейшее сокращение их имело место в исключительных случаях, например в очень широкой впадине Джунгарии к северу от Восточного Тянь-шаня и еще более широкой впадине Таримского бассейна к югу от него. Интрузии и эффузии в юре и мелу также увеличили местами сопротивление впадин дальнейшему сжатию. Кое-где имели место крутые надвиги палеозоя и мезозоя окраин возвышенностей на третичные осадки, а также выпирание маленьких клиньев палеозоя, как, например, в горе Б. Калкан у южного подножья Джунгарского Ала-тау, упомянутой выше, где вокруг нее меловые слои поставлены на голову, а третичные также приподняты с обеих сторон (Обручев, 1940, 207).

Фазы (и субфазы) расширения, следовавшие за фазами (и субфазами) сжатия, не были так ограничены в своей работе сильной смятостью земной коры в пределах Центральной Азии, как фазы сжатия. Им приходится приписать новые поднятия возвышенностей, т. е. выпирание вверх поднятых уже ранее клиньев, что могло происходить совершенно свободно. Наблюдения последнего времени на всех материках приводят к выводу, что многие современные горные хребты складчато-глыбового типа частью созданы и во всяком случае значительно повышены, выдвинуты вверх на сотни или даже тысячи метров движениями конца третичного — начала четвертичного периода. Эти движения могли местами отразиться и на впадинах между возвышенностями, т. е. на опущенных клиньях, и вызвать некоторое поднятие их, последствием которого было осушение ряда третичных озер.

Разломами, образовавшимися при этих движениях, снова воспользовалась магма для проникновения на поверхность земли; обширные излияния базальтов в Хангае, Центральной и Юго-восточной Монголии, вокруг озер Косокола и Байкала являются частью верхнетретичными (миоцен), частью четвертичными. Интрузии этого возраста не обнаружены в Центральной Азии, что, может быть, объясняется тем, что фазы сжатия, подготовляющие образование кислой магмы, в зависимости от сильной смятости земной коры в пределах этой области, были уже слишком слабы, и в фазы расширения могла прорваться только основная магма из базальтовой постели. Интересно отметить, что немедленно после верхнепалеозойских движений, создавших сильную складчатость в Центральной Азии, произошли громадные интрузии кислой магмы, а затем, после движений конца юры, участие кислой магмы в прорывах при фазах расширения было значительно слабее, еще слабее и с преобладанием уже средних пород (дацитов, андезитов) оно было при движениях конца мела и совсем прекратилось в третичный период. Это согласуется с гипотезой, что кислая магма образуется переплавлением осадочных пород на большой глубине и что земную кору подстилает непосредственно не слой сиаля, а сима.

В четвертичный период продолжались еще с перерывами поднятия возвышенностей, обусловившие оледенения более высоких хребтов (двукратное во всяком случае) и омоложение эрозии, отразившееся созданием ряда речных террас и размывом не только горных пород возвышенностей, но и юрских, меловых и третичных отложений по их окраинам и на дне впадин. Удаление мелких продуктов размыва из последних может быть объяснено только работой ветра, который создал громадные скопления сыпучих песков на восточной, южной и западной окраинах Центральной Азии (особенно гигантские в мешке Таримского бассейна) и толщи лёсса на окружающих горах, на плато и в долинах соседних провинций Китая и Манчжурии.

Итак, современный рельеф Центральной Азии создавался постепенно в течение мезо-и кайнозоя вертикальными движениями фаз расширения, расчленившими палеозойскую складчатую страну на горы и грабены соответственно поднятым и опущенным (отставшим) клиньям земной коры, и при сравнительно слабом участии фаз сжатия, создавшего складки мезо-и кайнозойских отложений, взбросы и надвиги на них. Этот рельеф постоянно развивался в борьбе эрозии, уничтожавшей поднятые клинья, и вертикальных движений, опять поднимающих их. Рельеф, созданный последними сильными поднятиями конца третичного — начала четвертичного периода, сохранился до настоящего времени благодаря позднейшим более слабым поднятиям. Большая разница в степени расчленения рельефа, существующая между Хангаем, Кентеем, западной частью Монгольского Алтая и цепями Пограничной Джунгарии, обладающими в общем мягким рельефом со значительным сохранением остатков почти-равнин, и Восточным Тянь-шанем, а также многими мелкими кряжами среди Гоби, имеющими резкие, альпийские формы, скорее всего объясняется не только различной высотой

последних поднятий, но и тем, что в сравнительно узких клиньях молодая эрозия быстро достигает водоразделов и создает юные и зрелые формы, тогда как в широких клиньях еще сохранились старческие формы прежних циклов. И это сочетание тех и других форм в одной и той же области также свидетельствует о молодости цикла эрозии и о недавнем происхождении возвышенностей Центральной Азии. Разница современного рельефа северной и средней областей обусловлена еще тем, что северная представляет одно общее обширное вздутие земной поверхности, в котором при послепалеозойских разломах образовалось сравнительно мало опущенных или отставших клиньев, в которых могли отлагаться молодые континентальные отложения. Только на западе, в районе больших озер, это вздутие также распадается на отдельные горсты и широкие грабены между ними; также на востоке, приближаясь к Восточному Забайкалью, оно понижается и распадается на горсты и грабены. И на западе и на востоке в грабенах уже сильно развиты молодые отложения. В средней области мы видим два резко выдвинутых пояса сравнительно узких сложных горстов в виде Восточного Тянь-шаня и Монгольского Алтая, а в широких впадинах между ними и по обе стороны — более низкие и узкие горсты и обширное развитие молодых континентальных отложений. Сравнительно с северной областью средняя представляет в общем огромную впадину с выступающими среди нее крупными и мелкими цепями, разделенными впадинами разной величины.

В заключение, несколько слов о климате этой области в мезо- и кайнозое. После ухода моря в пермское время климат был еще влажным, судя по присутствию пластов угля в верхнепермских отложениях. О климате триаса трудно сказать что-нибудь определенное в виду отсутствия отложений этого периода, кроме конгломерата с *Pleuromeia* у Улан-Батора; вероятно, что он был более сухой.

Климат юры, несомненно, влажный, судя по обилию пластов угля; он оставался еще влажным до известной степени в начале мела, судя по горючим сланцам тургинской свиты, а также углям, которые в восточной части Кентея относят к этому возрасту. В Восточной Монголии в 350 км к югу от Улан-Батора найдена целая площадь в 300 км<sup>2</sup>, покрытая обломками и целыми стволами саговииков вымершего семейства *Benнетитасеа*, относимого к нижнему мелу, а также стволами дерева, повидимому хвойного (Нейбург, 1932).

Но все вышележащие слои нижнего и верхнего мела, а также все третичные отложения совершенно лишены угля, хотя богаты остатками позвоночных. Климат области сделался уже достаточно сухим, и даже на берегах озер господствовала степь, хотя красная окраска многих слоев в меловых и третичных отложениях говорит о большей влажности климата, чем в настоящее время, когда продукты выветривания имеют желтый цвет. Некоторые колебания влажности климата происходили и в четвертичное время в связи с появлением и исчезновением оледенений; но в общем изменение климата, судя по исчезновению одних озер и усыханию других, шло все время в сторону все большей сухости.

#### БИБЛИОГРАФИЯ

- Г р у м - Г р ж и м а й л о Г. Е. Западная Монголия и Урянхайский край, т. III, вып. 2. — Изд. Рус. геогр. общ., 1930, 719—730.  
 Д е н ь г и н Ю. П. Геологические исследования в бассейне среднего течения р. Чикоя. — Мат. общ. и прикл. геол., 1929, вып. 131.  
 Д о н с к о й Н. С. Находка морского палеозоя в юго-западном Забайкалье. — Геол. вестн., 1929, 6, № 4—6.  
 К у п л е т с к и й Б. М. К геологии Восточной Монголии. — Сб. Северная Монголия, т. I, Лг., изд. Акад. Наук, 1926, 34—50.  
 — Предварительный отчет геологической экспедиции в Северную Монголию за



- 1926 г. — Мат. Ком. по иссл. Монгол. и Танну-тув. нар. республ. и Бур.-Монгол. АССР, вып. 1, Лг., изд. Акад. Наук, 1929.
- Лебедева З. А. К геологии горной группы Гурбан-Сайхан в Гобийском Алтае. — Тр. Монгол. ком. Акад. Наук, 1934, № 18.
- Основные черты геологии Тувы. — Тр. Монгол. ком. Акад. Наук, 1938, № 26.
- Маккаев В. А. Основные черты тектоники и геологической истории района Гобийского Алтая. — Пробл. сов. геол., 1935, № 1.
- Нейбург М. Ф. О находке *Cusadoidea* из Юго-восточной Монголии. — Доклады Акад. Наук, 1932, № 8.
- Некорошев В. П. Геологическое строение северного склона хребта Саура. — Зап. Мин. общ., 1934, 63, вып. 1, 81—91.
- Обручев В. А. Краткий геологический очерк караванного пути от Кяхты до Калгана. — Изв. Рус. геогр. общ., 1893, 29, вып. 5, 347—390.
- Центральная Азия, Северный Китай и Нань-шань, т. I. — СПб., изд. Рус. геогр. общ., 1900.
- Геология Сибири, т. II, М., — изд. Акад. Наук, 1936.
- Пограничная Джунгария, т. III, вып. 2, Геологический очерк. — М., изд. Акад. Наук, 1940.
- Рачковский И. П. Геологический отряд в Монголии. — Экспедиции Всесоюз. Академии Наук, 1932 г. 1933, 239—242.
- Сизова П. П. К характеристике разрезов нижнекарбонатовых отложений района гор Урмуктуй и гор Хаптагай в Монголии. — Тр. Монгол. ком. Акад. Наук, 1935, № 15.
- Стальнов Г. А. Чикойский золотоносный район. — Мат. общ. и прикл. геол., 1927, вып. 64.
- Усов М. А. Описание горных пород. — В кн. В. А. Обручева: Пограничная Джунгария, т. II, вып. 1. Томск, 1914.
- Орография и геология Кентейского хребта в Монголии. — Изв. Геол. ком., 1915, 34, № 8, 889—998.
- Чайковский В. К. Новые данные о геологии центральной части Монгольской Народной Республики. — Пробл. сов. геол., 1935, № 1, 27—50.
- Чернов А. А. От Кяхты до Урги. — Изв. Рус. геогр. общ., 1908, 44, вып. 3, 175—181.
- Шейман Ю. М. Некоторые черты тектоники юго-восточной Сибири. — Пробл. сов. геол., 1933, № 2, 125—142.
- Berkey C. a. Morris F. The great bathylit of Central Mongolia. — Amer. Mus. Novit., 1924, № 119.
- Geology of Mongolia. Natural History of Central Asia, v. 2, N. Y., 1927.
- Pumpey R. Geological researches in China, Mongolia and Japan during the years 1862 to 1865. — Smiths. Contrib. to knowledge, Philadelphia, 1866, № 202.
- Teilhardt de Chardin P. New observations on the Khangai series of Mongolia and some other allied formations. — Bull. Geol. Soc. China, 1931, 11, № 4, 395—409.
- Geology of the Wei-chang area. — Geol. Bull. Geol. Surv. China, 1932, № 49.

V. A. OBRUTCHEV

## ON SOME MAJOR GEOLOGIC PROBLEMS OF CENTRAL ASIA

### SUMMARY

The author discusses the three principal problems in the geology of Central Asia in which M. A. Ussov was also engaged, viz.: (1) composition, distribution and age of the greywacke series discovered by M. A. Ussov in the Kentey Range; (2) the age of the granitoids intruding this series, observed by M. A. Ussov at Kentey and at the Border Djungaria; (3) the recent movements which produced the present relief of Central Asia.

1. In discussing the first problem the author cites the observations on the composition and distribution of the greywacke series recorded by various investigators and their conclusions as to the age of this series; he notes the findings of Paleozoic fauna at different localities and arrives at a conclusion that it would be most reasonable to regard this series as Paleozoic in age, *i. e.* older than the Lower Carboniferous, and to distinguish it from the Lower Carboniferous-Permian series containing abundant fauna and resting uncon-

formably upon the former. The greywacke series is probably a continental deposit of the large Mongolian geosyncline in the deeper portions of which, occupied by sea, Cambrian, Silurian and partly Devonian sediments were deposited, composing the northern part of the Khangai highlands, the adjoining regions of Tannu-Tuva, the southern part of Transbaikal, as well as the southern part of Eastern Mongolia, the regions of Eastern Tian-Shan and Djungaria. After the orogenic phase of the Devonian which dried up this geosyncline in the greater part of its extent the lower Carboniferous sea found its way to Kentey from Eastern Transbaikal, while to the southern part of Khangai and Eastern Mongolia the sea transgressed from the south, staying there until as late as the middle of the Permian. In Djungaria the marine cover persisted from the Upper Silurian to the Middle Carboniferous. At Kentey and in northern Khangai the Permian represents already continental deposits; the sea retreated hence eastward, where it remained until the Upper Jurassic.

2. As to the age of the granitoids of Central Asia, having considered the data of all investigators the author draws an inference that they are heterochronous; the granites breaking through the Barkha series of Kentey may be Pre-Cambrian; a part of the granites intruding into the greywacke series is related to the Devonian orogeny, and their greater part, intersecting also the Carboniferous and Permian, is referred to the very end of the Paleozoic. The granitic and syenitic porphyries breaking through the Jurassic in Mongolia are Upper Jurassic in age. From the Big Khingan Cretaceous granites and porphyries have been reported intersecting Jurassic andesites, and from Kentey, — quartz-porphyries breaking through Post-Jurassic basalts and andesites. All of these intrusions and effusions belong probably to one and the same immense magmatic reservoir, but it cannot be recognized, as Berkey and Morris maintain, that the granitoids make up a vast continuous batholite which underlies the greywacke series within the confines of Mongolia. They project as separate blocks in cores of large anticlines and along fractures lines, and are separated from each other by Pre-Cambrian projections and Paleozoic synclinoria. The magmatic reservoir occurs at a much greater depth.

3. A survey of data on recent movements leads one to the following conclusions. The latest Variscian phases brought about numerous mountain structure folds and caused a final emersion of Central Asia. During the Triassic and Jurassic it underwent a deep erosion and denudation; the first Mesozoic expansion phase produced a dissection of the whole country by ruptures into horsts and grabens; in the latter products of erosion were accumulating, which overlapped the lowermost portions of horsts, viz., thick strata of conglomerates, sandstones, clays with coal seams, this testifying to a periodic subsidence of the bottom of depressions. The age of the Lower and Middle Jurassic is determined in accordance with flora, but at Kentey the Triassic flora has been found; at Saur and at the foot of Bogdo-Ula of Eastern Tian-Shan the lower part of the formation is provisionally assigned to the Triassic.

The Upper Jurassic phase of compression, reducing the area of grabens, crumpled the Triassic-Jurassic formation into folds in margins of horsts, locally in depressions, and produced ruptures and thrusts of the Paleozoic upon the Jurassic. The next expansion phase was locally accompanied by an intrusion of magma along ruptures into Jurassic strata, by effusions of andesites and basalts, as well as by upheavals of new horsts. In grabens Cretaceous sediments were deposited, the lower strata of which still bear coal. A generally slight dislocation of Cretaceous strata affords evidence of the fact that at the end of the Cretaceous a new contraction phase occurred, producing locally (at the Great Khingan, along the Eastern Tian-Shan) folds, and mostly gentle inclinations of strata. The expansion phase at the dawn of the Tertiary produced again upheavals of horsts and effusions of basic rocks along fractures and sporadic intrusions of granite; in grabens Paleogene and Neogene depo-

sits began to accumulate. At the close of this period or at the dawn of the Quaternary the next phase of contraction produced inclinations of Tertiary strata, locally folds and overthrusts of the latter, and the expansion phase was again accompanied by upheavals of horsts and by effusions of basalts; in the east and in the Khangai it also brought about conditions of a maximum glaciation of the highest portions of mountains. Weaker movements also occurred later on.

The northern half of Central Asia — Khangai and Kentey — represent in general a large swell, made up chiefly of Paleozoic strata in which a few grabens with Mesozoic continental sediments and effusions are carved, but Kentey in the east, and Khangai in the west fall into separate horsts divided by wide grabens. The southern half of the country (at the foot of the Kuen-Lun and Nan-Shan) forms on the whole a vast depression amidst which the complex horsts of the Mongolian Altai and Eastern Thian-Shan are highly elevated; less high are ridges and groups of the Pre-Cambrian, Paleozoic and Jurassic, separated by numerous variously sized depressions, containing Jurassic, Cretaceous and Tertiary deposits and effusions. The present relief of Central Asia has been produced by successive Meso- and Cenozoic phases of contraction and expansion, the vertical movements having been of major importance.

Translated by A. Brashnina

Л. А. РАГОЗИН**МАТЕРИАЛЫ К ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ**

(Табл. I—V, помещены в конце книги на стр. 28—32)

**1. ВВЕДЕНИЕ**

Летом 1938 г. на средства Томского государственного университета им. В. В. Куйбышева мною были произведены геоморфологические наблюдения на Алтае в районе Катунских Альп и Теректинского хребта — по долине р. Катунь от Котандинской степи до дер. Еломан. Кроме того, была пройдена долина р. Аккем, правого притока Катунь, и сделан заход в устье р. Чуи (см. обзорную карту, фиг. 1).

Целью проведенных исследований было изучение террас и выяснение их отношения к ледниковым образованиям. Вопрос этот на Алтае совершенно неясен, как неясна и сама природа террас.

Акад. В. А. Обручев (1938, 1245) по этому поводу пишет: «Нельзя не отметить с сожалением, что великолепные террасы бассейна р. Катунь на Алтае, часто состоящие из мелкого материала (в горных долинах), до сих пор не подвергались сколько-нибудь внимательному изучению».

Выяснение генезиса алтайских террас, установление их связи с древними оледенениями и тектоникой — все это позволит определить их значение для стратиграфии четвертичных отложений данной территории.

Река Катунь в районе исследований течет от Котандинской степи до устья р. Аргут с запада на восток, между Катунскими Альпами и Теректинским хребтом. Северные склоны Катунских Альп, разрезаемые долиной Аккема, по А. С. Егорову (1937, 4), представляют волнистое плато с абсолютными высотами 2300—2600 м, над которым возвышается высокогорная группа горы Белухи. Теректинский хребет, по А. С. Егорову (1937, 3), также имеет плоскую поверхность с абсолютными высотами 2400—2550 м, над которой выделяются останцы, достигающие 2760—2900 м. Абсолютный уровень вод Катунь около Аккема, по данным О. К. Блумберг (1928, 43), достигает 811 м и снижается к устью Аргута до 736 м. Ниже устья Аргута р. Катунь прорывает Теректинский хребет и начинает течь преимущественно в меридиональном направлении, омывая северо-западные отроги Северных Чуйских Альп. Около дер. Еломан долина р. Катунь отделяет северо-восточную оконечность Теректинского хребта от западной части Салджарских гор. Абсолютный уровень вод р. Катунь у Еломана, по О. К. Блумберг (1928, 43), снизился до 712. 2 м.

**2. ОБЗОР ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Первые сведения о характере четвертичных отложений исследуемой территории сообщает в 1901 г. В. В. Сапожников (1901, 191), который писал о богатом развитии террас в системе р. Катунь, переходящих в так назы-



ваемые «степи» и свидетельствующих о широком распространении озер в предшествующую эпоху. Обширное древнее оледенение и многочисленные ледниковые озера убеждают В. В. Сапожникова (1901, 191) в том, что «Алтайская горная возвышенность пережила ту же историю, что и Швейцарские Альпы».

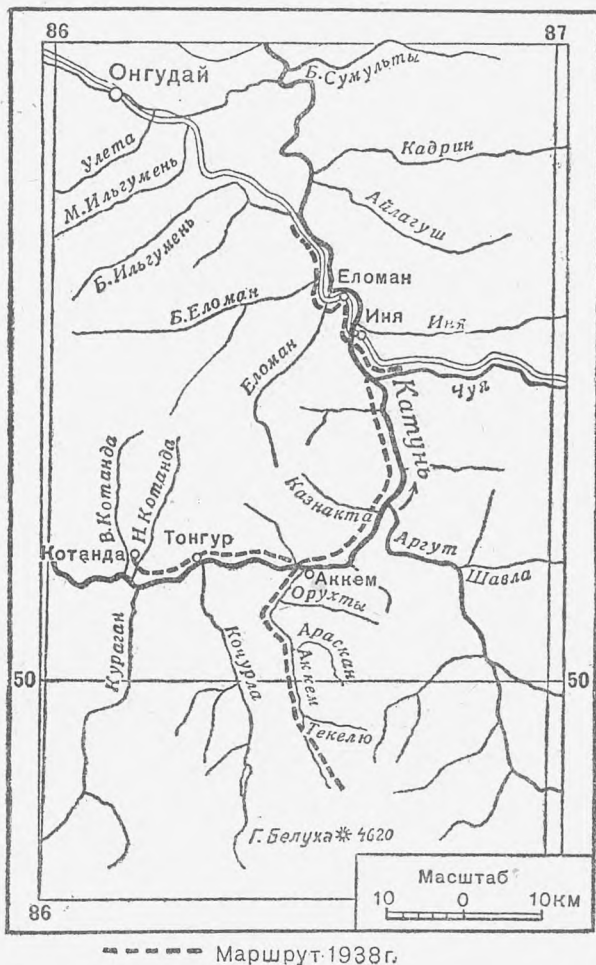
И. Г. Гранэ (1915, 1916) в 1913 и 1914 гг. производил исследования в бассейнах Бии и Чулышмана и посетил место слияния Чуи и Катунь, где заметил (1916, 26) «ясные делювиальные террасы». Он считал, что по долинам рр. Чуи и Катунь двигался в прошлом древний ледник, достигавший дер. Маймы. Во время максимума оледенения образовалась высшая терраса р. Бии. Флювиогляциальные отложения артыбашской стадии оледенения образовали нижнюю террасу.

В 1915 г. акад. В. А. Обручев публикует богатый материал по четвертичной геологии, отмечает сильное распространение и большое количество речных террас, которые группируются в четыре основных уступа. Согласно В. А. Обручеву (1915, 5), террасы «доказывают резкие изменения в ходе речного размыва, находящиеся в причинной связи с оледенением». Ледниковый период на Алтае, по В. А. Обручеву (1915, 38), распадается на две эпохи оледенения.

В следующем, 1916 г., К. Г. Тюменцев (1916) сообщает о следах двух оледенений в Катунских Альпах. В 1917 г. И. Г. Гранэ (Granö, 1917) пишет о трех оледенениях и даже подозревает четвертое.

В 1917 г. Н. Н. Падуров (1927) сообщает о трех террасах в долине р. Аккем. А. М. Кузьмин (1929) в 1929 г. устанавливает четыре ледниковые эпохи в северо-западном Алтае, которым соответствуют речные террасы р. Бии. Эти оледенения А. М. Кузьмин параллелизует с гюнцем, миנדелем, риссом и вюрмом Альпийской области. В. П. Нехорошев (1932<sup>1,2</sup>) в своих работах защищает двукратность оледенения Алтая и отмечает в долинах два или три террасовых уступа, которые прослеживаются на больших расстояниях.

Интересные сведения о террасах Аргута и его притоков сообщает Ф. Н. Шахов (1933). Он отмечает также многочисленные признаки



Фиг. 4. Обзорная карта района исследований в Центральном Алтае.

трех древних оледенений. В 1936 г. выходят работы К. Г. Тюменцева (1936<sub>1,2</sub>), в которых он сообщает о четырехкратном оледенении центрального Алтая и намечает стадии отступления последней ледниковой эпохи, употребляя при этом альпийскую терминологию. В том же году опубликовал свои наблюдения И. М. Мягков (1936), который показал, что пять наиболее молодых стадий последнего оледенения района горы Белухи синхроничны соответственным стадиям Альп и Кавказа, являясь при этом не древнее дауна.

Акад. М. А. Усов (1936) придавал большое значение изучению четвертичной истории Алтая. Он полностью принял альпийскую терминологию и сделал в 1936 г. сводку по четвертичной тектонике, выделив рисскую фазу тектогенеза, с которой в основном связано возникновение современного рельефа Алтая. Кроме того, М. А. Усов наметил еще одну, более молодую и слабее выраженную фазу тектогенеза.

По юго-восточному Алтаю, сопредельному с описываемым районом, имеются новые наблюдения Б. Ф. Сперанского (1937), которые свидетельствуют в пользу четырехкратного оледенения Алтая.

Л. А. Вардаианц в 1938 г. произвел подсчеты депрессий снеговой линии в центральном Алтае в эпоху последнего оледенения и установил, что схема отступления вюрмских ледников Алтая вполне подобна схеме вюрмского оледенения Кавказа (1938).

А. С. Егоров (1937) описывает четвертичные отложения в бассейне р. Катунь от Уймунской степи до устья Аргута. Ю. А. Кузнецов (1939) в том же году сообщает о следах древних оледенений и речных террасах района слияния рр. Чуи и Катунь.

Наконец, Н. Н. Павлов (1940) публикует статью, в которой сообщает данные о морфологии долины Аккема и развитых там рыхлых отложениях.

Таким образом четвертичные отложения описываемого района центрального Алтая, представленные, главным образом, террасовыми образованиями, слабо освещены в литературе. Более полные сведения имеются по древним оледенениям сопредельных территорий. Оценивая все имеющиеся разноречивые данные по количеству древних оледенений Алтая, акад. В. А. Обручев (1938, 1234) приходит к выводу, что теперь нужно принимать не двукратное и даже не трехкратное оледенение Алтая, а «четырёхкратное, предложенное Кузьминым, сопоставившим его с эпохами оледенения Альп».

### 3. ТЕРРАСЫ Р. КАТУНИ ОКОЛО УСТЬЯ Р. ЧУИ

Террасы Катунь полнее всего представлены около устья р. Чуи, где они расположены в одном месте ступенями друг над другом (табл. I, фиг. 1).

Река Катунь течет здесь в северо-северо-западном направлении в довольно широкой, местами змеевидно изгибающейся долине, которая отделяет восточную часть Теректинского хребта от северо-западных отрогов Северных Чуйских Альп и западной оконечности Салджара. Дно долины покрыто мощными рыхлыми отложениями, которые образуют ровные широкие террасы, глубоко разрезаемые руслом реки. Абсолютный уровень вод р. Катунь около р. Чуи, по О. К. Блумберг (1938, 40), достигает приблизительно 720 м.

Самые низкие террасы сохранились непосредственно в устье р. Чуи. Пойменная терраса имеет здесь не менее двух уровней: нижний — высотой 0.7 м и верхний — высотой 2 м. Поверхность поймы ровная. Верхняя пойма имеет песчаный покров и поросла тополями. Против устья Чуи, на левом берегу р. Катунь, пойма образует довольно большую косу, поросшую деревьями. Пойма Катунь напоминает до известной степени пойменные террасы Н. Тунгуски, описанные С. Л. Кушевым (1934).

Надпойменная терраса имеет высоту 4 м. Ее ширина достигает 20 м. Слагается она, как и пойма, мелкими валунами и галечниками в смеси с песком. II надпойменная терраса имеет высоту 7 м. Ее поверхность также ровная, но бывает усеяна хорошо окатанными валунами до 35 см диаметром. Она прослеживается в виде небольших узких останцов как на правом, так и на левом берегу р. Чуи. III надпойменная терраса имеет высоту 14 м. Ее поверхность ровная, ширина небольшая; слагается она галечниками и также прослеживается по обеим сторонам реки. IV терраса значительно шире предыдущих, достигая местами 50—60 м. V терраса высотой 21 м также является широкой. Такие террасы на Алтае часто называют степными. Все эти террасы мало разнятся по высоте и покрыты слабо сформированным почвенным покровом, развитым на маломощном мелкоземистом субстрате, быстро переходящем в галечник. Эти многочисленные низкие террасы составляют первый террасовый уступ В. А. Обручева (1915, 33).

Следующий сложный террасовый уступ начинается с VI надпойменной террасы высотой 33 м, превышающий V террасу на 10 м с лишним. Тем не менее она несколько уже предыдущей, достигая ширины около 40 м. VII терраса имеет высоту 36 м. Слагается она, как и VI терраса, галечником в смеси с песком, имея довольно мощный почвенный покров. VIII терраса высотой 39 м имеет в ширину несколько сотен метров и может быть названа степной. Она дает хорошие обнажения, в которых виден слагающий ее диагонально наслоенный галечник. Он лежит на цоколе из коренных пород высотой 10—12 м. IX надпойменная терраса высотой 43 м местами сливается с поверхностью предыдущей террасы и лучше выражена на левом берегу р. Чуи в 1—1.5 км от устья и на стрелке между Чуей и Катунью.

Более высокие террасы сохраняются не только в самой долине Чуи, но хорошо выражены также и на правом берегу Катуня. X терраса высотой 57 м дает около устья р. Чуи хорошие обнажения. Под почвенным слоем и лёссовидным суглинком мощностью 1 м залегают галечники, переслаивающиеся с косослоистыми серыми крупнозернистыми песками. Они содержат редкие, хорошо окатанные валуны, образующие при размыве земляные пирамиды. Песчаный, галечниковый и редкий валунный материал сцементирован светлосерым карбонатным суглинком. Данный разрез является наиболее типичным для всех описываемых террас. XI терраса высотой 72 м принадлежит к числу хорошо развитых. Она также слагается мощными диагонально-слоистыми галечниками, песками и редкими валунами. Все они заключены в светлосерый суглинок.

Надпойменные террасы, начиная от VI и кончая XI, обладают более или менее однотипным светлокаштановым почвенным покровом и почти одинаковыми высотами. Они образуют второй террасовый уступ В. А. Обручева.

Следующий уступ начинается с XII террасы высотой 90 м. Поверхность ее не всегда ровная и иногда бывает усеяна валунами до 1.5—2 м в диаметре. Около устья р. Чуи по этой террасе проходит тракт. XIII терраса высотой 140 м обладает не совсем ровной поверхностью; так же как и предыдущая, слагается песчано-галечниковым материалом с примесью валунов. XIV терраса высотой 150 м здесь выражена плохо. Ее ширина достигает 150 м. Эти три террасы отличаются от нижележащих своей большой высотой, обособленностью в вертикальном плане, шириной уступов и неровными изрезанными эрозией поверхностями (табл. I, фиг. 2). XII, XIII и XIV террасы образуют третий террасовый уступ В. А. Обручева (1915, 33).

Наиболее высокими террасами около устья р. Чуи являются XV высотой 180 м и XVI высотой 20 м. Они обладают сравнительно широкими поверхностями, сильно изрезанными денудацией, и составляют четвертый террасовый уступ В. А. Обручева.

Такое большое количество террас может вызвать у некоторых исследователей сомнение, рассеять которое помогут примеры многочисленных террас, описанных в других районах. Например, по р. Кубани Г. Ф. Мирчинк (1928) указывает 7 надпойменных террас. По р. Белой А. И. Москвитин (1936) описывает 9 надпойменных террас. Известны многочисленные террасовые уступы в горных долинах Средней Азии (Марков, 1936; Мужчинкин, 1935; Скворцов, 1938). В Сибири следует обратить внимание на долину р. Ангары, в верхнем течении которой Н. И. Соколов (1937, 124) выявил 14 надпойменных террас. Н. В. Думитрашко (1936) в верховьях р. Лены насчитывает 12 террас. Наконец, А. А. Григорьев (1932) в бассейне Вилюя приводит не менее 17 террас, а по Лене и Алдану 26—27 террас.

На Алтае большое количество террас впервые отметил акад. В. А. Обручев (1915, 21), который пишет, что по р. Чаган-Узун «на обоих склонах долины хорошо видны уступы террас; на более пологом и низком левом склоне их можно насчитывать не менее десяти». В Чуйской степи В. А. Обручев (1915, 22) обращает внимание, что между речками Ирбисту и Себистей «можно различить опять горизонтальные террасы, числом около 15». За последнее время большое количество террас установил К. В. Радугин (1933) по Башкаусу и Катуню.

В свете этих данных описываемые 16 надпойменных террас в месте слияния рр. Чуи и Катуня не представляют собой нечто необычное, а указывают на своеобразие четвертичной истории Сибири, которая не укладывается в данном случае в привычные европейские масштабы.

Все террасы, установленные около устья р. Чуи, являются вложенными (табл. II, фиг. 1). Верхние террасы прислоняются непосредственно к коренным породам, а молодые обычно вкладываются в отложения древних террас. При этом более древние террасовые отложения часто служат в качестве цоколя для молодых террасовых серий.

Описываемые террасы хорошо прослеживаются на большие расстояния как вниз, так и вверх по Катуню и Чуе. При этом местами — там, где происходит сужение долины и падение русла реки становится более крутым, — наблюдается увеличение относительных высот террас и их цоколей.

Вниз по Катуню (табл. II, фиг. 2) те же самые 16 надпойменных террас, установленных около устья р. Чуи, прослеживаются до пос. Иня, где их высоты немного увеличиваются. Их также можно наблюдать (табл. III, фиг. 1) между пос. Иня и дер. Еломан, где они начинают несколько снижаться. Маркирующими террасами, которые прослеживаются непосредственно и наиболее легко, являются V, VII, IX и XIV. Прекрасно образованные террасы у Еломана отмечают В. В. Сапожников (1901, 133), В. А. Обручев (1915, 34) и Ю. А. Кузнецов (1939, 47). По направлению к Кадринь долине р. Катуня сужается и расширяется вновь около устья р. Сумульты, где К. В. Радугин (1933) насчитывает до 17 террас таких же приблизительно относительных высот, как и в устье р. Чуи. Эти террасы, по К. В. Радугину (1941), не исчезают до Чемала.

Вверх по Катуню те же самые 16 надпойменных террас, лепясь то по правому, то по левому берегу долины, расширяясь местами (табл. III, фиг. 2), как, например, в урочище Сок-Ярык, прослеживаются до устья рч. Казнакты.

В 2,5 км выше Казнакты против устья рч. Каюнуул, на правом берегу р. Катуня, находится интересное обнажение высотой около 100 м, сложенное свинцово-серой, неслоистой глинистой массой, среди которой в хаотическом беспорядке рассеяны валуны и слабо окатанные глыбы горных пород (табл. IV, фиг. 1). Поверхность обнажения неровная, холмистая и поросла густым хвойным лесом. Само обнажение размыто глубокими параллельными бороздами; но земляные пирамиды, весьма характерные для террасовых отложений Алтая, здесь не образуются. К. Г. Тюменцев (1936, 55) считает данное обнажение конечной мореной Аккемского ледника, который



выползал сюда в долину Катуня в максимальную стадию вюрма. По Л. А. Варданянцу (1938, 401), язык древнего Аккемского ледника также «оканчивался, повидимому, где-то около устья р. Аргута», т. е. близко от данного места. Абсолютный уровень вод Катуня, по О. К. Блумберг (1928, 40), равен приблизительно 755 м.

Хорошо развитые террасы выше морены максимальной стадии последнего оледенения появляются около пос. Аккем (табл. IV, фиг. 2). Как своим числом, так и расположением по относительной высоте они совпадают с 11 нижними надпойменными террасами, описанными около устья р. Чуи. Эти 11 нижних террас были прослежены до самой Котапдинской степи. Нигде на всем этом протяжении более высоких террас не обнаружено. Самой древней в зоне максимальной стадии вюрма будет XI надпойменная терраса высотой 72—75 м. Следовательно, четвертый и третий уступы акад. В. А. Обручева будут довюрмскими, а второй и первый — послевюрмскими.

Каждая из 16 надпойменных террас представляет собой самостоятельный вложенный литологический комплекс, более или менее однотипного состава, имеющий определенное геоморфологическое выражение. Все эти террасы прослеживаются на большие расстояния по долине Катуня и ее притокам. Такие признаки характеризуют только цикловые террасы, отражающие циклы эрозии данной территории центрального Алтая.

#### 4. СООТНОШЕНИЕ ТЕРРАС С МОРЕНАМИ

Распространение речных террас находится в определенной закономерной связи с границами продвижения льдов различных стадий последнего оледенения и их конечными моренами.

Так, например, высокие террасы, от XII до XVI включительно, по долине Катуня прослеживаются только до устья рч. Казнакты, в 2 км выше которой, против устья рч. Каюнуул отложена конечная морена, относящаяся к максимальной стадии последнего оледенения Аккемского ледника, вползавшего тогда в Катунь. Выше этой морены по долинам Катуня и Аккема в зоне последнего оледенения упомянутых террас нет. Самой высокой террасой около устья Аккема становится XI (72—75-метровая), которую следует считать самой древней послевюрмской террасой.

По долине Чуи, согласно Л. Н. Ивановскому (1939), высокие террасы, древнее XI, прослеживаются от ее устья до пос. Баротал, около которого залегает конечная морена максимальной стадии последнего оледенения, спустившаяся сюда из бокового притока р. Чуи. Выше пос. Баротал до самого Чеган-Узуна упомянутые древние террасы отсутствуют. Самой высокой террасой для зоны вюрмского оледенения является XI, высотой 75 м. Самой древней послекокузекской, или послевюрмской, террасой по долине Чуи, так же как и по Катуня, является XI терраса.

По данным И. М. Мягкова (1936), К. Г. Тюменцева (1936<sub>2</sub>) и Л. А. Варданянца (1938) на Алтае устанавливается пять древних стадий последнего оледенения и пять молодых. Последние по долине Аккема укладываются на сравнительно небольшом расстоянии от края ледника до запруды Нижнего Аккемского озера, выше которого террасы исчезают. Следовательно, надпойменные террасы будут древнее пятой или, по И. М. Мягкову (1936), даунской стадии Аккемского ледника. Остальные пять более древних стадий располагаются между Нижним Аккемским озером и конечной мореной, отложенной уже в долине Катуня против устья рч. Каюнуул. На всем протяжении по Аккему наблюдается последовательное исчезновение террас, начиная с более высоких и кончая самыми низкими, если двигаться вверх по течению.

XI терраса, ставшая в системе Катуня выше морены максимальной стадии наиболее древней, прекрасно выражена около устья Аккема и прослеживается от него по долине Аккема на расстоянии 1.5—2 км.

Первая стадия последнего оледенения на Алтае, по Л. А. Варданянцу (1938, 402), характеризуется депрессией снеговой границы 900—1000 м, при которой край древнего ледника спускался до устья Аккема. Исчезновение XI террасы совпало, следовательно, с границей продвижения льдов первой стадии.

Огнёвская стадия, по Л. А. Варданянцу (1938, 402), характеризуется депрессией снеговой границы 800—900 м, при которой край древнего ледника спускался по Аккему приблизительно до устья рч. Орухты. Долина Аккема в этом месте делает резкий поворот и меняет свой геоморфологический облик. Выше рч. Орухты она расширяется, и в ней получают развитие молодые террасы, образующие широкие поляны. Наиболее древней здесь будет V терраса высотой 25 м, которую следует считать послеогнёвской.

V терраса вверх по Аккему прослеживается только до устья Араскана, около которого имеются нагромождения обломочного материала, напоминающие собой морену. Именно здесь располагался край ледника мультинской стадии, характеризуемой, по Л. А. Варданянцу (1938, 402), депрессией снеговой границы в 600—700 м и делением на две подстадии, что было впервые отмечено К. Г. Тюменцевым (1936, 67). Далее, вверх по реке, долина Аккема превращается в ущелье, в котором нет террас. Зато немного ниже устья рч. Текелю сохранились ясные конечно-моренные образования, отмеченные К. Г. Тюменцевым (1936) и отнесенные Л. А. Варданянцем (1938) к кочурлинской стадии. Выше этих морен, — там, где опять происходит расширение долины Аккема, между устьем рч. Текелю и Нижним Аккемским озером, подпруженным, по И. М. Мягкову (1936), даунской мореной, — появляются только низкие, плохо сформированные валунно-галечниковые террасы, верхняя из которых не превышает 7 м. Выше Аккемского озера исчезают и эти низкие террасы.

Таким образом можно наметить следующие возрастные соотношения между террасами и моренами. Древние высокие террасы, объединенные четвертым и третьим уступами В. А. Обручева, являются дококузекскими или доюрмскими. Второй уступ В. А. Обручева сформировался между максимальной и огнёвской стадиями последнего оледенения, причем XI и, по видимому, X террасы образовались еще перед первой стадией. Наконец, первый уступ В. А. Обручева, начинающийся с V террасы, возник между огнёвской и аккемской стадиями.

Взаимоотношения между террасами и конечными моренами на Алтае прослежены, кроме того, С. Ф. Дубинкиным (1935) по р. Чуе между устьем рч. Чаган-Узун и Курайской степью, где описаны две конечные морены. После каждой из этих морен вниз по реке в долине Чуи появляется новая терраса. Интересные данные по террасам и моренам долины р. Кок-су сообщает Ф. Н. Шахов (1938, 12). В Самахинской степи прекрасно выражены четыре террасы, которые «появились здесь в результате размыва обширной задровой области ледника, спускавшегося по широкой долине р. Кок-су до места, отмеченного широким валом первой конечной морены». Выше второй конечной морены р. Кок-су верхние террасы исчезают и остаются только «две террасы, не считая пойменной — аллювиальной. Видимо, эти отложения составляли задровое поле третьей конечной морены, перегораживающей долину р. Кок-су примерно в 4 км выше устья р. Кос-булак». За третьей мореной вверх по реке «тянутся цепочки друмлиных холмов, а также исчезает одна нижняя терраса». Наконец, выше устья рч. Орочеган, за четвертой конечной мореной исчезает последняя терраса, и р. Кок-су блуждает среди причудливых холмов моренного типа. Таким образом с каждой конечной мореной долины р. Кок-су связано определенное количество террас. Точно так же, как и по р. Аккем, наблюдается закономерное исчезновение террас по мере появления в долине все более и более молодых конечных морен.

Обширный материал по соотношению террас с конечными моренами имеется по Кавказу. Так, например, в системе Кубани, по данным А. Л. Рейнгагарда (1927, 1933, 1936) и Г. Ф. Мирчинка (1928), речные террасы упираются в соответствующие конечные морены и затем исчезают. Сообразно с этим, а также по найденной в них фауне млекопитающих они именуются названием того или иного оледенения. Точно такая же связь между древними оледенениями и террасами установлена В. П. Ренгартеном (Ренгартен, 1925; Ренгартен и Гатуев, 1935) по долинам Ассы и Терека. Подобные же соотношения намечаются в ряде других долин Кавказа.

В Западной Европе уже давно выяснено значение террас для установления характера и числа древних оледенений. Так, например, в Альпийской области связь между моренами и террасами речных долин была доказана еще А. Пенком и Э. Брюкнером (Penk u. Brückner, 1909). В Тюрингии, на основании работ В. Зергеля (Sörgel, 1925), Граммана (Grahmann, 1928), Е. Цейнера (Zeuner, 1935), установлено, что речные террасы, числом свыше 10 все без исключения отражают древние четвертичные оледенения.

Приведенные данные показывают, что наблюдаемые на Алтае исчезновения террас в долинах, заполняемых в прошлом ледниками различных стадий последнего оледенения, а также непосредственное смыкание террас с моренами не представляют индивидуальной особенности, свойственной только Алтаю, а присущи также Кавказу, Альпам, Тюрингии. Все это свидетельствует о том, что на Алтае, так же как и в Европе, террасы долин формировались в зависимости от древних оледенений и их стадий. По террасам, следовательно, можно и на Алтае делать заключение о количестве ледниковых эпох и о границах распространения древних ледников.

#### 5. ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ТЕКТНИКА

Региональное проявление четвертичных движений на территории СССР и влияние их на формирование современного рельефа, теперь ни у кого не вызывает сомнений. Г. Ф. Мирчинк (1936) для Украинской кристаллической полосы и А. А. Полканов (1937) для Кольского полуострова показали, что даже такие прочные глыбы в четвертичном периоде испытывали довольно интенсивные движения. В Западной Сибири проявления юной тектоники отмечает акад. В. А. Обручев (1936). Ею захватывались не только одни горные сооружения. В. А. Дементьев (1938) пишет, что влияние четвертичной тектоники чувствуется даже на территории Западно-Сибирской низменности.

На Алтае послетретичная тектоника впервые была обнаружена С. А. Яковлевым (1916) при изучении берегов Телецкого озера. Дальнейшие работы А. М. Кузьмина (1929), В. П. Нехорошева (1937), В. А. Кузнецова и А. С. Мухина (1936), Б. Ф. Сперанского (1937) и других показали со всей очевидностью несомненное влияние молодых движений на формирование современного рельефа Алтая. Акад. М. А. Усов (1936, 196) обобщил весь этот материал и пришел к выводу о несомненных тектонических движениях четвертичного возраста на Алтае. Он пишет, что «нас поражает четвертичная фаза тангенциального тектогенеза, способом глыбовой складчатости поднявшего наши горные системы, особенно — Алтай», и далее: «Можно сказать, что постлилоценовая, существенно-риссовая фаза тангенциального тектогенеза является одной из наиболее мощных фаз истории земли».

Следы четвертичной тектоники в описываемом районе проявляются, главным образом, в виде многочисленных вложенных речных террас. Правда, отдельные авторы, как, например, А. И. Москвитин (1936) при описании р. Белой, пытаются отрицать участие тектоники в образовании террас. Подавляющее же большинство исследователей, как уже отмечалось выше, считает речные террасы одним из следствий молодой альпийской тектоники.

Тектоническая природа речных террас системы Катунь подтверждается их вложенным характером, а также колебанием относительных высот поверхности и цоколя террас в зависимости от тех тектонических структур, которые пересекаются рекой. Л. Н. Ивановский (1939) сообщает, что около пос. Чибит на р. Чуе наблюдается снижение террас, а также их расхождение веером в продольном профиле долины на блоках, отделенных друг от друга дизъюнктивами. По Катунь изменение высот террас и их цоколей всегда приурочено к тектоническим разломам, которые установлены А. С. Егоровым (1937) и Ю. А. Кузнецовым (1939) при геологической съемке.

Как уже указывалось, около устья р. Чуи по Катунь наблюдается переуглубление долины. В этом месте чуйская формация, по Ю. А. Кузнецову (1939, 66), образует брахисинклиналь. Ниже по реке, около устья рч. Иня, Ю. А. Кузнецов (1939) установил дизъюнктивное нарушение. Именно здесь замечается тенденция террас к поднятию и начинают чаще обнажаться цоколи. Далее вниз по реке, около Еломана, террасы и их цоколи опять несколько снижаются, чтобы затем снова подняться вверх или даже исчезнуть в узком ущелье по направлению к Кадрину. Ниже Еломана Ю. А. Кузнецов (1939) также выявил тектонический разлом, пересекаемый Катунью. Продольный профиль ее русла образует ступень, становясь, как это показала О. К. Блумберг (1928, 40), очень крутым. От устья Сумульты до Чемала, по данным К. В. Радугина (1941), террасы Катунь имеют приблизительно такой же характер, как и в описываемом участке.

Вверх по Катунь от устья Чуи наблюдается постепенное появление цоколей и увеличение их относительной высоты. Это продолжается до устья рч. Казнакты, выше которой продольный профиль (Блумберг, 1928, 40) Катунь становится очень крутым, и она течет в ущелье, пересекая тектонический разлом, установленный А. С. Егоровым (1937).

Около устья Аккема коренные породы в русле реки опять исчезают и снова появляются широкие террасы. Продольный профиль становится, по О. К. Блумберг (1928, 40), опять таким же пологим, как около устья Чуи.

Сравнительно небольшие изменения в относительных высотах террас и их цоколей по долине Катунь от устья Аккема до дер. Еломан показывают, что данная область литосферы в последнюю половину четвертичного периода вела себя, как более или менее монолитная глыба, подвергавшаяся только небольшим по амплитуде изгибам типа глыбовой складчатости, имевшей местами флексурообразный характер и осложненной дизъюнктивами, приуроченными к древним тектоническим разломам. Четвертичная тектоника является как бы унаследованной и отражает древние структуры, намечившиеся еще в палеозое.

На юг, по направлению к оси Катунского хребта, наблюдается нарастающие движения. Это сказывается на характере долины Аккема и даже в его верховье; километровая отвесная стена Белухи безусловно тектонического происхождения, так как никакими другими геологическими процессами таких форм рельефа объяснить нельзя. Вероятность такого предположения подтверждается наблюдениями М. С. Баклакова (1938, 3) в западной части Катунских Альп. Усиление интенсивности тектонических проявлений к югу иллюстрируется данными Ю. А. Кузнецова (1939) и Л. Н. Иванова (1939) по Чибитскому участку р. Чуи. О том же свидетельствуют наблюдения Б. Ф. Сперанского (1937), А. В. Аксарина (1938), В. А. Кузнецова и А. С. Мухоморова (1936).

Такое усиление тектонических движений к югу свидетельствует, что по оси Катунского хребта проходит замок главного антиклинального вспучивания древнего консолидированного фундамента Алтая, осложненного по крыльям дизъюнктивами и широкими глыбовыми складками второго и большего порядков, примером которых может служить Теректинский хребет. Колебания цоколей террас по долинам Аккема и Катунь иллюстри-



руют значительно меньшие по масштабу глыбовые складки третьего порядка. Некоторые наиболее крупные из них можно назвать горст-антиклиналями и грабен-синклиналями. Эти термины часто употребляются сибирскими геологами и, пожалуй, являются наиболее пригодными.

Орографическое выражение складчатой тектоники проявляется не только на Алтае. Например, С. С. Шульц (1937, 629) рассматривает Тянь-шань «как выраженную в рельефе крупную виргацию затухающих на западе складок, антиклинали которых представлены хребтами, а синклинали впадинами».

Переходим теперь к детализации процесса образования таких глыбовых складок.

По М. М. Тетяеву (1934, 67), на основании речных террас «мы можем сделать вывод, что общий процесс поднятия в создании горной страны не только временами приостанавливается, но и сопровождается временными опусканиями, т. е. внутри себя имеет колебательный характер».

О колебательном характере четвертичных движений на Алтае пишет также акад. М. А. Усов (1936, 194), присваивая им название складчато-волновых. Согласно М. А. Усову, масштабы таких движений могут быть самыми различными. При этом «в основные волны вписываются волны более мелких порядков, количество которых довольно значительно, так что иной раз совсем небольшие участки земной коры испытывают более или менее самостоятельные колебания» (1935, 9).

Колебательные движения области среднего течения Катунь иллюстрируются ходом речной эрозии, так как моментам углубления долины соответствовали поднятия, а моментам аккумуляции — опускания.

Анализ разрезов террас показывает, что они образовались при преобладании поднятий над опусканиями. Можно выделить две фазы наиболее интенсивных движений: одну — до отложения террас и другую — перед формированием комплекса сближенных степных террас от IX до VI.

Первая фаза поднятий обусловила интенсивное врезание Катунь в древний Алтайский пенецлен на глубину свыше 1000 м. По М. А. Усову (1936, 183), эти движения в форме глыбовой складчатости проявились по всему Алтаю. Он предлагает выделить их под названием рисской фазы тектогенеза, связанной с соответствующим оледенением Алтая. Эта мощная орогенетическая фаза синхронична бакинской, установленной Г. Ф. Мирчинком на территории Европейской части СССР (1936<sub>3</sub>, 123).

Вторая фаза поднятий проявилась менее интенсивно и выражена менее четко. Начало усиления поднятий происходит после формирования XIII террасы. Наибольшей амплитуды колебательные движения достигли перед образованием XI террасы, после чего они начинают постепенно затухать и проявляются весьма слабо после отложения IX террасы, как указывалось, значительно моложе максимальной стадии последнего оледенения.

Эта орогенетическая фаза, приведшая к углублению русла Катунь почти на 150 м, отмечается М. А. Усовым (1936, 183), который пишет, что «современный рельеф Алтая сформировался существенно в вюрмский и отчасти в рисский циклы, с двумя скачками поднятия, которые имели место после каждой максимальной стадии оледенений». В центральном Алтае Ю. А. Кузнецов (1939, 78) на протяжении четвертичного периода также выделяет два основных поднятия. Первое мощное поднятие обусловило заложение новой гидрографической сети. Это будет, по М. А. Усову, рисский тектогенез. Второе крупное поднятие, согласно Ю. А. Кузнецову (1939, 78), произошло после формирования наиболее высоких террас. Оно вызвало последнее долинное оледенение. Это будет, следовательно, наша вторая фаза четвертичного тектогенеза.

Следуя М. А. Усову, можно присвоить этой последней фазе тектогенеза название «вюрмской». Она точно так же, как и предыдущая, вполне опре-

деленно устанавливается на Кавказе. Л. А. Варданяц (1937, 527) называет ее предвюрмской или верхнечетвертичной орогенической фазой и настаивает на ее самостоятельном значении. По поводу этой фазы Г. Ф. Мирчинк (1936, 123) пишет, что «если эта фаза и будет признана как самостоятельная, то нельзя не отметить ее менее универсального проявления, — на платформах она не дала себя знать сколько-нибудь заметно, и в этом отношении она существенно отличается от бакинской».

Выделяемая вюрмская фаза тектогенеза является не чем иным, как периодом интенсификации единых колебательных движений эпейрогенического характера. Она состоит из нескольких волн, отличающихся от соседних, предыдущих и последующих только своим большим размахом колебаний. Эти-то известные нам количественные изменения в сложном ходе тектонического процесса дают в конечном счете качественный результат, определяемый термином тектогенез и имеющий геоморфологическое выражение, например, в виде переуглубления в ряде мест русла Катуня. В процессе орогенического становления Алтая вюрмская фаза, точно так же как и ривская, представляет собой скачок, сопровождавшийся обновлением дизъюнктивов, с которыми действительно связано, как писал М. А. Усов (1936, 183), создание современного рельефа этой горной страны.

Таким образом главнейшие современные орографические формы Центрального Алтая обязаны своим происхождением в основном неравномерным тектоническим движениям колебательного характера при преобладании поднятий над опусканиями, проявлявшимися от времени до времени в форме глыбовой складчатости. Агенты денудации, главным образом речная и ледниковая эрозия, видоизменяли и расчленили приподнятые возвышенности.

## 6. ТЕРРАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В образовании террас, как уже было показано, большую роль играет тектоника, определяющая, главным образом, интенсивность размыва речных долин. Анализ фациального состава террасовых отложений поможет детализировать значение климатического фактора в четвертичной истории долины Катуня.

Литологический состав террас более или менее однотипен как у высоких, так и у низких террас. Как те, так и другие слагаются сложной косослойной серией галечников, гравия и песка, связанных глиной или суглинком. Часто попадаются крупные и мелкие валуны, которые бывают приурочены к одному или нескольким горизонтам. Иногда встречаются прослой тонкослойных глин. Сверху террасы увенчаны маломощным суглинистым покровом, обычно лёссовидного характера, в то время как галечно-гравийная часть у некоторых террас достигает нескольких десятков метров. Террасовые отложения часто образуют эффектные земляные пирамиды. В литологическом комплексе террас можно выделить нижние, средние и верхние горизонты, имеющие различное происхождение.

Самые нижние горизонты террасового комплекса обычно хорошо отмыты и почти лишены мелкозема. Часто они сильнее других горизонтов обогащены валунами. Иногда можно наблюдать их непосредственное смыкание с конечными моренами. Так, например, около пос. Баротал на р. Чуе, по данным Л. Н. Ивановского (1939), XI терраса высотой 75 м смыкается с конечной мореной максимальной стадии последнего оледенения. Точно так же низкая валунно-галечниковая терраса долины р. Аккем упирается в даунскую морену, подпрудившую Нижнее Аккемское озеро. В этих случаях нижние горизонты террас имеют явное флювио-гляциальное происхождение. Ниже по течению они переходят в древние русловые фации, также синхроничные оледенению. Подобный переход ледниковых отложений в террасовые галечники хорошо известен в Альпах и на Кавказе, где этот вопрос

затрагивают в своих работах Г. Ф. Мирчинк (1928), А. Л. Рейнгардт (1933, 1936), В. П. Ренгартен и С. А. Гатуев (1915), А. Н. Москвитин (1936) и др.

Средние, наиболее мощные горизонты имеют иное происхождение. Их никак нельзя генетически связать с подстилающими фациями, несмотря на близкое морфологическое сходство. Они отличаются обилием мелкозема, который связывает грубообломочный материал. В них наиболее резко проявляется диагональное наслоение (табл. V, фиг. 1). Кроме того, встречаются редкие прослой тонкослоистых глин или песков. Поражает самый объем всего этого обломочного материала, заполнявшего долину Катуня. Объяснить это деятельностью только одних флювио-гляциальных потоков трудно, так как наблюдения около современных ледников, как, например, у края Аккемского ледника, показывают, что объем ледниковых отложений очень небольшой по сравнению с громадными осыпями и другими продуктами выветривания, доставляемыми сюда в изобилии при помощи солифлюкций, снежных лавин, горных обвалов и пр.

Почти везде можно наблюдать, как древние конусы выноса из боковых притоков сливаются с поверхностью террас (табл. V, фиг. 2). Поэтому последние всегда имеют наклон в сторону русла. Чем ближе к борту долины, тем этот уклон становится больше. На первый взгляд кажется, что конусы выносов налегают на первичную ровную поверхность террасы, являясь более молодыми образованиями. Так рисует себе взаимоотношения конусов выноса с террасами М. С. Калецкая. На самом деле это — не так. Поверхность террасы и сливающийся с ней конус выноса покрыты однотипным почвенным покровом. Кроме того, в поперечных разрезах террас иногда можно наблюдать их тесную органическую связь и взаимопереход в образования древних конусов выноса. Все это указывает, что значительная часть террасовой толщи была сформирована за счет пролювия, поступавшего в долины из боковых притоков, в которых часто отсутствуют какие-либо следы древних оледенений.

Пролювиальные процессы в настоящее время очень интенсивно протекают в южных горных сооружениях, например, в Средней Азии (К. К. Марков, 1936). Широкое распространение в системе Катуня грандиозных задернованных теперь конусов выноса свидетельствует, что Алтай в прошлом подвергался значительной аридизации, наступавшей эпизодически, так как каждой террасе соответствует свое поколение пролювиальных выносов.

Прослой правильнослоистых глин среди террасовых галечников представляют собой типичные озерные фации, которые формировались в моменты, когда речная долина оказывалась временно подпруженной одним или двумя сомкнувшимися конусами выноса. Некоторые современные озера имеют как раз такое происхождение. Например, оз. Чубек-куль, согласно Ю. А. Кузнецову (1939, 47), образовалось путем подпруживания конусом выноса верхнего течения рч. Чибит.

Верхние, самые маломощные горизонты террасового литологического комплекса имеют мелкоземистый, часто лёссовидный характер. Нижняя граница этих горизонтов расплывчатая. Подстилающие их пески или галечники довольно постепенно замещаются мелкоземом, в котором обычно всегда бывает рассеяна мелкая галька или песчинки (фиг. 2).

В верхних горизонтах у террасы около пос. Анкем П. А. Никитин в результате палеокарплогического анализа обнаружил большое количество остатков болотного вида *Heleocharis palustris* L. при полном отсутствии водных животных и растений. Исключительное обилие остатков только одного этого вида, космополита и мирящегося со всевозможными условиями, свидетельствует о чрезвычайно неблагоприятной обстановке для существования. Мелкоземистый террасовый покров представляет собой особую суб-аэральную породу, при отложении которой в долинах имело место временное

заболачивание. Согласно М. А. Усову (1934, 38), такие признаки характеризуют аллювио-делювий. Данный генетический тип свойствен не только сибирским рекам. И. И. Плюснин (1936, 259) описывает подобные аллювиально-делювиальные отложения на Нижней Волге.

В мелкоземистом покрове как древних, так и молодых террас происходит накопление легкорастворимых солей. В лёссовидных породах это будут преимущественно карбонаты, а иногда встречаются и галоиды. Иногда, как об этом сообщает Н. Н. Павлов (1940), в рыхлых отложениях встречается даже калиевая селитра. Казалось бы, что рыхлые галечники, подстилающие засоленные горизонты, должны их хорошо дренировать и что при условии достаточного увлажнения все соли должны оказаться вымытыми. Этого не случилось, что возможно только в условиях жаркого пустынного или полупустынного климата. В пользу этого последнего положения свидетельствуют развитые на террасах каштановые почвы. О былом исчезновении ледников в жаркие эпохи могут свидетельствовать так называемые солонки, встречающиеся часто в непосредственной близости от современных ледников.

В настоящее время считается почти бесспорным, что лёссы и субаэральные лёссовидные породы образуются в условиях сухого климата (Герасимов и Марков, 1939<sub>2</sub>, 242). Разногласия начинаются вокруг вопроса, был ли на равнинах в эпоху лёссообразования сухой и холодный или сухой и жаркий климат.

В качестве доказательства таких жарких и сухих эпох на Алтае в течение четвертичного периода можно привести, кроме вышесказанного, наблюдения Ф. Н. Шахова (1938, 16), который описал на поверхности высокогорного плато водораздела рр. Кок-су и Алахи гранитные скалы, испещренные громадным количеством углублений и ниш, тождественных с карманами выветривания в гранитах Кольванского озера. Ф. Н. Шахов (1938, 16) считает, что эти формы выветривания образовались не в современную эпоху, а относятся ко времени «первого межледникового века, обладавшего соответствующим климатом. Последнее обстоятельство подтверждается находкою среди наиболее древних ледниковых валунов очень неправильной формы образований, представляющих части ниш выветривания».

Наиболее благоприятной обстановкой для развития пролювиальных и делювиальных процессов будут ксеротермические условия, когда, по акад. М. А. Усову (1934, 15), «протекает интенсивная денудация с образованием предельной равнины или пенецлена (почти-равнины), и обычно с параллельным заполнением отрицательных форм рельефа продуктами выветривания». Степные террасы Алтая представляют собой такие миниатюрные пенецлены, образованные вследствие загромождения долин продуктами выветривания, которые речные струи не в состоянии были выносить за пределы горной страны, а только распределяли более или менее равномерным слоем по дну долины. В Альпах за последнее время также считают, что продукты выветривания особенно интенсивно накапливались в межледниковое время (Герасимов и Марков, 1939<sub>1</sub>, 195).

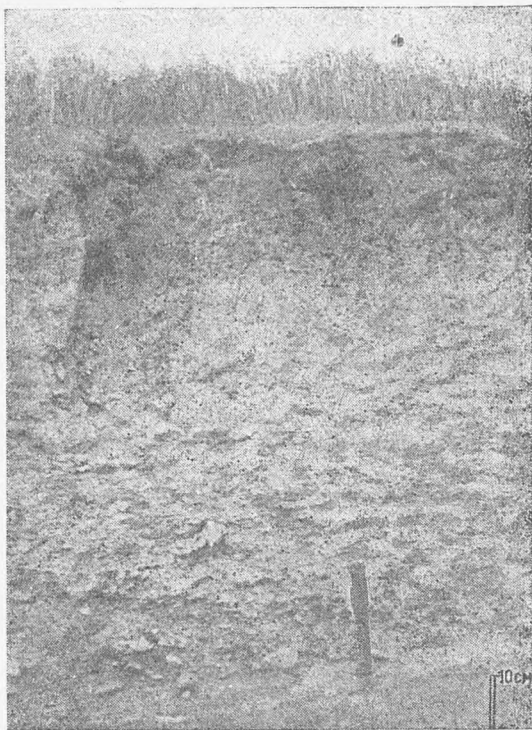
По условиям своего образования террасы Алтая несколько схожи с описанными М. П. Нагорским речными террасами Енисея, аккумуляция которых также начиналась при холодном климате и заканчивалась при жарком. Наиболее подробно М. П. Нагорский (1937, 36) изучил процесс накопления осадков V террасы. Ее нижние, галечниковые горизонты, как показали минералогические анализы, отлагались в условиях сурового климата ледниковой эпохи, относимой предположительно к рессу. Верхние ее горизонты — пески и лёссовидные суглинки — сформировались в условиях жаркого климата и представляют собой также пролювиальную и аллювио-делювиальную фации, видоизмененные под влиянием местных условий. В частности обилие мелкозема в верхних горизонтах енисейских террас



по сравнению с катунскими объясняется довольно большой удаленностью первых от высокогорных районов.

Террасовый комплекс отложений среди других четвертичных литологических типов Алтая является наиболее сложным синтетическим продуктом, в образовании которого принимали участие многие геологические агенты. В холодные и влажные эпохи, когда алтайские реки были наиболее многоводными, в долины поступал, главным образом, ледниковый материал и осыпи. Все они почти нацело перерабатывались обильными речными водами, образуя отмытые русловые фации нижних горизонтов террас. При этом главная масса продуктов денудации выносилась реками за пределы горной страны. В сухие ксеротермические периоды, когда алтайские реки вступали в стадию умирания, в долины поступал преимущественно обильный пролювиальный материал, который слабее речные струи не в состоянии были нацело переработать и вынести за пределы горной страны, вследствие чего и происходила аггредация. Таким путем формировались средние и верхние горизонты террас.

В процессе образования террас тектоника и климатический фактор действовали одновременно. Можно говорить только о преобладании тех или других влияний. Тектоника, как уже указывалось, определяла собой, главным образом, интенсивность размытия, усиливающегося пропорционально поднятию. Климатический фактор, роль которого достаточно подчеркивалась М. А. Усовым (1934, 37), определял собой интенсивность аккумуляции, степень которой возрастала по мере усиления аридизации и развития пустынных явлений. При этом то или иное направление тектонических движений усиливало или ослабляло аккумуляцию в речных долинах.



Фиг. 2. Разрез верхней части VIII террасы. Долина Катунь.

## 7. ПАЛЕОГЕН И ЧАСТЬ НЕОГЕНА

Третичная история Алтая оставила свои наиболее многочисленные документы в Чуйской степи, где они изучались А. В. Аксариным (1938). Общая мощность третичных отложений превышает 500 м. Нижняя часть третичной толщи, содержащая бурые угли, по растительным остаткам относится к палеогену. Верхняя ее часть, имеющая пролювиально-делювиальный характер и согласно дислоцированная с палеогеном, относится к неогену условно, так как содержит неясные органические остатки (Аксарин, 1938, 51).

Палеонтологически охарактеризованные третичные отложения, помимо Чуйской степи, известны в Самахинской степи (Аксарин, 1938) и по р. Бух-

тарме между дер. Алтайской и урочищем Чингистай (Аксарин, 1938), где они также собраны в складки. В. П. Нехорошев (1932) сообщает о находках угля в устье р. Аккем, где под четвертичными породами может залегать палеоген. По В. П. Нехорошеву (1937), третичные отложения раньше имели региональное распространение и уцелели от денудации в силу последующего орографического оформления котловины. В. Ф. Сперанский (1937, 51) справедливо указывает, что угленосные отложения Чуйской степи ложатся на типично эрозионный рельеф. Прилегающие области сноса — Чуйские Альпы и Курайский хребет — вполне понятно имели еще более расчлененный рельеф.

Тектонические движения третичного периода на Алтае были сложны и отличались заметной интенсивностью. В первую фазу тектогенеза, по В. Ф. Сперанскому (1937, 52), был создан эрозионный рельеф перед веком накопления озерно-болотных отложений. Во вторую фазу оформились прогибы, которые, по М. А. Усову (1936), представляли собой широкие волны консолидированного фундамента, являющиеся местным проявлением пиренейской фазы альпийского диастрофизма. В процессе своего дальнейшего развития, путем простых колебательных движений, эти впадины заполнились палеогеновыми осадками. На границе между палеогеном и неогеном А. В. Аксарин (1938, 53) выделяет третий по счету тектогенез, который он считает синхроничным гельветской фазе.

Поднятия, имевшие место в гельветскую фазу, отличались своей интенсивностью, о чем свидетельствуют грубообломочные породы неогена, представляющие собой типичную фацию предгорий. В. П. Нехорошев (1932) приписывал этим породам ледниковое происхождение. Весьма вероятно, что гельветское поднятие было настолько грандиозным, что привело в конечном счете к мощному оледенению, тем более, что согласно М. Миланковичу (1939, 164), происходившие в плиocene климатические изменения благоприятствовали этому.

Это подтверждается залеганием ледниковых валунов в основании XVI террасы около пос. Иня, под которыми на глубине 60—70 м от поверхности террасы лежат тонкослоистые глины, содержащие, по данным палеокарпологиического анализа П. А. Никитина, растительные остатки верхнемезозойского или третичного возраста. П. А. Никитин считает маловероятным возможность их переотложения в более позднее время, так как никаких явно четвертичных форм не встречено. Такие же валуны и глыбы размером до 10—12 м, вымываемые из основания XIV террасы, усевают более низкие террасы противоположного берега Катуня, где они были отмечены акад. В. А. Обручевым (1915, 33).

Проллювиально-коллювиальные фации Алтая очень похожи на ледниковые образования и распознаются, главным образом, по геоморфологическим признакам. Поэтому весьма возможно, что среди грубообломочных пород неогена, наряду с пролювием и коллювием, имеются нераспознаваемые в ископаемом состоянии настоящие ледниковые отложения. Точка зрения В. П. Нехорошева о наличии в Чуйской степи весьма древних ледниковых отложений не может считаться окончательно опровергнутой. Повидимому, пролювий и ледниковые отложения взаимно переслаиваются. Наблюдающееся переслаивание конгломерата с маломощными прослоями тонкослоистых глин указывает, что на протяжении неогена продолжались колебательные движения с преобладанием поднятий над опусканиями, которые могли приводить к нескольким оледенениям. Путем поднятий, например, Ю. А. Скворцов (1938) объясняет оледенения Средней Азии.

На примере Кузбасса и соседних с ним Салаира и Кузнецкого Ала-тау можно видеть, как некоторые современные основные орографические формы, будучи окончательно консолидированными после герцинского диастрофизма, сохраняют до самого последнего времени устойчивую тенденцию или к под-

нениям, как Салаир и Кузнецкий Ала-тау, или к опусканиям, как Кузбасс. Как уже указывалось, приуроченность угленосных отложений на Алтае к современным депрессиям объясняется древностью основных орографических элементов, которые неоднократно сглаживались денудацией и обновлялись снова в фазы тектогенеза, с каждым разом усложняя рельеф. В. А. Обручев (1936) оказывается правым, когда он пишет о древности рельефа Алтая и высказывается в пользу его молодости, имея в виду современную орографическую конфигурацию этой горной страны.

В палеогене Алтай представлял собой, вероятно, невысокое нагорье, которое постепенно нивелировалось денудацией. Чуйская степь и другие аналогичные депрессии были заняты неглубокими озерами, которые постепенно заиливались и заболачивались. В это же время происходило углеобразование. По берегам озер росла древесная широколиственная, так называемая «томская» флора, аналогичная одноименной флоре Западно-Сибирской низменности. Помимо грабен Чуйской степи, Самахинской степи к этому времени оформились в качестве депрессий Уймонская и Котандинская степи, а также наиболее широкие участки долины р. Катунь около Тюнгюра и устья Аккема, лежащие, между прочим, на одной широте с Курайской степью. Этот отрезок Катунь от Уймонской степи до устья Аккема, зажатый между Катунскими белками и Теректинским хребтом, является наиболее древним участком долины.

В неогене, в связи с усилением тектонических движений, рельеф Алтая оказался еще более расчлененным. Алтай превратился в настоящую высокогорную страну, которая подвергалась оледенениям. Грубообломочные породы пролювиально-делювиального горизонта Б. Ф. Сперанский (1937, 53) склонен сближать с верхнеобийскими конгломератами монголо-китайских пустынь. Депрессия Чуйской степи, когда она оставалась свободной от льда, была проточной и входила в древнюю гидрографическую сеть, сток которой, как об этом пишет В. Ф. Сперанский (1937) и А. В. Аксарин (1937, 1938), был направлен на юго-восток в Монголию. В эту речную систему, вероятно, входил участок Катунь от Уймонской степи до Аккема. Ниже Аккема до устья р. Чуи долина Катунь обрывает Теректинский хребт и имеет более молодой возраст. Возможно, что в неогене сток в Монголию осуществлялся через приток Аргута в рч. Шавлу, которая является как бы восточным продолжением Катунь ниже устья Аккема и своим верховьем подходит к району Чибита на р. Чуе. Участок долины Катунь от дер. Еломан до устья р. Чуи, как и сама Чуя, также, повидимому, уже существовали в неогене, а может быть и раньше. Об этом свидетельствуют древние дочетвертичные породы, обнаруженные в подоле XIV террасы около устья рч. Иня.

Такая реконструкция третичного рельефа подтверждается геоботаническими и зоогеографическими данными. Согласно В. В. Ревердатто (1940), ассоциации ксерофитов, а также высокогорные степи и пустыни, растительность которых генетически связана с Монголией, пользуются распространением только в юго-восточной части Алтая, ограниченной с запада Калгутой, Ак-алахой, Аргутом и Катунью; с севера — Кадрином и Башкаутом, от Ян-чили до верховьев. На запад и на север от этой территории развита темнохвойная черневая тайга с остатками широколиственных реликтов, в которой вышеупомянутые ксеротермические элементы отсутствуют.

Указанные геоботанические районы являются в то же самое время самостоятельными зоогеографическими участками, которые были выделены А. М. Колосовым (1939). Оказывается, что юго-восточный Алтай характеризуется не только пустынной монгольской растительностью, но и населен, кроме того, представителями типичной монгольской фауны. Особенный интерес вызывает факт обитания в озерах Чуйской степи рыб рода *Oreoleuciscus*, эндемичного для внутренних бессточных водоемов северо-западной

Монголии. Род *Oreoleuciscus* мог проникнуть из Монголии в Чуйскую степь только при условии соединения между собой этих изолированных теперь водоемов в недавнем геологическом прошлом, когда Чуя через Сайлюгем текла в Монголию.

Геоботаническая и зоогеографическая граница между центральным и юго-восточным Алтаем более или менее совпадает также с тектоническими разломами, установленными Ф. Н. Шаховым (1933), А. С. Егоровым (1937), Ю. А. Кузнецовым (1939) и К. В. Радугиным (1933). Существование на Алтае такого залива монгольской растительности и монгольской фауны, ограниченного с запада и севера тектоническими линиями, свидетельствует о том, что в третичные эпохи аридизации все это пространство было значительно ниже и представляло собой часть монгольского водосбора. Пояс черневой тайги не подвергался столь сильной аридизации в силу своего высокого гипсометрического положения, так как являлся древним Монголо-Сибирским водоразделом, просуществовавшим до рисского тектогенеза.

Орографические формы неогена энергично разрушались, о чем свидетельствуют грубообломочные породы пролювиально-делювиального горизонта. Как известно, интенсивная денудация при затухании тектонических движений приводит к образованию поверхностей выравнивания, чему способствовало на Алтае также жаркое дыхание монгольских пустынь. В это время были созданы наиболее древние денудационные уровни, которым отвечают наиболее высокие вершины Алтая. На некоторых из таких вершин сохранилась даже сама поверхность выравнивания. Такие остатки древнего пене-плена описывает, например, Ю. А. Кузнецов (1939, 73) в горном узле Биш-Ийрду, где они приподняты на высоту около 4000 м. На территории Алтайского государственного заповедника М. С. Калецкая (1938, 419) выделяет пятый ярус рельефа с вершинами до 3500 м, которые также являются останцами неогеновой поверхности выравнивания.

В конце неогена происходит четвертая на протяжении кайнозоя фаза поднятия, которую А. В. Аксарин (1938, 56) относит к ронскому или валахскому тектогенезу. Третичные осадки Чуйской степи в это время претерпели складчатую деформацию вследствие надвига Курайского хребта. Эти движения, как и предыдущие, являются отражением своеобразного вспучивания консолидированного фундамента, которое местами осложнялось расколами. Отдельные крупные блоки по старым, а местами и по новым тектоническим трещинам были неравномерно приподняты на разную высоту.

Верхняя граница основных дислокаций третичной толщи не может считаться точно установленной, поскольку ими захвачены четвертичные отложения, как об этом пишет А. В. Аксарин (1938, 57). Все же такой складчатостью, какой была подвержена третичная толща, четвертичные осадки не затронуты. Поэтому данный тектогенез, поскольку прежние движения не смогли смять в складки палеоген, был наиболее интенсивным в кайнозое. Вероятно в то время, т. е. в конце третичного периода, Алтай превратился в очень высокую горную страну.

## 8. ГЮНЦ И ГЮНЦ-МИНДЕЛЬ

Гюнцская ледниковая эпоха или так называемое первое оледенение В. Ф. Сперанского (1937) и других авторов в действительности едва ли являлось первым, как уже было показано выше. В центральном Алтае оно оставило свои документы в виде эрратических валунов на высоких водоразделах, где их описывают Н. Н. Падуров (1927, 345), Ф. К. Шахов (1938, 15), К. Г. Тюменцев (1936<sub>2</sub>, 69) и др. Данное оледенение связано с вышеупомянутым грандиозным поднятием Алтая, которое все равно одело бы льдами эту возвышенную территорию, даже если и не происходило бы соответствующих благоприятных изменений инсоляции. Интенсивность оле-



денения постепенно возрастала по мере поднятия, параллельно с расчленением наиболее древней поверхности выравнивания. По И. П. Герасимову и К. К. Маркову (1939<sup>2</sup>, 214), покровное оледенение в этих условиях едва ли было возможным. Оно, повидимому, приближалось к типу ледников подножий, который господствует сейчас в Аляске. Более точную характеристику гюнца дать трудно, так как его эрратические валуны являются в той или другой степени переотложенными льдами более молодых оледенений и спроектированными эрозией на более низкие денудационные уровни. Местами же, как об этом пишут М. С. Ваклаков (1938, 2) и Ю. А. Кузнецов (1939, 78), они совершенно уничтожены. Гюнец Алтая находится в погребенном состоянии, и рельеф той эпохи почти не сохранился.

В центральном Алтае эрратические валуны гюнца встречаются сравнительно редко. Чаще их можно встретить в северном и западном Алтае, куда скорее всего проникла эрозия и где, казалось бы, следы этого оледенения должны быть уничтоженными в первую очередь. Не следует ли из этого, что льды гюнца пользовались наибольшим распространением в северном и западном Алтае? На этот вопрос следует ответить утвердительно. Иными словами, гюнецское оледенение на Алтае развивалось несимметрично по отношению к современному оледенению. Если это так, то с этим необходимо связать положение пояса наибольших поднятий той эпохи, служивших ранее древним водоразделом монгольских и сибирских рек, что хорошо согласуется с вышеприведенными геоботаническими данными и с реконструкцией монгольского направления стока неогеновой и древнечетвертичной речной сети Алтая, произведенной Б. Ф. Сперанским (1937) и А. В. Аксариным (1937, 1938).

Гюнец-миндельская межледниковая эпоха не оставила каких-либо характерных документов. По Б. Ф. Сперанскому (1937, 54), в то время «скольконибудь энергичного эрозионного эффекта не имело места», и сама эпоха была, повидимому, относительно непродолжительной. Тем не менее в то время началось переотложение гюнецских морен и была создана одна из древних поверхностей выравнивания на абсолютной высоте порядка 3000 м, отвечающей, например, плоским останцам водораздельной части Теректинского хребта. Такую же поверхность на уровне 2500—2700 м выделяет М. С. Калецкая (1938) в северо-восточном Алтае. Эта поверхность сейчас является как бы пьедесталом гольцов. Она указывает на относительно высокое положение гюнец-миндельского базиса эрозии, установившееся очевидно не без участия тектоники. Учитывая колебательный характер позднейших четвертичных движений, можно предполагать, что тогда происходило некоторое погружение Алтая.

## 9. МИНДЕЛЬ И МИНДЕЛЬ-РИСС

Миндельская ледниковая эпоха, или ештыккольская, по Б. Ф. Сперанскому (1937), была слабее предыдущей. Она характеризуется в центральном Алтае неглубокими, но очень широкими трогами, которые описывают А. С. Егоров (1937, 4) и Ю. А. Кузнецов (1939, 89). Урочище Ештык-коль является примером таких трогов. Они указывают, по Б. Ф. Сперанскому (1937, 56), на значительный экзарационный эффект, причиной которого является новое, пятое по счету, поднятие Алтая. Это поднятие было относительно небольших масштабов, так что все еще сохранились основные черты третичной гидрографии. Общий уклон местности был попрежнему направлен в сторону Монголии, куда, по Б. Ф. Сперанскому (1937, 55), двигались миндельские льды. Глубина миндельских долин по отношению к гюнец-миндельской поверхности выравнивания достигла порядка 500 м. В минделе прежняя асимметричность между древним и современным оледенением, повидимому, несколько сгладилась.

Миндель-рисская межледниковая эпоха была, как и везде, самой продолжительной на Алтае. Об этом свидетельствует наиболее широко распространенная древняя поверхность выравнивания на уровне 2300—2600 м, отвечающая высоте днищ миндельских трогов. К северу эта пенеппенизированная поверхность, согласно Ю. А. Кузнецову (1939, 9), постепенно понижается. Кроме этой поверхности, повидимому, существует в качестве самостоятельного геоморфологического элемента еще другой близкий к ней денудационный уровень, располагающийся на высоте около 2000 м. Согласно наблюдениям М. С. Калецкой (1938, 419), эта же поверхность является господствующей на территории Алтайского государственного заповедника, где она также разделяется на два близких между собой уровня 1600—1800 и 1900—2100 м. В то время, очевидно так же, как и в гюнц-миндель, происходило опускание Алтая, осложненное небольшим кратковременным — шестым по счету — поднятием, в результате которого миндель-рисский пенеппен оказался двухъярусным. Образование таких обширных поверхностей выравнивания свидетельствует о длительной денудации, в результате которой происходило наиболее интенсивное уничтожение следов предыдущих оледенений и разрушение неогенового рельефа, что значительно облегчило впоследствии коренную перестройку гидрографии.

Те события, которые, по В. Ф. Сперанскому (1937, 56), происходили в ештыккольско-чуйское время, характерны для конца миндель-рисса и начала рисса, потому что обусловлены новой фазой поднятия Алтая. Достоверных литологических документов миндель-рисской эпохи не известно.

## 10. Р И С С

Ледниковая эпоха рисс I, или чуйская, по В. Ф. Сперанскому (1937), характеризуется глубокими трогами, которые рассекают древние поверхности выравнивания и определяют современную гидрографию. Такой значительный экзарационный эффект свидетельствует об интенсивном поднятии, седьмом по счету, обусловленном наиболее сильной в постплиocene рисской фазой тектогенеза. Замок сводового вспучивания консолидированного фундамента Алтая в рисский тектогенез мигрировал с севера на юг и достиг области Катунских Альп. Вследствие этого Монголо-Сибирский водораздел был отодвинут к границе СССР, и степи юго-восточного Алтая оказались приподнятыми на большую высоту. Все это обусловило коренную перестройку речной сети, которая, сообразно новому уклону страны, воспользовалась в основном рисскими трогами. Последние были заложены, главным образом, по тектоническим депрессиям, т. е. по обновленным старым и по новым, свежим разломам. К этому времени относится «прорыв Катунь» около Аргута и создание долины Катунь между рч. Беркем и Чуей. Глубина рисских долин по отношению к миндель-рисской поверхности выравнивания превышает 1000 м.

Интенсивности рисского оледенения, помимо тектонического и общеклиматического факторов, способствовала благоприятная геоморфологическая обстановка. В миндель-риссе были созданы обширные поверхности выравнивания, которые, согласно И. П. Герасимову и К. К. Маркову (1939, 230), значительно увеличивают площадь фирна, отчего зависят размеры долинных ледников. В то время долины Алтая были заполнены ледниками, которые сливались и переплетались, образуя сетчатый тип оледенения. Можно предполагать, что в эту ледниковую эпоху льды спускались очень низко и достигали предгорий. Рисское оледенение является, повидимому, максимальным для Алтая. Его конечные морены в долине Катунь, вероятно, отложились около дер. Маймы, где они описаны Г. Гранэ (1915, 1916). Сомнения, которые высказывались по поводу такого происхождения скоплений валунов у Маймы (Кузнецов, 1939, 78), являются мало основательными.

Эпоха рисс I является поворотным моментом в четвертичной истории Алтая, что объясняется грандиозными поднятиями, которые определили современный рельеф. Рисское поднятие, вероятно, началось в конце миндель-рисса, так как пример вюрмского тектогенеза на Алтае показывает, что это — сложный процесс, распадающийся на отдельные колебательные движения, которые постепенно нарастают, достигают максимума и затем затухают. В связи с этим следует предполагать, что речная эрозия предшествовала ледниковой и что рисские трог Алтая вначале представляли собой глубокие ущелья, которые были только видоизменены работой льда. В ряде случаев ледники значительно расширяли и переуглубляли речные долины, но не в такой степени, как это представляет себе Н. Л. Бубличенко (1937, 1939), объясняющий происхождение Телецкого озера ледниковой экзарацией.

Интенсивная рисская тектоника, проявившаяся в форме геосинклинальных вспучиваний древнего консолидированного фундамента, согласно М. А. Усову (1936), не могла не сопровождаться дизъюнктивами. Поэтому на ряду с эрозионным расчленением в прошлом имело место и тектоническое, проявляющееся чаще всего в форме надвигов, выраженных в рельефе. В создании современного рельефа Алтая тектонический фактор играл перво-степенную роль, так как определял собой эрозию — речную и ледниковую. Поэтому лишена всякого основания сама постановка вопроса о том, каков же рельеф Алтая: ледниковый или тектонический. Можно только говорить о преобладании в определенных районах тех или других форм, теснейшим образом связанных друг с другом.

Известно, что речная сеть Алтая совпадает с основными тектоническими направлениями. Так, например, р. Катунь от Уймонской степи до устья Чуи пересекает Котандинскую степь, Тунгурскую степь и расширение долины против устья Аккема, которые все входят в одну уймонскую депрессию (Егоров, 1937). Тектоническое происхождение их, а также урочища Сок-Ярык и других более мелких расширений долины около устья Чуи и дер. Еломан доказываются наличием в этих местах тектонических разломов, установленных А. С. Егоровым (1937) и Ю. А. Кузнецовым (1939), прямолинейными геометрическими очертаниями и поведением поколей террас, которые исчезают в депрессиях и поднимаются по мере приближения к ущельям. В рисское время эти депрессии заполнялись льдом, но он находился здесь в относительно малоподвижном состоянии, образуя ледомы в виде чаш, через края которых переваливал Катунский ледник. Возможно, что некоторые из этих депрессий, в слабой степени видоизмененные льдом, заполнялись некоторое время озерами, наподобие современного Телецкого озера.

Данные Н. Л. Бубличенко (1937, 1939) по Телецкому озеру, как показал С. А. Яковлев (1939), ни в коем случае не опровергают прежних представлений о его тектоническом происхождении. Главным доводом в пользу ледникового происхождения Телецкого озера Н. Л. Бубличенко (1939) выдвигает его морфологию, отличную от бесспорно тектонической Зайсанской котловины и сходную с альпийскими озерами якобы несомненного ледникового генезиса. Последнее является неверным, так как дискуссия по вопросу о происхождении крупных озер Альп разрешилась в пользу признания их тектонической природы. В частности за последнее время и А. Пенк, на которого, главным образом, ссылается Н. Л. Бубличенко (1939), признал тектоническое происхождение озерных котловин (Герасимов и Марков, 1939<sub>1</sub>, 173). Кроме того, следует учесть низкое гипсометрическое положение Телецкого озера. Его уровень имеет абсолютную отметку 450 м, а дно 125 м (Бубличенко, 1939). В центральном Алтае морены последнего оледенения залегают на несравненно большей высоте. Даже в максимальную стадию при депрессии снеговой линии в 900—1000 м льды с северных склонов Белухи не опускались ниже 750 м. Таким образом представляется совершенно **неве-**

роятным, чтобы в эпоху вюрма ледники заполняли впадину Телецкого озера. Несомненные следы древнего оледенения как в пределах Телецкой впадины, так и ниже ее относятся к рессу. Если бы Телецкое озеро не подновлялось тектоникой в послерисское время, оно давно было бы занесено и превратилось бы в Телецкую степь.

Ледники Русской равнины, как показал Г. Ф. Мирчинк (1936<sub>1</sub>) на примере каневских дислокаций, выявляли горстовые структуры. В горах Алтая ледники, наоборот, подчеркивали встреченные на своем пути тектонические депрессии.

Межрисская межледниковая эпоха оставила свои документы в виде двух наиболее высоких террас — XVI и XV, высотой в 200 и 180 м. Они образуют четвертый уступ В. А. Обручева (1915) и соответствуют двум высоким межрисским зубцам кривой М. Миланковича (1939, 164).

В настоящее время астрономическую теорию климатических колебаний М. Миланковича (1939) нельзя обойти молчанием. С каждым годом она подтверждается все большим и большим количеством геологических данных. В качестве примера можно упомянуть результаты исследований Б. Эберль (Eberl, 1930) в Северных Альпах, целиком совпавших с выводами М. Миланковича.

После глубокой эрозии эпохи ресс I, обусловленной грандиозным поднятием, наступает первая фаза агредации долины Катунь и происходит аккумуляция рыхлых отложений XVI террасы в условиях небольшого погружения страны и резкого изменения климата в сторону значительного потепления. Затем наступает незначительное похолодание и поднятие страны, в результате чего Катунь углубила свое русло по крайней мере на 40 м, образовав уступ XVI террасы. После этого опять произошло опускание, потепление и аккумуляция отложений XV террасы.

Ледниковая эпоха ресс II, приходившаяся на период сильного похолодания, сопровождалась небольшим поднятием Алтая. Рельеф к этому времени также оказался довольно расчлененным, и площадь фирна значительно сократилась. Только один общеклиматический фактор, в условиях континентального климата Сибири, при неблагоприятной тектонической и географической обстановке, не мог вызвать грандиозного оледенения, наподобие предыдущего. Поэтому ледники ресса II дали слабый экзарационный эффект, степень которого примерно отвечает эрозионной деятельности древних ледников последнего оледенения. В долине Катунь около устья Чуи происходило слияние Катунского и Чуйского ледников. Тем не менее мощность льда здесь не превышала 100 м, поскольку хорошо сохранилась ровная поверхность XVI террасы. Этот слившийся ледник образовал уступ XV террасы и разрушил ее поверхность, отчего она приобрела волнистый характер. Останцы XVI и XV террас сохранились от разрушения в изгибах долины под защитой выступов коренных пород. Как далеко простирался вниз по Катунь этот ледник, сказать пока трудно.

## 11. РИСС-ВЮРМ

Рисс-вюрмская межледниковая эпоха характеризуется тремя террасами — XIV, XIII и XII, которые составляют третий уступ В. А. Обручева (1915). После ресса II происходит опускание страны, которое совпадает со значительным потеплением. Вследствие этого формируется XIV терраса высотой 160 м. В это время аккумуляция происходит очень бурно. В широкие, выпаханные ледником долины приносится обильный пролювиальный материал. Формируется поверхность урочища Сок-Ярык, и образуются днища всячих долин боковых притоков Катунь около устья Чуи. Стадия агредации вновь прерывается поднятием в условиях незначительного похолодания. Образуется уступ XIV террасы. Новое опускание и слабое



потепление формируют отложения плохо сохранившейся XIII террасы высотой 130 м. Уступ этой террасы образовался вследствие сравнительно большого поднятия в условиях незначительного похолодания. Все это привело к углублению Катуня почти на 100 м. Это поднятие является как бы предвестником вюрмской фазы тектогенеза, а наступившее затем значительное потепление климата при небольшом опускании страны вызвало аккумуляцию широкой, хорошо образованной XII террасы высотой 90 м.

Три рисс-вюрмские террасы Катуня точно соответствуют трем высоким зубцам кривой М. Миланковича (1939, 164) между риссом II и вюрмом I. Сходство не ограничивается только простым совпадением числа террас с количеством гребней на кривой. Оно является более глубоким. Широким, почти повсеместно выраженным уступам XIV и XII террас отвечают наиболее высокие, почти одинаковые максимумы 175-го и 127.7 тысячелетий. Самому маленькому максимуму 152.2 тысячелетия соответствуют наиболее узкие, реже сохраняющиеся останцы XIII террасы.

Рисс-вюрмский рельеф был значительно мягче современного. Тогда Катунь текла на уровне высоких террас, на 150—200 м выше современного русла. О характере этого рельефа дают представление некоторые вслячие долины притоков Катуня. В качестве примера можно привести долины рч. Ини, которая течет преимущественно на уровне высоких террас, не захваченных еще молодой современной эрозией, переуглубившей Катунь и Чую.

Фациальный анализ террасовых отложений, произведенный выше, показывает, что их осадки начинали накапливаться при суровом ледниковом климате. Заканчивается аккумуляция террас в условиях жаркого и сухого климата, который являлся наиболее типичным на протяжении рисс-вюрма. Тогда Алтайские горы становились ниже и общая климатическая обстановка, а также вызываемые ею специфические геологические процессы напоминали до некоторой степени предгорья современной Средней Азии. Алтай в прошлом не только подвергался большим оледенениям, но испытывал также влияние значительной аридизации климата, совпавшей с общим погружением страны, что вызывало аккумуляцию террас. Пустыни и полупустыни развивались при этом согласно вертикальной зональности в наиболее пониженных местах, преимущественно в долинах. В такие моменты ледники на Алтае исчезали совершенно. Во время же образования террасовых уступов в условиях поднятия страны и повсеместного похолодания ледники вновь возрождались, но размеры их были небольшие и приближались к современным. Их морены отлагались всегда выше древних стадий вюрма, ледники которых выпаживали и перетирали всякие препятствия на своем пути.

Выше отмечалось некоторое сходство катунских террас с енисейскими у г. Красноярска, где они описаны Нагорским (1937). Он считает, что для III террасы высотой 18 м вполне доказан вюрмский возраст по тем остаткам палеолита и фауны позвоночных, которые определил В. И. Громов (1932). К рисс-вюрму, по М. П. Нагорскому (1937), относятся IV и V террасы. Число их по сравнению с Алтаем сократилось до двух. Около Красноярска в силу иной, более спокойной тектонической обстановки не все террасовые комплексы осадков вкладывались друг в друга. Г. Ф. Мирчинк (1928) на примере Кубани показал, что по мере удаления от горных сооружений происходит снижение террас, а также частичное или полное их слияние вследствие образования наложенных серий. Вероятно, две рисс-вюрмские террасы у г. Красноярска отвечают третьему и четвертому уступам В. А. Обручева (1915).

## 12. В Ю Р М

Вюрмская ледниковая эпоха или кокузекская, по Б. Ф. Сперанскому (1937, 63), «застает страну в условиях рельефа, по своим чертам весьма близкого к современному». Наиболее характерными документами вюрма

являются конечные морены, сохранившиеся в современных речных долинах. Вюрмское оледенение по отношению к современному проявилось симметрично. Ледники спускались с окружающих высот по ранее выработанным долинам, углубляя и расширяя их. Некоторые ледники, как, например, Аккемский, вползали в долину Катунь, вследствие чего в некоторых местах происходило подпруживание реки и образование ледниковых озер. Одно из таких озер, повидимому, располагалось около устья р. Аккем. Вюрмское оледенение началось в условиях значительного поднятия страны, обусловленного вюрмской фазой тектогенеза, восьмой по счету, не считая более мелких колебательных движений рисс-вюрма; предвестником этой фазы является поднятие, предшествовавшее отложению XII террасы.

Благоприятная общеклиматическая обстановка и сравнительно большое поднятие Алтая обусловили относительно широкое развитие вюрмского оледенения. Оно было в общих чертах схоже с риссом II; но еще более расчлененный рельеф эпохи вюрма сократил площадь фирна, что отразилось на размерах ледников, которые только в максимальную стадию достигали долины Катунь. Более слабое проявление вюрмского оледенения, даже по сравнению с риссом II, стоит в связи также с возрастанием континентальности климата Сибири, на территории которой так называемое последнее оледенение, относимое к вюрму, проявилось гораздо слабее предпоследнего максимального. По характеру своего проявления вюрмское оледенение уже не может быть отнесено к сетчатому типу.

Максимальная стадия вюрма характеризуется в центральном Алтае вторжением долинных ледников в Катунь. Аккемский ледник оставил свою конечную морену против устья рч. Каюнуяла. Поднятие страны, имевшее место в то время, вызвало переуглубление долины Катунь около устья Чуи. Ее русло врезалось на глубину свыше 90 м. Последовавшее затем опускание и общее потепление проявилось в виде аккумуляции XI террасы высотой 72 м, являющейся самой древней в зоне вюрма. После отложения XI террасы произошло новое поднятие, примерно такого же масштаба, что и предыдущее, но не совпавшее с общим похолоданием. Тем не менее оно вызвало оживление эрозии и сопровождалось образованием уступа XI террасы. Возможно, что высоко в горах в то время ледники несколько продвинулись вниз по долинам, но конечные морены этой слабой стадии были бесследно выпажаны последующими более мощными ледниками. Данное поднятие вскоре сменяется опусканием, вследствие чего происходит агрегация и образование плохо сохранившейся X террасы высотой 57 м.

XI терраса по сравнению с XII менее крупная, что хорошо гармонирует с невысоким гребнем 105.1 тысячелетия на кривой М. Миланковича (1939, 155), которому она соответствует. X терраса тяготеет к XI и на кривой М. Миланковича не отражена, так как последняя иллюстрирует только наиболее крупные, тысячелетние колебания и не фиксирует таких мелких изменений климата, как, например, последаунские.

Первая стадия вюрма проявилась вследствие общего похолодания 94-го тысячелетия, установленного М. Миланковичем (1939), в условиях небольшого поднятия страны, что в совокупности должно привести к сравнительно слабому оледенению. Такой вывод подтверждается отсутствием на Алтае достоверных конечных морен этой стадии, которые, возможно, отлагались в пределах зоны более молодых, но сильных стадий. Так или иначе, в то время образовался уступ X террасы, и русло Катунь углубилось метров на 50.

Между первой и огнёвской стадиями вюрма было время образования сближенных степных террас (IX, VIII, VII и VI), совпавшее со значительным потеплением 85-го тысячелетия (Миланкович, 1939) и опусканием Алтая. Благоприятная обстановка для аккумуляции прерывалась моментами не-

больших поднятий, когда образовывались невысокие уступы, отделяющие эти террасы друг от друга. Учитывая значительную аридизацию в период образования вышеуказанных степных террас, особенно резко проявившуюся на Алтае вследствие высокой континентальности сибирского климата и близости монгольских пустынь, следует предполагать полное исчезновение ледников в горах, точно так же как и в ресс-ворме, но на сравнительно более короткий срок. Во время образования невысоких террасовых уступов происходило периодическое возрождение небольших ледничков. Современные резкие колебания края ледников, а также полное уничтожение некоторых ледников в недавнем прошлом, примеры которых приводят С. В. Калесник (1937) и И. М. Мягков (1936), иллюстрируют возможность таких частых изменений интенсивности оледенения в геологическом прошлом.

Все террасы, созданные в период времени от максимума вюрма до огнёвской стадии, составляют второй уступ В. А. Обручева (1915).

Огнёвская стадия вюрма знаменует собой начало несколько иных событий, характеризующихся мелкими колебательными движениями литосферы и частыми, но незначительными общеклиматическими изменениями. Все это привело к созданию многочисленных невысоких террас, которые составляют первый уступ В. А. Обручева (1915).

Сама огнёвская стадия на Алтае относится к одной из наиболее ясных, оставивших хорошо сохранившиеся конечные морены. Четкое проявление огнёвской стадии объясняется тем, что она была обусловлена значительным похолоданием 71.9 тысячелетия (Миланкович, 1939), совпавшим со сравнительно заметным поднятием Алтая, вследствие которого образовался уступ VI террасы и русло Катуня углубилось на 30 с лишком метров. Судя по террасам, льды огнёвской стадии спускались по долине Аккема, повидимому до устья рч. Орухты. После огнёвской стадии вследствие опускания страны и потепления формируется V терраса высотой 25 м, отвечающая высокому гребню 60-го тысячелетия (Миланкович, 1939).

Мультинская стадия вюрма, соответствующая бюлю 'Кавказа и Альп, делится на две подстадии, отраженные на кривой М. Миланковича. Первая мультинская подстадия протекала при поднятии Алтая в условиях небольшого общего похолодания 55-го тысячелетия (Миланкович, 1939), что привело к оживлению эрозии и образованию уступа V террасы. Поднятие вскоре сменилось опусканием, совпавшим с небольшим потеплением, приведшим к кратковременному отступанию ледников и аккумуляции IV террасы высотой 15 м, отвечающей небольшому гребню 50-го тысячелетия (Миланкович, 1939). Новое наступание льдов второй мультинской подстадии произошло в обстановке, близкой к условиям продвижения ледников первой мультинской подстадии. Поэтому их морены располагаются близко друг от друга. Во время второй мультинской подстадии, совпавшей с небольшим общим похолоданием 47.7 тысячелетия (Миланкович, 1939), произошло образование уступа IV террасы, а наступившее затем опускание страны вызвало аккумуляцию III террасы высотой 13 м, по уровню весьма близкой к предыдущей и соответствующей гребню кривой М. Миланковича 45-го тысячелетия. По долине Аккема льды мультинских подстадий, судя по террасам, спускались повидимому до устья рч. Араскан.

Кочурлинская стадия на диаграмме М. Миланковича отражена слабо, в виде изгиба кривой, наметившегося в 40-м тысячелетии. Эта стадия по долине р. Кочурлы, согласно К. Г. Тюменцеву (1936, 67), разделяется на две подстадии. Отложения первой из них подпруживают Нижнее Малое Кочурлинское озеро, а второй — Большое Кочурлинское озеро. В Аккемском ущелье к этой стадии, согласно Л. А. Вардапянцу (1938, 392.) относятся морены около устья рч. Текелю, также ясно разделяющиеся на две гряды, как это установлено нашими наблюдениями.

Первая кочурлинская подстадия отложила свои морены во время образования уступа III террасы в условиях похолодания. Некоторая задержка темпов общего похолодания послужила как бы толчком к противоположному изменению климата. В условиях даже небольшого опускания это привело к аккумуляции II террасы высотой 7 м, разделившей во времени кочурлинские подстадии.

Вторая кочурлинская подстадия отложила свои морены во время образования уступа II террасы в условиях продолжающегося похолодания. Некоторая задержка этого процесса, очевидно в сочетании с другими неясными пока факторами, привела к некоторому потеплению, совпавшему с опусканием страны. Это привело к образованию I надпойменной террасы высотой 4—5 м. По долине Аккема льды кочурлинских подстадий оставили свои морены около устья рч. Текелю.

Аккемская стадия вюрма, отвечающая дауну, была последней крупной стадией, обязанной своим проявлением благоприятному сочетанию общеклиматического и тектонического факторов. На Алтае аккемская стадия сопровождалась незначительным поднятием, образовавшим уступ I террасы. Наибольшее значение, следовательно, играл общеклиматический фактор — похолодание 22.1 тысячелетия (Миланкович, 1939), которое тем не менее, действуя в единственном числе, привело к сравнительно небольшому оледенению.

Таким образом все так называемые стадии вюрма на Алтае являлись не чем иным, как самостоятельными небольшими оледенениями, разделенными периодами аккумуляции террас, когда происходило полное или почти полное исчезновение ледников в горах.

Последаунское значительное потепление при сравнительно спокойной тектонической обстановке привело к образованию обширной поймы, отвечающей высокому гребню 10-го тысячелетия (Миланкович, 1939). Она разделяется на несколько уступов. Последаунские стадии оледенения, изученные И. М. Мятковым (1936), по своим масштабам не могут быть сравнимы с перечисленными древними стадиями, так как не сопровождались заметными изменениями в ходе речной эрозии. Они были вызваны только одним общеклиматическим фактором и проявились одновременно как на Алтае, так и в Альпийской области.

### 13. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

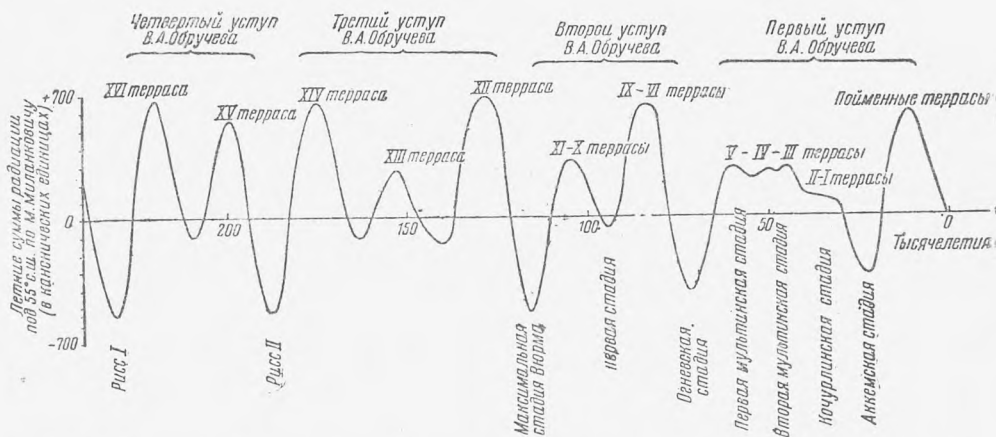
Приведенный материал показывает, что террасовые отложения представляют собой наиболее ценные документы четвертичного периода Алтая, которые дают возможность судить о тектонике и происходивших ранее изменениях климата.

Как тектонику, так и климат следует рассматривать в качестве различных следствий одной общей причины. Вероятно те воздействия, которые оказывают соседние небесные тела на нашу Землю, не только изменяют ее путь вокруг Солнца, обуславливая, по М. Миланковичу (1939), колебания климата, но и вызывают, кроме того, какие-то приливные возмущения в подкоровом субстрате, проявляющиеся на поверхности литосферы в форме колебательных движений. При этом нельзя, как показал Р. О. Дэли (Daly, 1935), отрицать взаимного влияния друг на друга тектоники и климата.

Четвертичная история Алтая, несмотря на свои индивидуальные черты и большое своеобразие, в общем схожа с постплиоценом Кавказа и Альпийской области. Об этом свидетельствуют совпадение числа основных ледниковых эпох, сходство в характере проявления каждой ледниковой эпохи, совпадение количества стадий последнего оледенения, а также одинаковое проявление четвертичной тектоники, что, по Г. Ф. Мирчинку (1936) и В. Танперу (Tanper, 1936) можно класть в основу корреляции четвертичных толщ;



за это говорит и совпадение этапов развития рельефа в послерисское время с числом гребней на кривой М. Миланковича (фиг. 3). Таким образом альпийская терминология на Алтае, употребляемая акад. М. А. Усовым и его учениками, имеет под собой достаточно оснований.



Фиг. 3. Диаграмма возрастных соотношений террас Центрального Алтая с древними оледенениями и их стадиями.

Вышеизложенная схема событий четвертичной истории Центрального Алтая представляет собой первый опыт объединения известного сейчас фактического материала в единое целое на основе тех теоретических положений, которые были разработаны акад. М. А. Усовым в геоморфологии и четвертичной геологии.

#### БИБЛИОГРАФИЯ

- Акса́рин А. В. О четвертичных отложениях Чуйской степи в юго-восточном Алтае. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1937, № 5.
- Чуйский бурогольный район в Юго-восточном Алтае. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1938, № 4.
- Ба́клавов М. С. Новые месторождения редких металлов в западной части Катунских Альп и их геологическая обстановка. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1938, № 3.
- Блу́мберг О. К. Работы Алтайской энергетической экспедиции Академии Наук СССР 1927 г. — Мат. по изуч. ест. произв. сил Союза, 1928, № 69.
- Бу́бличенко Н. Л. Геологическое строение берегов Телецкого озера и его происхождение. — Исследование озер СССР. вып. 9. Изд. Гос. гидрогеол. инст., 1937.
- Происхождение Телецкого озера. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1939, № 3.
- Ва́рдаяниц Л. А. Вюрмское оледенение бассейна р. Ираф (Урих) и Цей. — Изв. Гос. геогр. общ., 1939, 69, вып. 4.
- О древнем оледенении Алтая и Кавказа. — Изв. Гос. геогр. общ., 1938, 70, вып. 3.
- Ге́расимов И. П. Проблема генезиса и возраста лёссовых отложений в палеогеографическом освещении. — Изв. Гос. геогр. общ., 1939, № 4.
- Ге́расимов И. П. и Ма́рков К. К. 1) Четвертичная геология. — Учпедгиз, 1939.
- Ге́расимов И. П. (2) Ледниковый период на территории СССР. — Тр. Инст. геогр. Акад. Наук, 1939, вып. 33.
- Гра́нэ Г. О. О ледниковом периоде в Русском Алтае. — Изв. Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. общ., 1915, 3, вып. 1—2.
- О значении ледникового периода в морфологии Северо-восточного Алтая. — Изв. Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. общ., 1916, 38.

- Григорьев А. А. Геоморфологический очерк центрального района ЯАССР. — Тр. Совета по изуч. произв. сил. Акад. Наук ЯАССР, вып. 1. Геоморфология Лг., 1932.
- Громов В. И. Геология и фауна палеолитической стоянки Афонтова гора II. — Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, 1932, 1.
- Дементьев В. А. Материалы по методике комплексного геоморфологического изучения террас. — Изв. Гос. геогр. общ., 1938, 70, вып. 4—5.
- Дубинкин С. Ф. Геологическое строение района Чаган-Узунского ртутного месторождения. — Каф. общ. геол. Томск. индустр. инст., 1935, рукопись.
- Думитрашко Н. В. Геоморфологический очерк бассейнов верхнего течения рек Лены и Киренги. — Тр. Инст. физ. геогр., 1936, вып. 2.
- Егоров А. С. Геологическое строение Уймонского района в Центральном Алтае. — Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, 1937, вып. 40.
- Ивановский Л. Н. Геоморфология среднего течения реки Чуи. — Каф. физ. геогр. Томск. унив., 1939, рукопись.
- Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. — Гидрометиздат, 1937.
- Калецкая М. С. Геоморфологические работы на территории Алтайского государственного заповедника. — Изв. Акад. Наук, сер. геогр. и геофиз., 1938, № 4.
- Колосов А. М. Фауна млекопитающих Алтая и смежной области Монголии в связи с некоторыми проблемами зоогеографии. — Зоолог. журн., 1939, вып. 2.
- Кузнецов В. А. и Мухин А. С. Новое месторождение ртути в Горном Алтае. — Вестн. Сиб. геол. тр., 1936, № 1—2.
- Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая. — Мат. по геол. Зап. Сиб., 1939, № 41.
- Кузьмин А. М. Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецк-Алтайской области. — Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., 1929, 8, вып. 2.
- Кушев С. Л. Геоморфология нижнего течения р. Нижней Тунгуски. — Тр. Геоморфол. инст. Акад. Наук, 1934, вып. 11.
- Марков К. К. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахша. — Тр. ледниковых экспедиций, вып. 1. Памир. 1936.
- Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. — ГОНТИ, 1939.
- Мирчик Г. Ф. Соотношения четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа. — Изв. Ассос. научно-иссл. инст. физ.-мат. фак. 1 Моск. гос. унив., 1928, 1, вып. 3—4.
- (1) Четвертичные отложения правобережной части Украинской кристаллической полосы. — Изв. Акад. Наук, геол. сер., 1936, № 1.
- (2) Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. — Мат. по четверт. периоду СССР. Изд. Гл. геол. упр., 1936.
- (3) О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР. — Мат. по четверт. периоду СССР. Изд. Гл. геол. упр., 1936.
- Москвитин А. Н. Террасы р. Белой на Северном Кавказе. — Изв. Гос. геогр. общ., 1936.
- Мужчинкин Ф. Ф. Опыт сопоставления антропогена Узбекистана. — Мат. по гидрогеол. Узбекистана. 1935, вып. 15.
- Мягков И. М. Морены ледников Белухи. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1936, № 1.
- Нагорский М. П. Материалы по геологии четвертичных отложений центральной части Красноярского района. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1937, № 5.
- Нехорошев В. П. (1) Древнее оледенение Алтая. — Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, 1932, 1.
- (2) Материалы для геологии Горного Алтая. — Тр. Всесоюзн. геол.-разв. об., 1932, вып. 177.
- Основные черты геологии Горного Алтая. — Сб. Ойротия. М.—Л., изд. Акад. Наук, 1937.
- Обручев В. А. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае. Алтайские этюды. — Землеведение, 1915, кн. 4.
- Признаки ледникового периода в северной и центральной Азии. — Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, 1931, № 3.
- Молодость рельефа Сибири. — Сб., посвящ. 50-летию научн. и педаг. деят. акад. В. И. Вернадского, т. II. М., изд. Акад. Наук, 1936.

- Геология Сибири, т. III. М., изд. Акад. Наук, 1938.
- Павлов Н. Н. Месторождение калиевой селитры на Алтае.—Изв. Новочеркасск. индустр. инст., геол.-разв. ч., 1940, 7.
- Падуров Н. Н. Геологические исследования в Катунских Альпах летом 1926 г.—Изв. Геол. ком., 1927, 13, № 4.
- Плюснин И. И. Аллювий Волго-Ахтубунской поймы и дельты р. Волги как генетический тип геологических образований.—Тр. Научно-иссл. инст. геол. Саратов. унив., 1936, 1, вып. 4.
- Полканов А. А. Очерк четвертичной геологии северо-западной части Кольского полуострова.—Тр. Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четверт. периода, 1937, вып. 3.
- Рагозин Л. А. Геологический очерк района трассы Ачинск-Енисейск.—Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, 1936, вып. 30.
- Геоморфологические наблюдения между Ачинском и Енисейском.—Тр. Томск. гос. унив., 1939, 95.
- Радугин К. В. К геологии планшета XI-8 трехверстной съемки Алтая. 1933, рукопись. Отд. фондов Зап.-Сиб. геол. упр.
- Геологический очерк Чемальского листа Алтая.—Сб. Горный Алтай, Тр. Ойротск. компл. экспед., Геология, т. I. Изд. Акад. Наук, 1941.
- Ревердатто В. В. Основные моменты развития послетретичной флоры средней Сибири.—Сов. ботаника, 1940, № 2.
- Рейнгард А. Д. Ледниковые эпохи Кавказа и их отношение к ледниковым эпохам Альп и Скандинавии.—Тр. Ленингр. общ. ест., 1927, 7, вып. 1.
- О террасах Кубанской долины у Баталпашинска.—Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, 1933, вып. 1.
- Стратиграфия ледникового периода Альп по П. Бэку и А. Пенку и оледенение Кавказа.—Мат. по четверт. периоду СССР. ОНТИ, 1936.
- Проблемы стратиграфии ледникового периода Европы.—Изв. Гос. геогр. общ., 1938, 70.
- Ренгартен В. П. История долины Ассы на Северном Кавказе.—Изв. Русск. геогр. общ., 1925, 57, вып. 2.
- Ренгартен В. П. и Гатуев С. А. Гидрогеологический очерк р. Терек.—Тр. Геол. инст. Акад. Наук, 1935, 6.
- Сапожников В. В. Катунь и ее истоки. Томск, 1901.
- Скворцов Ю. А. К вопросу синхронизации четвертичных отложений.—Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода Акад. Наук, 1938, № 4.
- Соколов Н. И. О террасах верхнего течения р. Ангары.—Пробл. физ. геогр., 1937, 4.
- Сперанский Б. Ф. Основные моменты кайнозойской истории юго-восточного Алтая.—Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1937, № 5.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. ОНТИ, 1934.
- Геотектоника СССР. ГОНТИ, 1938.
- Тюменцев К. Г. Путешествие по Алтаю в 1915 г.—Землеведение, 1916, кн. 3—4.
- (1) Отчет о работах Алтайской ледниковой экспедиции.—Тр. ледниковых экспедиций, вып. 6. Алтай. Хан-Тенгри. Истоки Зеравшана. 1936.
- (2) Отчет геолого-гляциологической части Алтайской ледниковой экспедиции 1939 года.—Тр. ледниковых экспедиций, вып. 6. Алтай. Хан-Тенгри. Истоки Зеравшана. 1936.
- Усов М. А. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. Томск, 1934.
- Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края. Томск, 1935.
- Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, изд. Зап.-Сиб. геол. тр., 1936.
- Шахов Ф. Н. Геологические исследования на юго-восточном Алтае в районе среднего течения р. Аргута.—Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, 1933, вып. 5.
- Шульц С. С. О новейшей тектонике Тянь-шаня.—Тр. XVII Междунар. геол. конгр., 1937, 2.
- Яковлев С. А. О происхождении Телецкого озера.—Изв. Гос. геогр. общ., 1916, вып. 6.
- К вопросу о происхождении Телецкого озера.—Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1939, 17, № 4—5.
- Daly R. O. The Changing World of the Ice Age. New-Haven, 1935.

- Eberl E. B. Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. Augsburg, 1930.
- Grahmann R. Ueber die Ausdehnung der Vereisungen Norddeutschlands und ihre Einordnung in die Strahlungskurve. Leipzig. Sitz.-Ber., 1928, 80.
- Granö I. G. Les formes du relief dans l'Altai russe et leur genèse.—Fennia, 1917, 40, № 2
- Penk A. u. Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, 1909.
- Taner V. Die Grundlagen einer interkontinentalen Homotaxis.—Arctica, 1936, № 4.
- Soergel W. Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters.—Fortschr. Geol. u. Palaeont., 1925, 13.
- Zeuner E. The Pleistocene Chronology of Central Europe.—Geol. Mag. 1935, 72, № 854.

L. A. RAGOZIN

## A CONTRIBUTION TO THE HISTORY OF THE QUATERNARY IN THE CENTRAL ALTAI (SIBERIA)

### SUMMARY

In the summer of 1938 the author carried out geomorphological investigations in the Central Altai along the northern course of Katun River on the stretch from the Kotanda steppe to the village of Eloman. In addition, a trip was made to the Chuia River mouth and a distance covered along Akkem River as far as Rodzevich's glacier.

The main purpose of the investigations made was to study terraces of the Katun in order to find out their relation to the old glaciations and elucidate their suitability as records of the Quaternary history of the Altai.

The terraces are best of all represented at the confluence of the Chuia and the Katun, along the right bank of these rivers. Here sixteen terraces carved above the flood-plain have been preserved. They have well-shaped smooth surfaces and are arranged in tiers, their composition type being quite uniform. All of them are made up of thick pebble-beds, gravels and sands with rare boulders and intercalations of laminated clays. Superficially the terraces are covered with thin loams, sometimes of a loess-like nature. Occasionally picturesque earth pyramids are formed upon their benches. The width of some of the terraces attains several hundred meters, the greatest height being 200 m above the level of the Katun. The bases of most terraces are placed low, and only the most ancient of them have an elevated country rock foundation.

As it was noted by V. A. Obruchev, all the terraces (1915) are grouped into four complexes. The first complex unites terraces I, II, III, IV and V. The second complex consists of terraces VI, VII, VIII, XI, X and XI. The third complex is formed by terraces XII, XIII and XIV. The fourth complex consists of terraces XV and XVI.

The mentioned terraces are cyclic in nature, as they may be observed nearly continuously over a distance along the Katun as far as the village of Eloman, and up this river as far as the mouth of the Kaznakta rivulet. According to K. V. Radughin's data (1933; 1941), about the same number of terraces, at about the same heights, is observed near the mouth of Sumulta River and in the Chermal region. Besides, eleven lowermost terraces are traceable up the Katun as far as the mouth of Akkem River, and then as far as the Kotanda steppe. According to L. N. Ivanovsky (1939), terraces of a similar nature are observed in the valley of Chiua River near the village of Barotal.

The interrelations of terraces with terminal moraines may be traced along the Katun near the mouth of the Kaiunuoyl rivulet, along Chuia River near the village of Barotal, and along Kok-Su River, a tributary of the Argut. Moreover, in the valley of the Akkem filled formerly with glaciers of different



stages of the Wurmian, a regular obliteration of terraces is observed. All this is an evidence of the fact that in the Altai, as in Europe, the appearance of valley terraces was related to glaciations and their stages. Judging from the terraces in the Altai, conclusions may be arrived at concerning the number of glacial epochs and boundaries of distribution of the ancient glaciers. The fourth and third complexes, after V. A. Obruchev, will be pre-Wurmian, and the second and the first, Wurmian and post-Wurmian.

In addition, the river terraces in the system of the Katun point to the oscillating movements of the lithosphere which persisted after the intensive Rissian tectogenesis. As evidenced by terraces, at the epoch of the last glaciation an intensification of these movements is observed, which permits to distinguish a new Wurmian phase of tectogenesis, corresponding to the Upper Quaternary orogenic phase of L. A. Vardanyantz (1937). The Rissian phase of tectogenesis is in turn correlated with the Baku phase of G. F. Mirchink (1936). The main existing orographic forms of Central Altai owe their origin to tectonic movements of oscillatory nature, manifested in the form of block folding. The saddlebend of the major arch upheaval of the consolidated foundation follows the axis of the Katun range. The limbs of this geanticline are complicated by wide block folds of the second order and faults pronounced in the relief. In the upheaval of ranges the latter were divided by both fluvial and glacial erosion.

The terrace deposits are characterized by regular relations of the facies and represent a complicated synthetic formation, in which several lithological types take part, forming the so-called terrace complex. In the system of the middle course of the Katun the terrace complex is composed of four principal facies affected to some degree by the river waters. The lowermost horizons of the terraces are fluvioglacial or river-bed formations synchronous with the former. The middle, thickest, part of the terrace complex presents essentially proluvial deposits, in which thin intercalations of lacustrine facies occasionally occur. Finally, the upper silty portion is alluvio-deluvium and characterizes the extinction of the river under conditions of arid climate. The terrace deposits are thus evidence of periodic changes of the climate, beginning with a cold and humid, and ending with a dry and hot one.

Besides several Neogene glaciations, the Altai underwent four Quaternary glacial epochs, which are correlated with the Gunzian, Mindel, Rissian and Wurmian of the Caucasus and the Alps.

The Gunzian of the Altai has been preserved in the shape of erratic boulders on wide flat divides. The Mindel of the Altai forms wide shallow glacial troughs. The Rissian was a period when the present river system set in; the period traces are pebble-beds of elevated terraces, and it has left behind also traces of ancient glacial troughs below the terminal moraines of the last glaciation. The Wurmian of the Altai forms young terminal moraines and pebble-beds of the lower terraces; it is subdivided into the following stages: maximum, first, Ognev, Multa, Kochurla, Akkem. The last corresponds to the Daun and is subdivided into five small substages.

All of the so-called stages of the Wurmian in the Altai were nothing else but small independent glaciations, separated by periods of accumulation of terraces, when a complete or almost complete disappearance of glaciers in the mountains occurred. In the past the Altai underwent not only large glaciations, coinciding with an uplift of the country, but was periodically affected by the fact that the climate was becoming arid, which coincided with a submergence of the country. This process is pronounced in the formation of numerous incised terraces.

The history of the Quaternary of the Altai, in spite of its individual features and a great peculiarity, bears a general resemblance to that of the post-Pliocene in the Caucasus and in the Alpine region. An evidence of this is the

coincidence in the number of the main glacial epochs, the similarity in the nature of manifestation of each glacial epoch, the coincidence in the number of stages of the last glaciation, a similar manifestation of the Quaternary tectonics and the coincidence of the stages of development of the relief in the post-glacial time with the number of crests on the curve of M. Milankovich (1939). Thus the Alpine terminology in the Altai, as used by M. A. Ussov and his disciples, is sufficiently well grounded.

The foregoing succession of events in the Quaternary history of the Central Altai is a first attempt to put together all the factual data available into one single whole on the basis of those theoretical principles which have been evolved by M. A. Ussov in the field of geomorphology and Quaternary geology.

Translated by Brashnina

---

# III

## ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ

М. А. УСОВ**ГЕОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД**

1. Магматические породы являются не только интересными физико-химическими системами, но и важными геологическими документами, позволяющими восстановить обстановку и ход процесса становления магматических тел.

Из различных вопросов геологии магматических пород особенное значение имеют:

- а) связь с формами тектонических движений,
- б) зависимость от состава и строения земной коры,
- в) вертикальные зоны становления и
- г) форма магматических тел.

Рассмотрим магматические породы с этих точек зрения.

2. Мировой опыт изучения геологии магматических пород позволил прийти к следующему выводу о связи основных групп магматических пород с формами тектонических движений:

- а) типичные интрузивные формации связываются со складчатыми зонами, тогда как
- б) эффузивные формации приурочиваются к площадям сбросовых разломов земной коры.

Вместе с тем несомненно, что вулканизм, при различных формах своего проявления, един. Несомненно также, что этот процесс является существенным выражением расширения земной коры в процессе саморазвития земной материи. И если видимый, эффузивный вулканизм тесно связан со сбросовыми движениями, как другой формой выражения расширения земной коры, то нужно признать, что процесс складкообразования также сопровождается и перемежается с явлениями расширения, с образованием трещин, позволяющих магме подниматься в верхние горизонты земной коры, интродировать в толщи складчатых горных пород, но не выходить на дневную поверхность.

Здесь намечается ряд противоречий. М. М. Тетяев попробовал разрешить эти противоречия положением, что складчатость есть также процесс расширения и что интрузия магмы, воздымающейся при расширении Земли, идет параллельно с воздыманием масс, которое преобразуется в боковое складчатое движение. Такое объяснение интрузивного процесса страдает многими неясностями и просто непонятно. Между тем, имеется ряд фактов, доказывающих, что складчатость есть процесс сжатия и что интрузивная магма поднимается в верхние горизонты земной коры по приводным трещинным путям, пересекающим жесткий фундамент той последней формации, которая собиралась в складки и подвергалась интрузии.

Мы разрешаем противоречие, исходя из законов диалектического материализма, а именно мы представляем геотектогенез, как проявление борьбы сжатия и расширения земной материи. Эта борьба не прекращается и при



временной победе одного из данных начал. Так, складчатость есть результат временной победы сжатия, но оно перемежается с расширением, во время которого магма имеет возможность подняться по открывшимся трещинам. Однако эти трещины расплываются в еще гибкой, гофрированной, складчатой молодой формации, и магма лишь внедряется в нее, а не выходит на поверхность. В некоторых случаях магма врывается и в структуры фундамента, особенно тогда, когда он состоит из еще не сильно закрепленных формаций или очень разбит трещинами различных направлений.

Итак, по нашим представлениям, интрузивные процессы, свойственные складчатым зонам, все же связаны непосредственно с трещинами расширения, перемежающегося со сжатием, тогда как эффузивные процессы проявляются при преобладании расширения, разрывающего трещинами всю земную кору, в том числе и еще не складчатый покров осадочной толщи, хотя и здесь расширение перемежается со сжатием, при образовании волн, как форм вертикальных колебательных движений.

3. Статистический подсчет показывает, что в массе эффузивов преобладают основные, а в массе интрузивов кислые породы, при нахождении и других пород, вплоть до гипербазитов. Эти соотношения обуславливаются не дифференциацией одной или двух исходных магм, как принимается большинством петрографов, а именно тектоническими движениями. В действительности магма полифилетична, возникая при каждом крупном тектоническом движении и отвечая по своему составу, как мощности этого движения, так и составу нижних горизонтов земной коры.

Крупные массы гранитной магмы получаются при анатексисе глубоко опустившихся участков земной коры под долго прогибавшимися геосинклиналями; кислые породы земной коры при этом попадают в зону высокой температуры и в фазу тектогенеза переходят в расплавленное состояние, причем дифференциация оформляет получившуюся анатектическую массу в нормальные магмы, из коих кислая занимает верхнее положение и при расширении устремляется в открывшиеся трещины.

Очевидно, магмы средней основности, составляющие основное содержание интрузий сравнительно небольших по мощности фаз тектогенеза, отвечают неглубокому прогибанию геосинклиналей, когда образующиеся при расширении трещины вскрывают зону основного или среднего по кислотности состава. Конечно, и в этом случае дифференциация приводит к нормальным магмам, кроме редких случаев, когда дифференциация повидимому не успела проявиться и интродировать магмы гибридного или ненормального состава.

Наиболее трудным является вопрос о происхождении и об условиях интрузии гипербазитовой магмы. Дело в том, что зона ультраосновного вещества Земли представляется залегающей довольно глубоко, глубже горизонта с температурой, достаточной для расплавления силикатов при пониженном давлении. Поэтому полагают, что магма гипербазитов есть остаточный продукт дифференциации основной магмы, вещество которой всюду подстилает собственно земную кору. Однако гипербазиты местами слагают слишком крупные тела. А нам удалось показать, что они составляют содержание интрузии западносибирской фазы тектогенеза, сопровождаемая более поздними и даже довольно кислыми дифференциатами.

Следовательно, гипербазитовая магма — такого же происхождения, как и магмы других фаз тектогенеза; она одна из полифилетичных магм. Возникла эта магма, вероятно, потому, что за предыдущее время страна интенсивно поднималась и подвергалась глубокой денудации, а этап расширения, приведший в движение магму, был мощным, и трещины могли проникнуть на сравнительно большую глубину, порядка 100 км.

4 До сих пор остается неясным вопрос о том, происходят ли на платформах вулканические процессы, одновременные с интрузиями в склад-

чатых зонах. Разрешить этот вопрос очень трудно, потому что возраст интрузий определяется в основном по контактовому их воздействию на более древние формации и по конгломератам более поздней формации. Следовательно, интервал времени, в течение которого могла иметь место интрузия, обычно довольно большой. С другой стороны, определение возраста эффузивов не всегда удается сделать достаточно точно.

Что касается встречающихся иногда в литературе указаний на непосредственную связь интрузивных пород, типа гранита, с эффузивами, то, если эти сведения даже отвечают действительным отношениям, мы имеем дело с образованиями одной геоморфологической системы. Вообще же нам представляется, что интрузивная магма может местами выходить на поверхность, особенно во вторую половину фазы тектогенеза, когда складчатая толща закрепляется диагенезом и метасоматозом и может прорываться сквозными трещинами. Вулканы на вершинах Кавказа и Анд, дающие более или менее кислую лаву, относятся к подобным образованиям.

По данным из Западной Сибири, платформенного вулканизма, синхронного с интрузиями складчатых зон, как будто не было. Во всяком случае, почти все эффузивные формации, встреченные здесь, входят в состав геосинклинальных толщ и испытали складчатость, а также метасоматические изменения.

Как объяснить приуроченность вулканизма в фазы тектогенеза только к зонам складчатых толщ? Мы думаем, что это обусловлено следующими отношениями. В фазу тектогенеза сжатие конкретно осуществляется в зонах складчатости, которая на разных глубинах находит различные формы своего проявления: типичная складчатость приурочивается лишь к верхним, гибким формациям, тогда как в фундаменте она выражается тангенциальными дизъюнктивами и различного рода расщепкой.

Поэтому естественно, что в этапы расширения, перемежающиеся с этапами сжатия, приводные каналы для магмы образуются именно за счет раскрытия массы свежих трещин в фундаменте складчатых зон, да и сама магма образуется в этих зонах при резких тектонических движениях. Так просто и понятно интрузивный вулканизм связывается с зонами складчатости, будучи характерным их элементом. Нужно только иметь в виду, что видимые в верхних горизонтах земной коры проявления интрузий довольно разнообразны — от сложных тел магматических пород до телемагматического метасоматоза.

5. Эффузивный вулканизм приурочивается к эволюционным периодам геотектонического процесса, когда происходят колебательные движения в результате постоянной борьбы сжатия и расширения, при неуклонном, хотя и не резко превалировании расширения. В отдельные всплески этого расширения и проявляется эффузивный вулканизм.

Волны эволюционного периода растут как в геосинклинальных, так и в геоантиклинальных своих элементах. Поэтому сбросы и вулканизм могут проявиться всюду, т. е. и в отрицательных и в положительных волнах. Следовательно, экструзивная фация вулканизма может быть представлена, в зависимости от физико-географических условий вулканических процессов, и наземными и подводными формами.

Однако не всегда эффузивный вулканизм проявляется в настоящей экструзивной фации: при наличии иногда даже не особенно мощного рыхлого покрова осадков лава даже предпочитает инжектировать слоистую толщу, давая силловые образования. Поэтому в геосинклиналях с мощными, еще не окрепшими осадками, которые с трудом разрываются сквозными трещинами, чаще должна проявляться именно силловая фация эффузивов. Это нужно иметь в виду, так как геологи обычно не считаются с фациальностью эффузивов, принимая всякие породы эффузивного облика за экстру-

живные образования, что приводит к крупным ошибкам по установлению возраста эффузивов и условий их становления.

От мощности всплеск расширения зависит и мощность эффузивного вулканизма: от покровных излияний, занимающих многие тысячи квадратных километров, до сравнительно незначительных вулканов центрального типа. Ясно, что трещинные извержения дают более или менее однородную лаву, обычно типа базальтов плато, тогда как в вулканах центрального типа магма подвергается довольно заметной дифференциации.

М. М. Тетяев выдвигает понятие о макроколебаниях, которыми заканчивается фаза тектогенеза и устанавливается распределение материков и морей для следующего цикла геотектогенеза. Конечно, эти макроколебания сопровождаются обрушениями и эффузивным вулканизмом. Типичные макроколебания установлены для четвертичного периода, которым заканчивается альпийский цикл геотектогенеза. Но все ли циклы геотектогенеза сопровождались макроколебаниями и вулканизмом, сказать определенно нельзя. Если мы, например, обратимся к стратиграфо-тектонической схеме Западной Сибири, то увидим, что здесь даже в начале общепринятых циклов геотектогенеза не всегда проявлялся эффузивный вулканизм.

6. От регионального эффузивного вулканизма, обусловленного этапами резкого расширения Земли, нужно отличать местный эффузивный вулканизм, источники питания которого находятся на небольшой глубине и который возникает в связи с небольшими движениями расширения.

Наиболее типично выражен этот вид вулканизма в диатремах, жерла коих продукты газами, скопившимися при кристаллизации магмы лакколлитов или силлов, как можно думать по эмбрионам вулканов, известных в Швабии. Следовательно диатремы, это — отзвуки эффузивного вулканизма силловой фации. Собственно, вулканы центрального типа по существу своему близки диатремам, представляя лишь последние этапы вулканизма, приуроченного к отдельным, наиболее слабым участкам верхних горизонтов земной коры и черпающего материал из сравнительно неглубоко залегающего вулканического очага, как остатка магмы более значительных предыдущих извержений.

Особый интерес вызывают вулканы центрального типа, посаженные на горы со складчатыми толщами альпийской фазы тектогенеза и дающие кислые или средней основности образования. Таковы, например, вулканы Кавказа, Анд. Наиболее вероятно предположение, что это — отпрыски магмы интрузий складчатых зон, вышедшие на поверхность благодаря крупным взрывам газов, при содействии тектонических движений. Р. Дэли для объяснения крупных полей кислых лав Йеллоустона предложил понятие о пропаривании интрузивной магмой своей кровли до самой поверхности. Это понятие явилось следствием его гипотезы о поднятии батолитовой магмы и едва ли отвечает действительности. Скорее, поля кислых лав связаны с интрузивной кислой магмой при помощи ряда приводных каналов. Кстати, позднейшие исследования показали, что не всякая кислая лава является вязкой: если температура лавы еще достаточно высока, то, даже будучи кислой, она обладает большой жидкоплавкостью.

Несомненно, таково происхождение вулканов центрального типа молодой рудной жильной формации, связанных с поясами альпийской складчатости. Это — как бы интрузии, выравнившиеся на поверхность и накопившие в своей жерловой фации рудные минералы.

С этой точки зрения очень интересны две формации кварцевых порфиров Западной Сибири: одна среднекембрийского и другая мезозойского возраста, связанные с полиметаллическим оруденением. Обе эти формации сохранились преимущественно в штоковой и жерловой формациях, и только среднекембрийские кварцевые альбитофиры местами входят в состав осадочной формации. Но нигде не видно, чтобы они были связаны с какой-

нибудь интрузией: если таковая и имеется, то на недоступной наблюдению глубине.

И вот, если предположить, что указанные кислые эффузивные формации Западной Сибири действительно связаны с интрузивными очагами, то придется признать, что они отражают особые фазы тектогенеза, появившись лишь в конце этих фаз.

7. Итак, типичные интрузии неизбежно связываются со складчатыми зонами, имея различный состав в зависимости от глубины прогибания геосинклинали и распространения трещин расширения. Там, на глубине происходит анатектическое формирование магмы, которая слагает как бы батолит. Эти типичные абиссальные интрузии мы находим редко, лишь в районах глубокой продолжительной денудации, среди архея.

Видимые интрузивные тела представляют лишь те порции первичной магмы, которые имели возможность выйти по трещинам, образовавшимся в этапы расширения. Эти порции магмы пробиваются по приводным каналам через фундамент и распространяются в верхних формациях, давая тела типа лакколитов или акколитов в зависимости от структуры формаций. Иногда магма не поднимается вверх, и интрузия дает себя знать существенно по метасоматическим образованиям.

Эффузивы связываются с этапами расширения при образовании волн, особенно при макроколебаниях. Типичная форма эффузивного вулканизма — трещинные вулканы с лавой типа базальта. При ослаблении вулканизма проявляются вулканы центрального типа, в которых происходит заметная дифференциация магмы. Эффузивные тела не всегда являются экструзивными: при наличии заметного рыхлого покрова чаще развивается силловая фация эффузивов.

Диатремы, а также жерловые образования с кислыми лавами представляют обычно отзвуки соответственно эффузивного и интрузивного вулканизма.<sup>1</sup>

M. A. USSOV.

## THE GEOLOGY OF MAGMATIC ROCKS.

1. The magmatic rocks are not only interesting physico-chemical systems, but also important geological records, permitting to reconstruct the manner and course of the process of setting of magmatic bodies.

Of the different problems of the geology of magmatic rocks, the following are of particular importance:

- (a) relation to the forms of tectonic movements,
- (b) dependence on the composition and structure of the earth's crust,
- (c) vertical zones of setting, and
- (d) form of magmatic bodies.

We shall consider the magmatic rocks from these standpoints.

2. The world experience of studying the geology of magmatic rocks enabled the following conclusion to be reached as to the relation of the principal groups of magmatic rocks to forms of tectonic movements:

- (a) typical intrusive formations are related to folded zones, while
- (b) effusive formations are confined to areas of fault ruptures of the earth's crust.

At the same time it is certain that volcanism, although manifesting itself in different forms, is unique. It is doubtless too that this process is a substan-

<sup>1</sup> К этой статье не был приложен список литературы, хотя в тексте имелись скобки для ссылок на нее. *Прим. ред. — В. Обручев.*



tial expression of the expansion of the earth's crust in the process of self-development of the matter of the Earth. And while the visible effusive volcanism is closely related to fault movements as another form of expression of expansion of the earth's crust, it should be recognized that the process of folding is also accompanied by and alternating with phenomena of expansion with a formation of fractures, permitting the magma to rise to the upper horizons of the earth's crust, to intrude the masses of folded rocks, but not to come out to the day surface.

Here a number of contradictions are encountered. M. M. Tetiaeff tried to solve these conflicts by assuming that folding is also a process of expansion and that the intrusion of the magma ascending during the expansion of the Earth, proceeds parallel to the rise of masses which is transformed into a lateral folding movement. Such an explanation of the intrusive process suffers from many uncertainties and is simply incomprehensible. On the other hand, there are a number of facts proving that folding is a process of contraction, and that the intrusive magma rises to the upper horizons of the earth's crust along the fracture passageways, crossing the rigid basement of the last formation which was gathered into folds and subject to intrusion.

The author solves the contradiction on the basis of the laws of dialectic materialism, namely, the author understands geotectogenesis as a struggle of the contraction and expansion of the Earth's matter. This struggle does not cease even during a temporary victory of either of the two principles. Thus, folding is the result of a temporary victory of compression, but it alternates with expansion, during which the magma is enabled to rise up the fractures opened. However, these fractures become indistinct in the still flexible goffered folded young formation, and the magma only invades it but does not come out to the surface. In some cases the magma invades also the structures of the basement, especially when it consists of formations not yet firmly solidified or is strongly broken by fractures of different directions.

Thus, in the author's opinion the intrusive processes inherent to the folded zones are still related directly to the fractures of expansion alternating with contraction while the effusive processes are manifested when predominates expansion breaking the whole of the earth's crust by fractures, the cover of the still unfolded sedimentary deposits included, although here the expansion alternates with contraction during the formation of the waves as forms of vertical oscillatory movements.

3. A statistical calculation shows that in the mass of effusives predominate basic rocks, and in the mass of intrusives—acid rocks, other rocks, up to hyperbasite, being also present. These relations are caused not by the differentiation of one or two original magmas, as it is assumed by most petrographers, but just by tectonic movements. In reality the magma is polyphyletic, originating during every great tectonic movements and corresponding in its composition both to the intensity of this movement and to the composition of the lower horizons of the earth's crust.

Large masses of the granite magma are produced during the anatexis of the deeply sunken areas of the earth's crust under geosynclines downwarping for a long time; the acid rocks of the earth's crust are falling into the high temperature zone and during the phase of tectogenesis pass into a molten state, the differentiation shaping the anatectic mass produced into normal magmas, of which the acid one occupies the upper position and upon expansion rushes into the fractures opened.

It is evident that the magmas of an average basicity constituting the bulk of the intrusions of phases of tectogenesis of a comparatively small intensity, correspond to a shallow downwarping of the geosynclines, when the fractures formed during the expansion open up the zone of a basic or a medium basic composition. Certainly, also in this case the differentiation gives rise to nor-

mal magmas, with the exception of rare occasions where the differentiation probably had no time to manifest itself and magmas of a hybrid or abnormal composition are intruding.

The most difficult is the question as to the origin and conditions of the intrusion of hyperbasite magma. The fact is that the zone of the ultrabasic substance of the Earth lies rather deeply, deeper than the horizon with a temperature sufficient for the smelting of silicates under a diminished pressure. Therefore it is believed that the magma of hyperbasites is a residual product of differentiation of the basic magma, the substance of which underlies everywhere the earth's crust proper. However, the hyperbasites at some places compose too large bodies. The author succeeded in showing that they constitute the intrusion of the West-Siberian phase of tectogenesis, being accompanied by later basic and even rather acid differentiates.

Consequently the hyperbasite magma is of the same origin as the magmas of the other phases of tectogenesis; it is one of the polyphyletic magmas. This magma probably originated because of the fact that during the preceding time the country had been intensely rising and subject to deep denudation, and the stage of expansion which set the magma in motion was a powerful one, and the fractures might have penetrated to a comparatively great thickness of the order of 100 km.

4. It is not clear until now whether volcanic processes take place on the platforms simultaneously with intrusions in the folded zones. It is very difficult to settle this question because the age of the intrusions is determined in the main from their contact action upon the older formations and from the conglomerates of a later formation. Consequently the interval of time during which the intrusion might have taken place is a rather large one. On the other hand, it is not always possible to determine precisely the age of the effusives.

As to the indications sometimes found in the literature concerning the direct relation of the intrusive rocks of the granite type with effusives, we have to do with formations of one geomorphological system, if this information represents correctly the actual relationships. In general the author thinks that the intrusive magma may at some places come out to the surface, especially in the second half of the phase of tectogenesis, when the folded formation is solidified by diagenesis and metasomatism and may be broken by fractures passing throughout. The volcanoes on the summits of the Caucasus and the Andes, giving a more or less acid lava, belong to formations of this kind.

According to data collected in West Siberia, there seems to have been no platform volcanism synchronous with intrusions of folded zones. In any case, almost all of the effusive formations encountered here enter into the composition of geosynclinal deposits and underwent folding, as well as metasomatic alterations.

How is it to be accounted for that the volcanism during the phases of tectogenesis is confined only to zones of folded formations?

The author thinks that this is caused by the following relationships: — In the phase of tectogenesis the contraction is realized in a concrete manner in the zones of folding which at different depths finds different forms of manifestation: a typical folding is confined only to the upper flexible formations, while in the basement it is expressed by tangential disjunctives and a schistosity of different kinds.

Therefore it is natural that in the stages of expansion alternating with stages of contraction the channelways for magma are formed just at the expense of an opening up of fresh fissures in the basement of the folded zones, and the magma itself in these zones is formed with sharp tectonic movements. In this way, simply and comprehensibly, the intrusive volcanism is related to zones of folding, being their characteristic element. It should be only borne in mind that the manifestations of intrusions visible in the upper horizons of the earth's

crust are rather diverse: from complex bodies of magmatic rocks to tele-magmatic metasomatosis.

5. The effusive volcanism is confined to evolutionary periods of the geotectonic process, when take place oscillating movements as a result of a constant struggle of contraction and expansion, the expansion steadily although not sharply prevailing. It is during individual outbursts of this expansion that effusive volcanism manifests itself.

The waves of the evolutionary period grow both in geosynclinal and in geoanticlinal elements. Therefore the faults and volcanism may manifest themselves everywhere, *i. e.*, both in negative and in positive waves. Consequently, the extrusive facies of volcanism may be represented depending on the physico-geographical conditions of the volcanic processes both by terrestrial and by subaqueous forms.

However, it is not always that the effusive volcanism is displayed in a real extrusive facies: in the presence of a loose cover of sediments, sometimes even not a very thick one, the lava even prefers to inject the laminated deposits, producing sill formations. Therefore in geosynclines with thick not yet consolidated sediments which are but with difficulty broken by fractures penetrating them throughout, it is the sill facies of effusives that must manifest itself the most frequently. This should be borne in mind, as geologists usually neglect the faciality of effusives, taking all the rocks with an effusive appearance for extrusive formations, which leads them to large errors in establishing the age of the effusives and the conditions of their setting.

Depending on the intensity of the outbursts of expansion is the intensity of effusive volcanism, from sheet effusions sometimes occupying many thousands sq. km., up to comparatively insignificant volcanoes of the central type. It is clear that the fracture eruptions give a more or less homogeneous lava, usually of the type of plateau basalts, while in the volcanoes of the central type the magma is subject to a rather marked differentiation.

M. M. Tetiaeff advanced the idea of macro-oscillations which terminate the phase of tectogenesis and establish the distribution of continents and seas for the next cycle of geotectogenesis. Certainly these macro-oscillations are accompanied by stopings and effusive volcanism. Typical macro-oscillations have been established for the Quaternary period which terminates the Alpine cycle of geotectogenesis. But whether all the cycles of tectogenesis were accompanied by macro-oscillations and volcanism, it is impossible to say. If, *e. g.*, we turn to the stratigraphical-tectonic scheme of Western Siberia we shall see that here, even at the beginning of the generally accepted cycles of geotectogenesis, effusive volcanism was not always displayed.

6. From the regional effusive volcanism, caused by the stages of a sharp expansion of the Earth, should be distinguished the local effusive volcanism, whose sources of supply are located at a shallow depth and which arises in connection with small movements of expansion.

This kind of volcanism is the most typically expressed in diatremes, the vents of which have been blown by gases accumulated during the crystallization of the magma of laccoliths or sills, as it may be presumed from the embryos of volcanoes of Schwabia. Consequently the diatremes are an echo of the effusive volcanism of the sill facies. Properly speaking the volcanoes of the central type closely approach diatremes, only representing the last stages of volcanism, confined to separate portions of the greatest weakness of the upper horizons of the earth's crust and borrowing the material from a volcanic reservoir lying at a comparatively shallow depth, that was a remnant of the magma of the more considerable previous eruptions.

Of a particular interest are the volcanoes of the central type set upon the mountains with folded strata of the Alpine phase of tectogenesis and giving acid or medium-basic formations. Such are, *e. g.*, the volcanoes of the

Caucasus, the Andes. The most probable is the assumption that these are offshoots of the magma of intrusions of folded zones which came out to the surface due to great explosions of gases, with the aid of tectonic movements. R. Daly, to account for the large fields of acid lavas of Yellowstone, proposed the conception of the intrusive magma steaming through its roof up to the very surface. This conception was the consequence of his hypothesis of a rise of the batholite magma, and it is hardly possible that it expresses the actual state of things. More probably the fields of acid lavas are related to an intrusive acid magma by means of a number of channelways. Moreover the latest investigations have shown that not every acid lava is viscous; if the temperature of the lava is still sufficiently high, then even being viscous it possesses a great liquid fusibility.

Such is, undoubtedly, the origin of the volcanoes of the central type of the young ore vein formation, related to belts of Alpine folding. These are as if intrusions that broke loose to the surface and accumulated in their vent facies ore minerals.

From this standpoint, two formations of quartz porphyries of Western Siberia are very interesting: one is of Middle Cambrian, the other of Mesozoic age; they are related to polymetallic mineralization. The two formations have been preserved mainly in the stock and in the vent formation, and only Middle Cambrian quartz albitophyres at some places enter into the composition of the sedimentary formation. But they are nowhere seen to be related to some intrusion; if such one exists, it must be at a depth inaccessible for observation.

Now, if the assumption be made that the above acid effusive formations of Western Siberia are actually related to intrusive foci it would be necessary to recognize that they reflect particular phases of tectogenesis, having appeared only at the end of these phases.

7. Thus typical intrusions are inevitably related to folded zones, having a different composition depending on the depth of downwarping of the geosyncline and the spreading of the expansion fractures. There, at depth, takes place an anatetic formation of the magma, which composes as if a batholite. These typical abyssal intrusions are found rarely, only in the region of a deep prolonged denudation, amidst the Archaean.

The visible intrusive bodies represent but those portions of the primary magma which had the opportunity to come out along the fractures formed during the stages of expansion. The portions of magma force their way along the channelways through the basement and spread in the upper formations, giving bodies of the type of laccoliths or acmoliths, depending on the structure of the formations. Sometimes the magma does not ascend upwards, and the intrusion reveals itself substantially in metasomatic formations.

The effusives are related to stages of expansion during the formation of waves, especially during macro-oscillations. A typical form of effusive volcanism is represented by volcanoes with a lava of the basalt type. With a subsidence of volcanism volcanoes of the central type manifest themselves, in which a marked differentiation of the magma takes place. The effusive bodies are not always extrusive ones; when a marked loose cover is present, the sill facies of effusives is more frequently developed.

The diatremes, as well as vent formations with acid lavas, are generally echoes of effusive and intrusive volcanism, respectively.<sup>1</sup>

Translated by A. B r a s h n i n a

<sup>1</sup> To this paper no list of literature was appended, although in the text there were parantheses for references to it. — Editor (V. Obrutchev).



И. К. БАЖЕНОВ**НЕФЕЛИНОВЫЕ ПОРОДЫ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА  
КУЗНЕЦКОГО АЛА-ТАУ**

(Табл. I—VI, помещены в конце книги на стр. 33—38)

**ВВЕДЕНИЕ**

До настоящего времени не производилось специального систематического изучения магматических пород восточного склона Кузнецкого Ала-тау, несмотря на то, что здесь намечается весьма интересная петрографическая провинция, характерная широким развитием своеобразных щелочных пород, генетически связанных с основными магмами. Интерес к этим породам еще более увеличивается благодаря высокому содержанию нефелина в некоторых из их представителей — до 50—60%, при более или менее равномерном его содержании и крупных размерах залежей, что позволяет выдвигать вопрос о возможности использования пород, как нефелинового сырья. Акад. М. А. Усов на конференции по производительным силам Сибири, имевшей место в 1939 г. в Томске, особенно подчеркнул большой теоретический интерес этой провинции и отметил необходимость окончательного решения вопроса об использовании нефелина щелочных пород.

На восточном склоне Кузнецкого Ала-тау щелочные породы известны из района р. Базыр, р. Береш, р. Ничкурюп,<sup>1</sup> Черный Юс, в горе Дёдовой в верховье р. Юзек, из района улуса Теляшкина по р. Чулым, к востоку от ст. Сон и из района оз. Булан-куль. Кроме того, они известны на западном склоне Восточного Саяна в горе Сайбар (фиг. 1).

Наиболее широко развиты и представлены наибольшим количеством типов щелочные породы в Юсо-Печищенском районе, в бассейнах рр. Печище, Береш и Базыр. Здесь они были кратко описаны О. Эрдманнсдёрфером (Erdmannsdörfer, 1928), И. П. Рачковским (1910, 1912) и А. Н. Чураковым (1932). В 1938 г. они были кратко изучены автором настоящей статьи.

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ**

Геологическое строение площади распространения щелочных пород в этом районе довольно сложно. Наиболее древней является толща гнейсов и амфиболитов с редкими маломощными прослоями и штоками мраморов. Довольно широким распространением пользуется кутень-булукская свита предположительно протерозойского возраста, состоящая из глинистых сланцев, филлитов, мраморизованных известняков и обильных эффузивов, главным образом основного состава и реже кислых. Во многих случаях основные эффузивы довольно интенсивно метаморфизованы и превращены в амфиболиты, сходные с таковыми толщи гнейсов и амфиболитов и имеющие тот же

<sup>1</sup> Река Ничкурюп впадает справа в р. Береш, как показано на карте (фиг. 1).  
Прим. ред. — А. Ч.

минералогический состав. Отсюда и предположение, что толща гнейсов и амфиболитов имеет тот же возраст, что и кутень-булукская свита; только породы ее сильнее метаморфизованы благодаря мощному контактовому метаморфизму от обильных интрузий.

Породы метаморфических толщ прорваны рядом разновозрастных интрузий. Вначале внедрились в виде небольших штоков габбро-диориты, которые в ряде случаев были метаморфизованы одновременно с породами кутень-булукской свиты и превращены в амфиболиты. Более или менее одновременно с габбро-диоритами внедрились кислые интрузии ряда монцонитов, превращенные одновременно с габбро-диоритами, в результате того же цикла метаморфизма, в своеобразные гнейсы. Более юной была интрузия гнейсовидных пород, которым присваивается укоренившееся собирательное название гнейсовидных граносиенитов. Возраст этой интрузии трактуется различно. По одним воззрениям она связывается с салаирским тектогенезом, по другим — с таконским. Еще более юной была интрузия порфиоровидных гранитов, сопровождавшаяся комплексом дополнительных кислых интрузий. Порфиоровидным гранитам приписывается тот же возраст, что и гнейсовидным граносиенитам. Характерной особенностью химизма гранитов является значительное преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ , что также характерно и для более юных щелочных пород района.

В заключительные этапы каледонского диастрофизма, на границе между силуром и нижним девонem произошло мощное поднятие Кузнецкого Алатау в форме выпучивания, и у его подножья накопилась мощная красноцветная песчанико-конгломератная толща нижнего девона с фауной *Eurypterus* и с растительными остатками. Отложение осадков сопровождалось напряженной вулканической деятельностью с излиянием огромных масс эффузивов, главным образом основного состава — диабазов, оливковых диабазов, порфиритов и др. Особенно значительны были излияния в низах красноцветной толщи; к концу ее отложения они затухали. К этому времени и сам Кузнецкий Алатау был в достаточной мере сnivelирован. С этой эффузивной деятельностью и связано появление щелочных пород района. Их излияние и внедрение происходили в течение отложения нижней половины красноцветного нижнего девона, а их галька находится в конгломератах верхней половины толщи нижнего девона. Эффузивная деятельность была связана с образованием глубоких разломов в земной коре.<sup>1</sup>

Выше и несогласно лежит морской средний девон со своеобразной фауной и обильной флорой оригинальных водорослей, причем фауна является промежуточной между таковой Минусинской котловины и более удаленного Барзасского района Кузнецкого бассейна, ближе к последнему. Еще выше лежит красноцветный верхний девон и минусинская свита нижнего карбона.

Щелочные породы района залегают в форме покровов, переслаивающихся с основными эффузивами нижнего девона, чаще в виде sillов, иногда очень мощных — до 100 м и более, хорошо выдержанных и прослеживаемых по простиранию на десяток километров. Редки лакколитообразные тела и штоки. В мощной, хорошо выраженной зоне разлома меридионального направления, прослеживаемой от р. Саралы выше улуса Верхне-Сара-

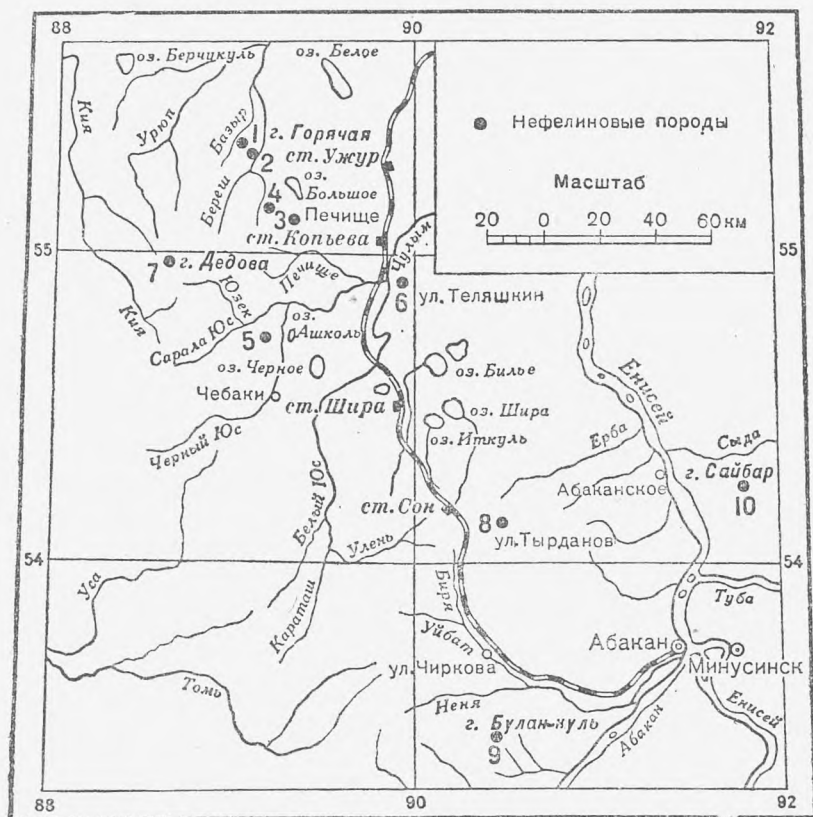
<sup>1</sup> Представление о том, что красноцветная свита и вулканические покровы формировались у подножья Кузнецкого Алатау, впервые было высказано И. П. Толмачевым. Однако последующие, более подробные исследования не оставляют никакого сомнения в том, что этот эффузивно-осадочный комплекс в действительности некогда покрывал собой весь Кузнецкий Алатау (Чураков, 1932, 40—50 и 55—58).

Только щелочные породы приурочены к окраине Кузнецкого Алатау. Их расположение наводит на мысль, что они внедрились по разломам, которые в виде кольца опоясывают это горное сооружение. Последнее соображение, высказанное А. Н. Чураковым еще в 1932 г., получило впоследствии подтверждение в виде новых находок щелочных пород в Маринской тайге и в Горной Шории, т. е. в северо-западной и в юго-западной частях Кузнецкого Алатау (Чураков, 1932, 47; Кузнецов, 1933).

Прим. ред. — А. Ч.

линского к горе Курган и далее на юг, эти породы представлены многочисленными, мощными, хорошо выраженными в рельефе дайками, а в верховье ключа Подъемного, впадающего в р. Сухую Сабулу, по которому идет дорога с р. Саралы к улусу Сектинскому, эти же породы выходят в форме небольшого штока пуласкита.

Несмотря на незначительный объем произведенных нами работ по изучению щелочных пород района, все же выделяется ряд их типов — тералиты, берешиты (сем. эссекситов), тешениты, эссекситовые порфириды,



Фиг. 1. Схема распределения нефелиновых пород. Выходы нефелиновых пород:

1 — тералиты; 2 — эссекситовые порфириды и берешиты; 3 — нефелиновые долериты и нефелиниты; 4 — фонолиты; 5 — натросениты; 6 — тешениты и эссекситовые диабазы; 7 — эссексит; 8 — нефелиновые сиениты; 9 — нефелиновые сиениты; 10 — сайбариты.

нефелиниты, нефелиновые долериты, фонолиты, пуласкиты и др. Перечисленные породы слагают самостоятельные тела, разбросанные на обширной площади, главным образом в поле развития эффузивов нижнего девона и значительно более редко среди порфировидных гранитов и эффузивов кутень-булукской свиты протерозоя.

### Описание нефелиновых пород

#### 1. Тералиты

Тералиты слагают небольшой массив в горе Горячей по правой стороне р. Базыр, в 8.5 км выше дер. Треугольник (фиг. 2, 1). Они вскрываются как у подножья горы, так и вплоть до ее вершины на высоту около 240 м. В плане массив имеет сравнительно изометричную форму с поперечником до 1.2 км. Лишь кое-где отмечаются небольшие апофизы, посылаемые мас-

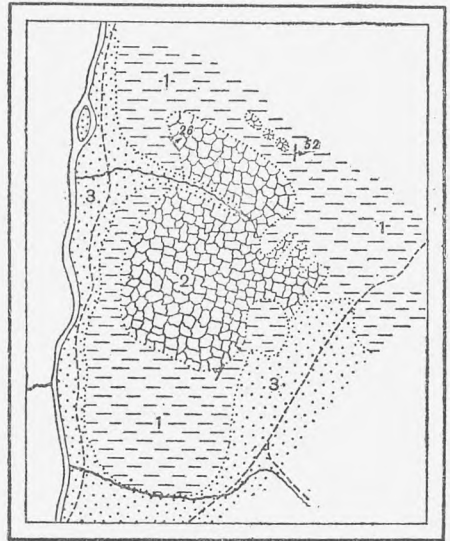
сивом в окружающие основные эффузивы нижнего девона. Вероятно, массив тералита имеет форму штока.

Петрографический состав массива довольно устойчив как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях; только у контактов отмечается уменьшение размера зерен минералов, увеличение количества темноцветных компонентов и полевого шпата с одновременным уменьшением содержания нефелина.

Тералит, составляющий главную массу plutона, представляет собой среднезернистую породу буроватого или сероватого цвета из преобладающего нефелина, меньшего количества полевого шпата и темноцветного минерала.

Нефелин проявляется макроскопически существенно в форме зерен без резкой границы размером 2—4 мм, но и до 10 мм. В нем обычны немногочисленные включения мелких столбиков темноцветного минерала. Цвет нефелина различен. Преобладает характерный буроватый или буровато-серый цвет. Излом раковистый, блеск типичный маслянистый. На выветрелых поверхностях зерна нефелина дают западения с корочкой из белой мучнистой массы продуктов его разрушения. Подсчет содержания нефелина, произведенный на отшлифованных поверхностях ряда крупных штуфов породы, дает содержание его в среднем 53%. Под микроскопом нефелин проявляется, главным образом, в форме хорошо ограниченных зерен с прямоугольным сечением и реже без определенной границы. Свежие зерна чисты, с редкими включениями мелких зерен магнетита и еще более редких зерен апатита и диопсида. В большинстве случаев минерал одноосен;  $Nm = 1.540$ ,  $Np = 1.533$  и  $Nm - Np = 0.007$ . В ряде случаев встречаются зерна с аномальной двуосностью при небольшой величине  $2V$  (табл. I, фиг. 1).

Часто нефелин изменен в результате гидротермальных процессов и выветривания. Из изменений наиболее часты цеолитизация, образование анальцима, канкринита, содалита и пелитизация. Цеолитизация достаточно интенсивна и приурочивается, главным образом, к периферии зерен; но местами она поражает нацело отдельные зерна нефелина с образованием макроскопически белых непрозрачных зерен или белых же непрозрачных корочек, покрывающих зерна нефелина, без резких границ между обоими минералами. Под микроскопом цеолит проявляется в форме пучковидного агрегата, с невысокими цветами интерференции;  $Ng = 1.490$ ,  $Np = 1.476$  и  $Ng - Np = 0.014$ ; минерал оптически двуосен и оптически положительен; минерал отнесен к натролиту. Несколько меньше распространен канкринит, проявляющийся в форме слюдообразных агрегатов, но с отрицательным рельефом и слабо вскипающий с соляной кислотой. Анальцит — в небольшом количестве, в виде изотропных зерен прихотливых очертаний, с отрицательным рельефом. Местами отмечается заметная кальцитизация зерен нефелина (табл. I, фиг. 2 и табл. II, фиг. 1).



Фиг. 2. Геологическая карта района нефелиновых пород горы Горячей (глазомерная съемка).

1 — тералиты; 2 — эссекитовые порфириты и берешиты; 3 — нефелиновые долериты и нефелиниты; 4 — фонолиты; 5 — натросениты; 6 — тешениты и эссекитовые диабазы; 7 — эссекиты; 8 — нефелиновые сениты; 9 — нефелиновые сениты; 10 — сайбариты.



Кое-где видна зонарная структура минерала с зонами, параллельными контурам кристалла. Нередко границы внутренних зон не параллельны наружным, извилисты, что, повидимому, обусловлено частичным растворением зерен по мере формирования зонарного кристалла (табл. II, фиг. 2).

Для химического анализа были тщательно отобраны и проверены под бинокулярной лупой мелкие зерна нефелина, предварительно раздробленного до размера 0.5 мм. Результаты анализа следующие (в %):<sup>1</sup>

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+H <sup>+</sup> °	H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup>	Сумма
45.92	Следы	34.69	1.33	0.59	2.96	10.19	1.98	1.41	0.98	100.05

Сравнение с составом обычных нефелинов показывает пониженное содержание Na<sub>2</sub>O, особенно бедность K<sub>2</sub>O, сравнительно высокое содержание CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, повидимому, вызвано наличием магнетита. Особенности состава обусловлены частично своеобразием химизма неизмененного нефелина, которое выражается пониженным содержанием K<sub>2</sub>O и вхождением Ca в кристаллическую решетку нефелина, где он изоморфно замещает Na, частично же вторичными процессами, например кальцитизацией и канкринитизацией нефелина, сопровождающимися овышением содержания CaO.

По составу описываемый нефелин близок измененному элеолиту из Норвегии (Doelter, 1917, 213).

В меньшем количестве в породе присутствует полевой шпат. Макроскопически он проявляется в форме тонких крупнотабличатых зерен с поперечником до 10 мм и беловато-серым цветом. Под микроскопом этот полевой шпат дает крупные, несколько вытянутые зерна, в той или иной мере ксеноморфные по отношению к нефелину, вызывающие резко выраженные бухточка разведания в последнем или же цементирующие его прямоугольные зерна. В некоторых случаях отмечается своеобразное прорастание щелочного полевого шпата альбитом в двух видах. В одном случае широкие вросстки альбита с неправильными, резко выраженными контурами располагаются по периферии зерен перпендикулярно длинным сторонам таблиц полевого шпата; в других же случаях вросстки альбита находятся только в центральных частях зерен полевого шпата, приурочиваясь к зонам некоторого дробления. Иногда в центральных частях зерен полевых шпатов наблюдается образование мирмекита в форме тончайших червеобразных вросстков кварца, различных лишь при сильных увеличениях (табл. III, фиг. 1). Довольно эффектен шахматный альбит (табл. III, фиг. 2). Судя по расположению и характеру вросстков альбита, пертитизация обусловлена процессами автометаморфизма.

Для химического анализа были взяты крупные зерна этого полевого шпата, измельчены и тщательно просмотрены под бинокулярной лупой. Результаты анализа (в %):

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	BaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Пот. при прое.	Сумма
66.09	19.52	1.73	0.45	0.61	0.14	сл.	2.89	7.38	0.28	0.84	99.93

<sup>1</sup> Все химические анализы, приведенные в данной работе, кроме анализов, заимствованных из литературных первоисточников, выполнены в химической лаборатории минералогического кабинета Томского государственного университета аналитиком А. В. Кривец.

По этому анализу состав полевого шпата выражается формулой  $\text{Or}_{20}\text{Ab}_{74}\text{An}_6$ . Минерал относится к анортотлазу, весьма близкому к альбиту, и схож с анортотлазом из таймырита (Куплетский, 1937, 226). Наличие  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в анортотлазе частично обусловлено входением ее в кристаллическую решетку анортотлаза путем замещения  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , частично механической подмесью мельчайших зернышек магнетита, от которых не удалось освободиться, несмотря на тщательность отбора пробы для анализа. Оптические свойства минерала таковы:  $2V = -54^\circ$ ,  $\text{Ng} = 1.529$  и  $\text{Np} = 1.522$ .

Помимо анортотлаза, под микроскопом устанавливается еще присутствие плагиоклаза, проявляющегося в виде длинных призматических зерен, слабо ксеноморфных по отношению к нефелину, с полисинтетической штриховкой. По оптическим свойствам плагиоклаз относится к олигоклазу № 20;  $\text{Ng} = 1.546$ ,  $\text{Np} = 1.539$  и  $\text{Ng} - \text{Np} = 0.007$ .

Темноцветный компонент находится большей частью в небольшом количестве и представлен пироксеном ряда диопсид-геденбергита с эгириновой частицей. Макроскопически он обладает глубоко черным цветом, с хорошо выраженной спайностью. Проявляется он изредка в виде столбчатых зерен небольшого размера, а чаще в форме цемента, нефелина и полевого шпата. На выветрелых поверхностях породы, где зерна нефелина дают глубокие западения, пироксен рельефно выделяется в виде зерен с очень прихотливыми дендритовидными контурами; размер таких зерен различен и иногда достигает 20 мм; в этих зернах обычны пойкилитовые включения ранее выкристаллизовавшихся минералов. Под микроскопом пироксен проявляется реже в виде хорошо ограненных столбчатых кристаллов, а чаще в виде лапчатых зерен, замещающих нефелин и полевой шпат. Особенно эффектно замещение анортотлаза, причем в некоторых случаях четко видно отложение пироксена вдоль трещинок спайности последнего, создающее подобие жилок пироксена в анортотлазе. Пироксен охотно оконтуривает ободком хорошо ограненные кристаллы нефелина. В шлифе пироксен имеет светлый зеленоватый цвет с нерезко выраженным плеохроизмом по  $\text{Ng}$  — желтовато-зеленым, по  $\text{Nm}$  — серовато-зеленым и по  $\text{Np}$  — зеленым;  $\text{Ng} = 1.725$ ,  $\text{Np} = 1.705$  и  $\text{Ng} - \text{Np} = 0.020$ ;  $2V = 60^\circ$ ; минерал оптически положительный;  $c\text{Ng} = 45^\circ$ . По этим данным пироксен должен быть отнесен к ряду диопсид-геденбергита.

Эгирин различается лишь в шлифе и проявляется или в форме мелких столбчатых зерен, иногда образующих тонкую сетку, наложившуюся на зерна лейкократовых минералов, или он каемкой оконтуривает зерна диопсида, или проникает во внутренние части последнего. Цвет минерала под микроскопом густозеленый с плеохроизмом по  $\text{Ng}$  — зеленовато-желтым,  $\text{Nm}$  — желтовато-зеленым и  $\text{Np}$  — густотравяно-зеленым, с высокими интерференционными цветами и  $c\text{Ng} = 7^\circ$ .

В очень небольшом количестве присутствуют амфиболы. Они выделились после пироксенов и обволакивают каемками последние или проникают по плоскостям их спайности, давая подобие графических срастаний. Под микроскопом устанавливаются две разновидности амфиболов. Первая разновидность представлена амфиболом темнобурого цвета с плеохроизмом по  $\text{Ng}$  — темнобурым, по  $\text{Np}$  — светлобурым и  $\text{Nm}$  — промежуточным; удлинение положительное,  $c\text{Ng} = 16^\circ$ ; по этим данным минерал может быть отнесен к обыкновенной или баркевикитовой роговой обманке. Вторая разновидность амфиболов представлена рибекитом. Она проявляется в форме удлиненных зерен или в форме обрастаний зерен магнетита или диопсида; плеохроизм по  $\text{Ng}$  — зеленовато-синий и по  $\text{Np}$  — темносиний;  $c\text{Ng} = 3-5^\circ$ .

Довольно обильны мелкие зерна апатита, различимые лишь под микроскопом и выделившиеся ранее других минералов породы, а потому включенные во всех ранее описанных минералах.

Присутствуют в небольших количествах изометричные зерна диаметром 0.2—0.8 мм бесцветного, чуть сероватого минерала, отороченного и прорезанного жилками бурых окислов железа; в нем довольно часта вкрапленность мелких зерен магнетита;  $N_g = 1.88$ ; цвета интерференции второго порядка. По этим данным минерал должен быть отнесен к фаялиту.

Довольно обильны мелкие зерна магнетита, имеющие включения зерен апатита и сами включенные часто в зерна эпидота. Часть зерен магнетита — продукт последующих отложений, пневматогенного генезиса, замещающих зерна эгирина.

Два химических анализа тералита приведены в табл.1 вместе с заимствованным у А. Н. Чуракова (1932, 90) анализом нефелинового сиенита с горы Горячей по р. Базыр, вероятно относящимся к тому же тералиту.

Таблица 1

## Химическая характеристика тералитов

Оксиды	Анализ А. Н. Чуракова		№ 2805-5		№ 2424-3	
	Вес. %	Мол. колич.	Вес. %	Мол. колич.	Вес. %	Мол. колич.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	47.48	791	47.54	792	49.47	824
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.51	6	0.39	5	0.40	5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	22.72	222	21.59	213	21.67	214
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7.01	44	3.04	19	3.49	22
FeO . . . . .	3.08	43	4.66	65	4.21	59
MnO . . . . .	0.26	4	0.37	5	0.32	4
MgO . . . . .	0.79	20	0.89	22	0.80	20
CaO . . . . .	4.51	80	3.87	70	3.68	65
Na <sub>2</sub> O . . . . .	10.00	161	11.92	192	11.50	185
K <sub>2</sub> O . . . . .	2.32	25	1.72	18	1.56	17
BaO . . . . .					0.12	1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .			2.15	15	1.42	10
CO <sub>2</sub> . . . . .			0.08		0.10	
Cl . . . . .			0.00		0.00	
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	1.13		1.16		0.72	
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	0.15		0.66		0.70	
Сумма . . . . .	99.96		100.04		100.19	

## Пересчет по А. Н. Заварицкому

a . . . . .	26.5		29.65		28.32
b . . . . .	14.3		13.90		12.60
c . . . . .	2.6		0.20		0.90
v . . . . .	56.6		56.25		58.18

## Пересчет по Ниггли

si . . . . .	123		132		141
al . . . . .	34.6		35.2		36.5
fm . . . . .	24.1		18.4		18.0
c . . . . .	12.4		11.6		11.1
alk . . . . .	28.9		34.8		34.4

По параметрам А. Н. Заварицкого первая порода близка к ийолиту; порода № 2805-5 близка к науайту и лейцитовым экструзивам; наконец, порода № 2424-3 близка по химическому составу к нефелиновым сиенитам (Заварицкий, 1933, 87, 105, 106). Для химического состава пород харак-

терно низкое содержание  $\text{SiO}_2$ , при высоком содержании щелочей с резким преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ , что обусловлено преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  в нефелинах. Высокое содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  объясняется повышенным содержанием нефелина в породе. Высокое содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  объясняется наличием магнетита, а также эгириновой частицы.

Минералогический состав породы, подсчитанный на пупинтеграторе: нефелин 54.5%; анортотлаз и плагиотлаз 33.5%, диопсид 6%, апатит 0.2%, фаялит 0.2%, магнетит 4.5%.

По минералогическому составу, согласно классификации Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, породы могут быть отнесены к семейству тералитов, но с некоторым отклонением в сторону нефелиновых монцититов или эссекситов.

По новой химико-минералогической классификации В. Е. Трёгера, породы должны быть отнесены к семейству тералитов. К последнему семейству он относит породы, в которых фельдшпатиды составляют 1/10—9/10 от количества светлых компонентов, а отношение щелочных полевых шпатов к плагиотлазу от 8 : 1 до 1 : 1.17 (Tröger, 1935, 213). С другой стороны, породы близки по минералогическому и химическому составу к семейству эссекситов, к которому В. Е. Трёгер относит магматические породы, в которых фельдшпатиды составляют, как и в семействе тералитов, 1/10—9/10 от светлых компонентов, но отношение количества щелочных полевых шпатов к плагиотлазу находится в пределах от 1 : 1.17 до 0 : 1 (Tröger, 1935, 227). Все же в виду резкого преобладания в описанных породах щелочных полевых шпатов над плагиотлазами они отнесены к семейству тералитов. Близких аналогов по химическому и минералогическому составу нет в справочнике В. Е. Трёгера. Несколько приближается аллохетит, но в последнем более высокое содержание  $\text{K}_2\text{O}$  и значительные отличия в минералогическом составе (Tröger, 1935, 217). Генетически и по химическому составу породы родственны описываемым ниже берешитам из этого же района, отличающимся, однако, резким преобладанием среди полевых шпатов плагиотлазов над щелочными полевыми шпатами; на основании этого В. Е. Трёгер отнес их к семейству эссекситов. Следует отметить, что в крайних частях массива появляются разновидности пород с повышенным содержанием плагиотлазов, по своему минералогическому составу напоминающие берешиты.

**Вторая разновидность.** В крайних частях интрузива порода становится значительно более мелкозернистой с размером зерен, спускающимся до 1—5 мм в поперечнике, обогащается полевым шпатом и темноцветным компонентом. Полоса этих пород шириной до 100—150 м оконтуривает северный и часть юго-западного контакта. Кроме того, она проявляется в форме небольших штокообразных изолированных апофиз в северном контакте плутона, где она прорывает эффузивы нижнего девона. Это — вторая разновидность пород массива.

Макроскопически порода обладает серовато-белым цветом и состоит из нефелина красноватого цвета в виде прямоугольников со стороной 2—5 мм в количестве более 35% объема породы. Полевой шпат в виде сравнительно изометричных зерен размером 1—4 мм в поперечнике в количестве тоже около 35%. Темноцветный компонент представлен пироксеном черного цвета в виде несколько вытянутых, слабо ксеноморфных по отношению к двум предшествующим минералам зерен; форма его резко выступает на выветрелых поверхностях породы.

Микроскопическое изучение показывает, что порода нацело раскристаллизована и состоит из нефелина, полевого шпата, титанистого авгита, щелочного амфибола, апатита, фаялита, магнетита и продуктов изменения (табл. IV, фиг. 1).

Нефелин находится в виде хорошо ограненных прямоугольных зерен размером до 2 мм, иногда и больше. Нефелин сильно изменен, превращен



местами в пучковидный агрегат цеолита с желтыми цветами интерференции и канкринит. Изредка в нефелине имеются включения мелких зерен апатита.

Полевой шпат двух родов—плагноклаз и анортоклаз. Плагноклаз в форме длиннопризматических зерен с широкими двойниковыми пластинками; по углу угасания в симметричной зоне плагноклаз относится к андезину № 48; имеются зерна плагноклаза с грубой зонарностью; размер зерен плагноклаза 0.1—0.2 мм; они имеют включения зерен нефелина, апатита, диоксида и магнетита; по отношению к нефелину плагноклаз ксеноморфен. Анортоклаз входит в состав породы примерно в том же количестве, что и плагноклаз, и проявляется обычно в форме простых карлсбадских двойников, часто пертитизированных.

В заметном количестве в шлифе находятся довольно крупные зерна титанистого авгита с характерным фиолетовым цветом;  $N_g = 1.726$ ;  $N_p = 1.701$ ;  $N_g - N_p = 0.025$ ;  $cN_g = 54^\circ$ ;  $2V = +58^\circ$ ; плеохроизм по  $N_g$  — зеленовато-красноватый;  $N_m$  — красновато-фиолетовый и  $N_p$  — зеленоватый. Минерал близок по оптическим свойствам к авгиту и имеет незначительную примесь  $TiO_2$  (1.2%).

Зерна титанистого авгита пойкилитово прорастаются многочисленными призмочками плагноклаза. Зерна его нередко обрастаются каемками густозеленого, сильно плеохроичного эгирин-авгита, а иногда почти нацело замещаются последним. Изредка эгирин-авгит сечет жилками зерна плагноклаза или располагается в виде мелких столбчатых зерен вдоль плоскостей спайности плагноклаза или нефелина; есть самостоятельные зерна эгирин-авгита.

Амфибол обрастает каймой зерна эгирин-авгита или образует отдельные зерна. Плеохроизм его по  $N_g$  — темный зеленовато-синий,  $N_m$  — сине-зеленый и  $N_p$  — желтовато-серый; угол  $cN_g = 13^\circ$ . По оптическим свойствам минерал близок к арфведсониту.

В большем количестве, чем в описанном тералите, в породе присутствует фаялит в виде довольно крупных изометричных зерен. Довольно много в породе длиннопризматических зерен апатита и магнетита.

Минералогический состав породы, подсчитанный на пуинтеграторе, таков: нефелин 37.2%, цеолит (за счет нефелина) 18.0%, эгирин-авгит 7%, титанистый авгит 8.7%, щелочной амфибол 0.2%, анортоклаз 13%, плагноклаз 12.2%. По минералогическому составу, согласно классификации В. Е. Трёгера, порода может быть отнесена, так же как и предшествующая, к семейству тералитов, отличаясь более высоким содержанием плагноклаза, большей основностью последнего, наличием титанистого авгита, заметным содержанием эгирин-авгита и более высоким содержанием фаялита. Химический состав приведен в табл. 2.

В составе породы отмечается присутствие хлора, что, повидимому, обусловлено наличием содалита в качестве продукта изменения нефелина, который при микроскопическом изучении принимался нами за анальцит. Несмотря на наличие в породе титанистого авгита, содержание в ней  $TiO_2$  того же порядка, что и в предшествующей породе, не содержащей титан-авгита. В основном химический состав породы весьма сходен с таковым описанного выше тералита; близки и параметры по Ниггли и А. Н. Заваричскому.

Третья разновидность пород массива вскрывается в его верхушке, в вершине горы Горячей. Она несколько сходна с предшествующей разновидностью, но более богата темноцветными компонентами, а из полевых шпатов присутствует только андезин. Макроскопически порода имеет серовато-белый цвет и состоит из изометричных зерен белого полевого шпата с размером их 1—2 мм; в несколько большем количестве присутствует нефелин в виде зерен размером 1—2 мм и редко до 5—6 мм;

Таблица 2

## Химическая характеристика второй разновидности тералита

Обвалы	Вес. %	Мол. колич.	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	47.45	791	Пересчет по А. Н. Заварицкому: a = 29.20 b = 12.96 c = 0.86 s = 56.98
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.40	5	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	21.89	216	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3.89	25	
FeO . . . . .	4.09	57	
MnO . . . . .	0.27	4	Пересчет по Нинггли: si = 134 al = 36.5 fm = 17.9 c = 11.1 alk = 34.5
MgO . . . . .	0.81	20	
CaO . . . . .	8.71	66	
Na <sub>2</sub> O . . . . .	10.96	177	
K <sub>2</sub> O . . . . .	2.51	27	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	1.07	8	
CO <sub>2</sub> . . . . .	0.26	6	
Cl . . . . .	0.01		
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	1.45		
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	1.33		
Сумма . . . . .	100.10		

в меньшем количестве находится черный пироксен в виде округлых зерен с поперечником 1—2 и до 8 мм. Под микроскопом порода полнокристаллическая; она состоит из нефелина, полевого шпата, титанистого авгита, апатита, магнетита и продуктов изменения. Структура породы габбровая. Нефелин представлен большей частью в виде хорошо ограненных прямоугольников и реже шестиугольников; характерно почти полное отсутствие в нем включений других магматических минералов породы. Зерна нефелина большей частью свежи, но кое-где видно образование за его счет канкринита или пучковидного агрегата натролита.

Полевой шпат — плагиоклаз в виде несколько удлинненных зерен с хорошо выраженной двойниковой штриховкой. Измерениями на федоровском столике определен андезин № 37; Ng = 1.557 и Np = 1.550. Плагиоклаз выкристаллизовался позже нефелина, так как включает и разъедает его зерна.

Титанистый авгит образует ксеноморфные зерна, бесцветные с фиолетовым оттенком. В них довольно обильны включения нефелина, полевого шпата и апатита. Имеется небольшое количество изометричных зерен фаялита.

В породе заметное количество мелких неправильных зерен магнетита, отлагавшихся на всех предшествующих минералах и выделившихся после них. Количественный минералогический состав породы, подсчитанный на пушинтеграторе: нефелин 40%, плагиоклаз 30%, титанистый авгит 25%, примеси 5%.

По классификации В. Е. Трёгера, порода должна быть отнесена к семейству эссекитов. По химическому и минералогическому составу порода близка к нефелиновому габбро.

Четвертая разновидность пород массива встречена в поле развития предшествующей разновидности на площади около 1 м<sup>2</sup> в виде россыпи глыб. Порода имеет черно-зеленый цвет и порфирированную структуру. Основная масса породы черно-зеленого цвета, мелкозерниста и состоит из мелких зерен черно-зеленого пироксена, несколько более крупных зерен сероватого, чуть прозрачного нефелина и редких выделений нефелина и плагиоклаза в виде зерен размером 2—4 мм и реже более крупных; редки

выделения более крупных зерен пироксена размером  $4 \times 7$  и до  $10 \times 15$  мм. У контакта с нефелиновым габбро порода становится более крупнозернистой и одновременно обогащается темноцветным компонентом; у самого спая с нефелиновым габбро образуется узкая каемка почти чистого пироксена с зернами размером до 7 мм в поперечнике, а местами и до 12 мм; для них характерны пойкилитовые вросстки нефелина и магнетита.

Под микроскопом порода обладает порфировой структурой. Вкрапленники представлены обильными зернами нефелина и более редкими полевого шпата. Нефелин в виде хорошо ограненных прямоугольников и шестигульников со стороной до 4 мм; характерно отсутствие в нем включений других минералов, что говорит о более раннем выделении нефелина по сравнению с другими минералами. Зерна нефелина часто в той или иной мере изменены с новообразованием натролита, а главным образом анальцима, изотропного с отрицательным рельефом; по весьма прихотливым контурам замещающего нефелин.

Полевой шпат вкрапленников представлен плагиоклазом двух разновидностей. Первая в шлифе имеет прямоугольное сечение, с двойниковой штриховкой по двум законам; по углу угасания в симметричных сечениях плагиоклаз должен быть отнесен к андезину № 45. Вторая разновидность плагиоклазов имеет сечения в виде узких, длинных призм длиной до 3 мм с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками; по углу угасания плагиоклаз должен быть отнесен к олигоклазу № 16. В зернах полевого шпата обычны включения нефелина и апатита.

Основная масса породы сложена существенно диопсидом того же типа, который описан выше в тералитах. Диопсид в виде мелких удлиненных зерен длиной 0.1—0.3 мм светлозеленого цвета, слабо плеохроирует. Помимо диопсида в основной массе имеется плагиоклаз и нефелин, причем последний почти нацело превращен в анальцим, по которому в свою очередь образуются редкие иголки цеолита.

По структуре и составу порода может быть отнесена к нефелиновым порфиритам из семейства эссекитов по классификации В. Е. Трёгера. Она весьма сходна с описываемыми ниже берешитами, залегающими в виде мощных силлов среди эффузивов нижнего девона по р. Берешу. Можно полагать, что эта порода образовалась за счет исходной магмы тералитов.

**Пятая разновидность.** Иной характер имеет порода ясно выраженной порфировой структуры, вскрывающаяся в северо-восточной части контакта интрузива, в верхове ключика, впадающего справа в р. Базыр. Ее основная масса имеет буроватый цвет от бурого нефелина и состоит из нефелина, сероватого полевого шпата и зеленовато-черного пироксена. В виде выделений — нефелин с размером прямоугольников до 8 мм. Многочисленны крупные табличатые выделения сероватого аноклаза с длиной призм его до 40 мм. Под микроскопом порода обладает гипидиоморфнозернистой структурой и состоит из нефелина, полевого шпата, диопсида, эгирина-авгита, щелочного амфибола, фаялита, апатита и магнетита. Характер и соотношение минералов те же, что и в предшествующих породах. По своему составу она близка к первой разновидности пород массива, т. е. к тералиту.

**Шестая разновидность** пород массива по внешнему виду несколько схожа с предшествующей разновидностью, но без резко выраженной порфировой структуры. Она вскрывается в виде небольшого пятна среди эффузивов нижнего девона в 200 м к востоку от выходов предшествующей разновидности пород, следовательно, примерно в том же расстоянии от контакта интрузива. Возможно, что она залегает в форме дайки. Порода имеет коричневато-бурый цвет, мелкозерниста, с довольно многочисленными миндалинами, выполненными черным, очень мягким минералом с черновато-бурой чертой, напоминающим по своим свойствам вад; вероятно, он полу-

чился за счет разрушения какого-то марганецсодержащего минерала, например пизолита, который встречается в нефелиновых породах Хибин, Гренландии и других мест.

Под микроскопом порода имеет гипидиоморфнозернистую структуру и состоит из нефелина, полевого шпата, эгирин-авгита и щелочного амфибола. Нефелин проявляется исключительно в форме хорошо ограненных зерен-прямоугольников со стороной около 0.15 мм и редко до 1.5 мм, почти всегда подвергшихся сильной шпуреуштейнизации. Количество нефелина в породе около 65%. Щелочной полевой шпат находится в виде длинных призм и в очень небольшом количестве. Эгирин-авгит — в виде столбчатых зерен густозеленого цвета в количестве около 20%. В небольшом количестве присутствуют зерна зеленовато-синего щелочного амфибола. Сравнительно много зерен магнетита, наложенных на все предшествующие минералы. По минералогическому составу порода близка к ийолитам. По составу и структуре порода напоминает описываемые ниже нефелиниты.

Седьмая разновидность пород интрузива весьма своеобразна. Она вскрывается в юго-восточном контакте интрузива, почти в самой вершине горы Горячей. Здесь она непосредственно контактирует с эффузивами нижнего девона. Нефелиновая порода имеет серовато-черный цвет и резко выраженную флюидальную текстуру. Состоит она из чередующихся очень тонких параллельных полосок в доли миллиметра и до 2 мм толщиной черного и беловатого или красноватого цветов, без различных зерен минералов. В эту темную тонкополосчатую массу включены параллельно полосчатости многочисленные линзочки мелкозернистого розового нефелина с размером линзочек длиной 5—30 мм при толщине 1—5 мм. Интересно, что у самого спая с эффузивами девона флюидальная текстура исчезает, и порода приобретает порфировую структуру с серо-черной тонкозернистой основной массой и округлыми или несовершенными ограниченными вкрапленниками красного нефелина с поперечником их в 5—10 мм; она напоминает описанную выше четвертую разновидность нефелиновых пород.

Местами у самого спая с эффузивами исчезают в породе и выделения нефелина; порода становится плотной, литоидной, с раковистым изломом, кое-где с различными очень мелкими блестками минералов и по наружному виду сходной с включающими основными эффузивами девона. Но под микроскопом по составу и структуре она резко отличается от последних.

Описываемая порода под микроскопом обладает флюидальной текстурой (табл. IV, фиг. 2) и состоит из чередующихся темных и светлых полосок. Структура породы напоминает гранобластическую метаморфических пород. Светлые полосы сложены почти исключительно нефелином в виде изометричных зерен с поперечником 0.03—0.14 мм. В значительно меньшем количестве находится полевой шпат. Он бывает в виде таких же, как нефелин, изометричных мелких зерен и отличается от него по наличию полисинтетических двойников; но чаще он проявляется в виде более крупных зерен с размером их до 1.3—2.5 мм, с хорошо выраженной пойкилитовой структурой, обусловленной вростками зерен нефелина и других минералов. Темные полосы сложены той же тонкой мозаикой нефелина с редким полевым шпатом, но в них находится в большом, а иногда и в преобладающем количестве светлозеленоватый диоксид; последний имеет вид мелких изометричных зерен с поперечником 0.08—0.1 мм и редко до 1.2—1.8 мм. В породе много апатита и магнетита. Ее химический состав дан в табл. 3.

В составе породы присутствуют  $\text{CO}_2$  и  $\text{Cl}$ , обусловленные наличием канкринита и содалита — продуктов изменения нефелина. По сравнению с предшествующими породами отмечается повышенное содержание  $\text{CaO}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  при пониженном содержании  $\text{SiO}_2$  и щелочей.

По химическому составу порода близка к среднему составу ийолитов, приведенному у Розенбуша (1934, 211). По параметрам химического состава,



Таблица 3

## Химическая характеристика седьмой разновидности тералита

Оксиды	Вес. %	Мол. кол-во.	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	44.96	749	Пересчет по А. Н. Заварицкому: a = 24.29 b = 17.64 c = 3.40 s = 54.66  Пересчет по Ниггли: si = 122 al = 34.8 fm = 19.7 c = 18.3 alk = 27.2
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.58	7	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	21.85	215	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8.93	56	
FeO . . . . .	2.24	31	
MnO . . . . .	0.43	6	
MgO . . . . .	1.17	29	
CaO . . . . .	6.32	113	
Na <sub>2</sub> O . . . . .	9.62	155	
K <sub>2</sub> O . . . . .	1.20	13	
BaO . . . . .	—	—	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	1.92	13	
CO <sub>2</sub> . . . . .	0.12	2	
Cl . . . . .	0.07	2	
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	0.39	—	
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	0.62	—	
Сумма . . . . .	100.42		

вычисленным по А. Н. Заварицкому, порода близка лейкократовым тералитам и ийолитам (1933, 92).

По классификации В. Е. Трёгера порода может быть отнесена к семейству тералитов или эссекситов и наиболее близка по химическому и минералогическому составу к описываемым ниже берешитам (Tröger, 1935, 237).

Структура описываемой породы обусловлена особенностями магмы, богатством ее веществом нефелина и скоростью охлаждения. В результате быстрого охлаждения выкристаллизовались сравнительно крупные, рассеянные в массе магмы фенокристы нефелина и затем уже остальная мелкозернистая масса, отчего получилась порфировидная порода у самого спая с эффузивом нижнего девона. В это же время несколько дальше от контакта магма была еще жидка, но вязка и содержала выделившиеся крупные кристаллы нефелина и частично минералы основной массы. Происходило движение этой вязкой магмы, в результате чего получилась флюидальная текстура, а фенокристы нефелина при таких движениях разбились на агрегат мелких зерен, дав линзовидные скопления чистого нефелина с гранобластической структурой.

Восьмая разновидность пород массива вскрывается в его восточном контакте. Обычно у самого спая с эффузивами породы интрузива представлены второй разновидностью тералитов — среднезернистой, несколько обогащенной темноцветными компонентами, плагиоклазом, титанистым авгитом и др. Но местами в некотором удалении от контакта и даже непосредственно в контакте вскрываются ярко выраженные порфировые породы с мелкозернистой серовато-черной основной массой и выделениями красноватого нефелина в виде округлых зерен с поперечником до 1 см и таблиц серовато-белого анортклаза, с поперечником их до 2 см, при толщине до 5 мм в виде карлсбадских двойников. Под микроскопом выделения нефелина имеют или прямоугольную огранку или неправильные контуры и лишены включений других минералов. Нефелин в той или иной мере изменен, будучи превращен в кальцит, натролит, анальцит и др. Основная масса сложена преимущественно щелочным полевым шпатом в виде узких мелких призмочек, очень часто с параллельным их расположением, в результате чего порода имеет структуру, сходную с трахитовой. В небольшом количестве в основной массе присутствуют прямоугольники

нефелина. Обилен в основной массе густозеленый эгирип-авгит, в виде мелких (до 1 мм) неправильных, нередко лапчатых зерен; иногда он отлагается вдоль неясных трещин, секущих породу, или в полевом шпате вдоль его границ, или по определенным кристаллографическим направлениям, давая подобие пегматитового сростания.

В небольшом количестве в шлифе присутствует синий амфибол. Довольно много зерен магнетита. По составу и структуре порода может быть отнесена к нефелиновым порфирам.

Интрузия сопровождается не частыми, но своеобразными жильными породами.

Первый тип жильных пород представлен коричневатой среднезернистой лейкократовой породой, состоящей почти исключительно из коричневатого полевого шпата. Под микроскопом порода сложена сильно выветрелым, тонко штрихованным плагиоклазом, судя по углу угасания олигоклазом в виде неправильных с сильно зазубренными контурами зерен. По составу порода может быть отнесена к олигоклазитам.

Второй тип жильных пород. В северо-восточном углу интрузива имеется небольшая россыпь плотной коричневато-желтой породы, пятнистой, без различных компонентов; под микроскопом она состоит из мелких индивидов плагиоклаза, часто сложенных в сферолиты. Судя по характеру россыпи, порода залегает в форме дайки.

Третий тип жильных пород представлен своеобразным либнеритовым порфиром. Макроскопически, это — зеленовато-серая или коричневатая порода порфировой структуры с плотной основной массой. Вкрапления представлены полевым шпатом и либнеритом. Полевой шпат выделений находится в значительном количестве в виде таблиц с хорошо ограниченными контурами и с поперечником их до 30 мм при толщине до 6 мм и почти всегда в виде хорошо выраженных двойников; цвет минерала густой красновато-бурый. Либнерит выделений находится в заметном количестве в виде хорошо ограниченных длинных шестиугольных призм; сторона шестиугольника оснований призм достигает 5—6 мм, при высоте, превышающей 15—20 мм. Минерал непрозрачен, имеет фиштакково-зеленый цвет, твердость — 3; он очень легко препарируется из породы (табл. V, фиг. 1).

Под микроскопом порода обладает бурой основной массой, весьма измененной, с новообразованием кальцита, бурых окислов железа и цеолитов; в результате этого первичный состав и структура основной массы породы почти не устанавливаются; лишь кое-где видны узкие и длинные призмы полевого шпата и мелкие прямоугольники нацело измененного минерала, вероятно нефелина. Полевой шпат выделений сильно изменен и проявляется в виде тонко двойникованных призм; по углу угасания он должен быть отнесен к олигоклазу. Минерал забит бурыми окислами железа, придающими ему бурую окраску.

Либнерит представляет собой продукт изменения нефелина — псевдоморфозу слюды по нефелину, образованную вероятно в связи с процессами автометаморфизма. Под микроскопом минерал состоит из лучистого агрегата слюды. В изотропном сечении  $Nm = 1.578 (\pm 0.002)$ ,  $Ng - Np = 0.010$ . Минерал по своему виду совершенно схож с либнеритом из полевошпатового порфира Предаццо, судя по образцу, имеющемуся в Минералогическом музее Томского государственного университета. По физическим и оптическим свойствам он также является аналогом либнерита.

Химический анализ тоже показал, что минерал схож с либнеритом, отличаясь от обычного состава последнего резким преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$ , что обусловлено особенностями химического состава исходного нефелина, в котором также отмечается то же резкое преобладание  $Na_2O$  над  $K_2O$  (Doelter, 1918).

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+110°	H <sub>2</sub> O-110°	Сумма
45.40	32.35	4.98	1.04	1.54	7.13	3.05	3.99	1.05	100.53

Помимо указанных выделений полевого шпата и либнерита, имеются еще немногочисленные зерна минерала, почти нацело превращенного в бурый железняк, лишь местами с пятнами халцедона; первичную природу минерала установить не удалось. Имеются еще зерна апатита и магнетита.

Четвертый тип жильных пород представлен нефелиновым порфиром. Макроскопически порода обладает серовато-черным цветом. Основная масса ее скрытозерниста, а выделения состоят из нефелина розовато-белого цвета в виде прямоугольников со стороной 0.5—6.0 мм. Под микроскопом основная масса породы нацело раскристаллизована и сложена очень мелкими зернами нефелина, примерно в равных количествах прямоугольными зернами полевого шпата и мелкими изометричными зернами густозеленого эгирип-авгита. Нефелин выделений — в виде прямоугольников, нацело превращен в цеолит.

На юго-западном склоне горы Горячей вблизи контакта с тералитом вскрывается темносерая нацело раскристаллизованная порода, в одних местах тонкозернистая, в других среднезернистая. Залегание ее не ясно. Возможно, что она залегает в форме дайки. Однако не исключена возможность и того, что порода залегает в форме силла, прорываемого тералитом. За это говорит наличие в породе биотита, который, судя по его свойствам, имеет контактовое происхождение. Макроскопически в породе устанавливается черный призматический пироксен, сероватый плагиоклаз и листочки биотита. В шлифе порода обладает офитовой структурой и сложена плагиоклазом, пироксеном, оливином, фаялитом, биотитом и магнетитом. Плагиоклаз — лабрадор № 58 в виде длинных призм. Ксеноморфные зерна пироксена (титанистого авгита) пойкилитово прорастаются плагиоклазом. Оливин в виде округлых зерен с поперечником 0.03—0.4 мм; зерна его достаточно свежи. Биотит в виде темнобурых лоскутообразных листочков, отлагающихся по периферии зерен оливина, титанистого авгита или магнетита. Фаялит образует округлые зерна и схож с таковым из описанных выше тералитов и других пород. По составу и структуре порода близка описываемому ниже нефелиновому долериту из района Печищенского медного месторождения и дер. Треугольник, отличаясь отсутствием нефелина.

В западном контакте интрузива среди эффузивов нижнего девона канавой вскрыта жила мощностью 0.35 м чистого кристаллического кальцита желтоватого цвета.

## 2. Эссекитовые порфириты и берешиты

Эти породы довольно широко развиты в левобережье р. Береш, по Ничкурюпу, по р. Изынжул (правому притоку р. Базыр), в горе Горячей и в ряде других мест. Залегают они в форме силлов и даек среди эффузивов нижнего девона.

Берешиты образуют мощный силл в левобережье р. Береш на пространстве от р. Береш выше впадения р. Ничкурюп и далее к северу вдоль р. Береш до параллели дер. Ленёвой, на протяжении 12 км по простирацию, притом, по имеющимся наблюдениям, без перерыва (фиг. 12). Силл хорошо вскрывается вкрест простираания рядом левых притоков р. Береш: ключами Верхним и Нижним Еловыми, рч. Андриюшкиной и др. Мощность

сила сравнительно выдержанная, в пределах 20 м, по местами (например по рч. Андриюшкиной) имеются раздувы до 100—160 м. По ключу Н. Еловому имеется два таких силла, один из них мощностью 30 м и другой 5 м, разделенные эффузивами нижнего девона мощностью около 35 м. Состав и сложение пород силла на всем значительном протяжении по простиранию, а также по мощности силла достаточно устойчивы. Они устойчивы и по падению, что хорошо видно по рч. Андриюшкиной и кл. Н. Еловому, вскрывающим залежь по падению на протяжении соответственно 250 и 350 м.

Детальная характеристика одного образца породы с рч. Андриюшкиной дана О. Эрдманнсдёрфером, который за оригинальный состав дал ей название берешита (Erdmannsdörfer, 1928); А. Н. Чураковым в его сводной работе порода названа нефелиновым порфиром (1932, 90).

Макроскопически порода обладает ярко выраженной порфировой структурой с обильными выделениями нефелина в виде прямоугольников и реже шестиугольников со стороной их до 10—25 см. Редки более мелкие выделения черного пироксена и плагноклаза. Вследствие легкости разрушения вкрапленники нефелина образуют западения на выветрелых поверхностях и прикрыты белой морщинистой корочкой продуктов выветривания; в свежих же изломах нефелин вкрапленников имеет маслянистый блеск и серовато-белый или красноватый цвет. Основная масса породы серовато-черного цвета, очень тонкозерниста и местами почти плотная (табл. V, фиг. 2). Значительно реже основная масса — яснозернистая, буровато-серого цвета, с хорошо различимыми прямоугольниками нефелина, редкими призмами плагноклаза и черного пироксена; не часты миндалевидные полости, выполненные кальцитом. По О. Эрдманнсдёрферу, порода характеризуется следующими чертами. Отношение выделений нефелина к основной массе по объему равняется 2 : 3. Пироксен выделений имеет угол  $\epsilon_{Ng} = 42^\circ$ ,  $2V = 70^\circ$ ; плеохроизм по Ng — светлый буровато-зеленый, по Np — светлый зеленовато-серый; химический состав его выражается формулой:

CaMg (Si, Ti) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> . . . . .	46.2%
Ca (Fe, Mn) (Si, Ti) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> . . . . .	46.1%
Na Fe Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> . . . . .	7.7%

т. е. минерал относится к ряду диопсид-геденбергита с содержанием эгириновой частицы. Пироксен основной массы имеет несколько более зеленый цвет и, следовательно, должен быть более богат эгириновой частицей. Полевой шпат выделений и основной массы породы представлен андезитом № 40. В основной массе имеются зерна минерала, нацело измененного в тонкочешуйчатый агрегат бурой слюды; вероятно это — оливин, судя по форме зерен. В небольшом количестве в основной массе имеется калиевый полевой шпат в виде лейст. Нефелин имеется и в основной массе, но здесь он является ксеноморфным по отношению к вышеперечисленным минералам. Обычны анальцим и цеолиты, замещающие нефелин.

Количественный минералогический состав пород, вычисленный О. Эрдманнсдёрфером на основании химического состава, таков: андезит (№ 40) 25.4%, ортоклаз 15.4%, нефелин 26%, анальцим 17.8%, пироксен 8.9%, руда 6.9%. Здесь дано повышенное содержание ортоклаза, так как все содержание K<sub>2</sub>O связывается с ортоклазом, в то время как в действительности значительная часть K<sub>2</sub>O входит в виде изоморфной подмеси в нефелин.

Микроскопическое изучение породы из разных участков силла показывает, что она имеет различную основную массу. В одних случаях она бурая, стекловатая, с немногочисленными длинными микролитами плагноклаза; в основной массе обильны миндалины то округлые, то сплюснутые, выполненные чередующимися полосками халцедона, окислов железа и кальцита; заметным развитием пользуется зеленый хлорит с высокими интерференционными цветами; такой характер основной массы порода имеет у кон-



тактов со включающими эффузивами (ключ Н. Еловый). Большой же частью основная масса породы нацело раскристаллизована и мелкозерниста.

Наш просмотр шлифов породы показал, что большая часть зерен выделений нефелина сильно изменена. Это изменение заключается в пелитизации, в результате чего зерна его становятся сероватыми, мутными, слабопрозрачными и в них слабо выступает зонарная структура минерала. Наиболее характерным является превращение нефелина в пучковидный агрегат натролита. Более молодым процессом изменения нефелина является его канкринитизация с новообразованием шестоватого слюдообразного агрегата. Еще более юным процессом является образование анальцима, разъедающего как натролит, так и канкринит; при этом в ряде случаев анальцим отлагается не только за счет нефелина, но и за счет полевого шпата, и в ряде случаев обилен.

Материал для химического анализа нефелина из берешита был тщательно отобран и просмотрен под бинокулярной лупой. Химический анализ дал (в %):

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+110°	H <sub>2</sub> O-110°	Сумма
44.00	34.51	1.29	0.63	2.44	0.16	10.88	3.15	2.11	1.20	100.37

Состав этого нефелина близок к составу нефелина из описанного выше тералита, отличаясь несколько более высоким содержанием K<sub>2</sub>O, но все же более низким, чем для большинства нефелинов из других мест.

Химический состав образцов берешита с рч. Андриюшкиной приведен у О. Эрммансдёрфера (Erdmannsdörfer, 1928), А. Н. Чуракова (1932, 90) и Б. М. Куплетского (1937, 185). Помимо этого, химический анализ берешита с рч. Андриюшкиной выполнен в 1939 г. в химической лаборатории Минералогического кабинета Томского государственного университета (табл. 4).

По мнению О. Эрммансдёрфера, порода в химическом отношении помещается между трахиандезитами и средним составом уртитовой магмы. Она может считаться родственной суссекситу из Rennikvaaga в Финляндии, имеющему следующий состав: нефелин 60%, эгирин-авгит 22%, санидин 14%, биотит и катафорит 2%, титанит, апатит и руда 2%. Она близка и к алохетиту из Le Selle See, а также к богатому натром нефелиновому мондониту из Berandra на Мадагаскаре (Erdmannsdörfer, 1928).

По химическим параметрам А. Н. Заварицкого порода близка к меланократовому нефелиновому сиениту (1933, 108). В. Е. Трёгером порода согласно минералогическому составу отнесена к семейству эссекситов (Tröger, 1935, 235).

По ключу Н. Еловому нами вскрыт канавами силл берешита, простирающийся СЗ 310 с падением СВ под углом 20°. В лежащем боку залежи берешита находится эффузив нижнего девона фиолетово-серого цвета. Макроскопически он представляет породу с плотной основной массой и с мелкими выделениями плагиоклаза; на поверхности породы часты блестящие плоскости спайности кальцита, пропитывающего большими зернами пористый эффузив; при выщелачивании кальцита обнаруживается пористое строение породы. Под микроскопом обладает пилотакситовой основной массой, состоящей из длинных, грубо параллельно расположенных микролитов плагиоклаза и небольшого количества стекла. В других случаях основная масса более богата стеклом, гналопилитовая с беспорядочно разбросанными в стекле длинными микролитами плагиоклаза; в ней довольно часты мелкие, широкопризматические выделения андезина; иногда выде-

Таблица 4

Химическая характеристика берешита

Оксиды	Нефелиновый порфир (по А. П. Чуракову)		Берешит (по О. Эрд-мансдёрферу)		Берешит (анализ 1939 г.)	
	Вес. %	Мол. колич.	Вес. %	Мол. колич.	Вес. %	Мол. колич.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	45.79	763	47.25	787	45.36	756
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.56	7	0.56	7	0.52	6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	22.19	217	23.60	232	20.52	201
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5.76	36	4.79	30	6.21	39
FeO . . . . .	4.57	64	3.28	46	3.92	54
MnO . . . . .	0.37	5	0.20	3	0.77	11
MgO . . . . .	0.97	24	0.80	20	1.50	37
CaO . . . . .	4.35	78	4.30	77	5.15	92
Na <sub>2</sub> O . . . . .	8.89	143	8.94	144	8.74	141
K <sub>2</sub> O . . . . .	1.95	21	2.60	28	1.89	20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .					0.31	2
BaO . . . . .					0.33	2
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	4.16		3.63		3.28	—
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	0.39		0.55		1.60	—
Сумма . . . . .	99.95		100.56		100.10	

Пересчет по А. Н. Заварицкому

a . . . . .	24.4	25.6	23.7
b . . . . .	14.2	10.9	17.1
c . . . . .	4.0	4.5	3.0
s . . . . .	57.4	59.0	56.2

Пересчет по Ниггли

si . . . . .	122	129	114
al . . . . .	34.8	38.0	31.7
fm . . . . .	26.4	21.2	28.4
c . . . . .	12.5	12.6	14.5
alk . . . . .	26.3	28.2	25.4

ления плагиноклаза имеют форму квадратов с почти прямым угасанием и очень напоминают нефелин. Довольно много мелких изометричных рудных частиц. По составу и структуре порода должна быть отнесена к порфиритам.

На порфирите лежит берешит в виде силла мощностью 30 мм. У спая с порфиритом берешит на протяжении 1—1.5 м по мощности представлен миндалекаменной разновидностью с многочисленными мелкими миндалинами, выполненными, главным образом, кальцитом и синеваато-зеленым хлоритом; в некоторых случаях размер миндалин увеличивается до 2—3 см. Основная масса породы плотная, имеет зеленоваато-черный цвет и напоминает по внешнему виду порфирит лежачего бока. Под микроскопом основная масса этой разновидности стекловата с немногочисленными игольчатыми микролитами полевого шпата. Выделения нефелина мелкие, со стороной 2—7 мм, но многочисленны.

Выше по мощности силла — массивный берешит, лишь изредка с мелкими миндалинами; его мощность около 9 м. Основная масса у него сероваато-черная, кажется совершенно не раскристаллизованной; в ней обильны крупные прямоугольные и реже шестиугольные выделения нефелина. Под

микроскопом основная масса породы иногда стекловатая, но большей частью раскристаллизована и состоит из длинных призм плагиоклаза № 54 и обильных округлых зерен зеленоватого диопсида. В основной массе обычно новообразование яркозеленого хлорита с высокими интерференционными цветами; за счет разедания и замещения хлоритом основной массы нередко образуется подобие мидаллин, иногда крайне прихотливой формы, выполненных по периферии хлоритом, далее внутрь полости халцедоном; наконец, внутренняя часть полости иногда бывает выполнена кальцитом.

Выше по разрезу силла — линзообразное скопление в берешите своеобразных образований мощностью около 2 м. Внизу эти образования представлены пегматитовидным среднезернистым (с размером зерен 2—7 мм) розоватым полевым шпатом с отдельными пятнами белого пренита, а также подобием мидаллин, выполненных белым крупнокристаллическим кальцитом. Под микроскопом эти образования сложены из крупных изометричных с зазубренными краями зерен полевого шпата — микроклина без различной микроклиновой решетки;  $N_g = 1.528$ ,  $N_p = 1.521$  и  $2V = 83^\circ$ ; пренит в виде шестоватых или пучковидных агрегатов ( $N_g = 1.645$  и  $N_p = 1.618$ ) замещает полево́й шпат, причем довольно охотно замещение проходит вдоль плоскостей спайности полевого шпата, вследствие чего образуются своеобразные псевдографические структуры срастания, очень схожие с письменным гранитом. Мощность этих образований не менее 0.5 м.

Выше в этом линзообразном пегматитовидном теле — чистый белый или яблочно-зеленый пренит, нередко в виде почковидных скоплений с поперечником 1—3 см, с характерной радиально-шестоватой структурой в изломе и хорошо выраженной спайностью вдоль кристаллов. Наконец, вверху линзообразного тела залегает мелкозернистая порода розовато-красного цвета из полевого шпата, кальцита и темноцветного минерала. Под микроскопом она оказывается слабо порфи́ровидной. Ее основная масса сходна с раскристаллизованной основной массой берешитов. Выделения многочисленны и представлены нефелином и полевым шпатом, достаточно измененным и относящимся вероятно к аноктоклазу. Порода подверглась своеобразным изменениям. В полево́м шпате и нефелине отлагается в больших количествах содалит, причем его отложение происходило главным образом путем замещения вдоль плоскостей спайности, в результате чего получается красивое петельчатое или веретенновидное срастание этих минералов; после травления разведенной  $HNO_3$  хорошо выступает в содалите его спайность. Очень эффектно выступают эти срастания в поле шлифа при применении гипсовой пластинки. Довольно интенсивны пренитизация и кальцитизация породы.

Выше описанного линзообразного тела находится опять берешит мощностью 18 м. По внешнему виду он схож с берешитом нижней части силла, т. е. имеет плотную серовато-черную основную массу с редкими и мелкими мидаллинками, выполненными кальцитом, и обильные выделения крупных прямоугольников и шестиугольников розовато-белого нефелина, более редких и мелких зерен черного широксена и лейстовидных зерен плагиоклаза. Под микроскопом основная масса хорошо раскристаллизована. Только в верхнем контакте силла основная масса породы раскристаллизована плохо или нацело стекловата, представляя бурое стекло с редкими микролитами полевого шпата. Контакт со включающими эффузивами девона огненный и достаточно резкий.

Висячем боку залежи берешита находится туфобрекчия из обломков эффузивов средней основности с достаточным количеством стекла в их основной массе; мощность их 0.6 м.

Эссеки́товые порфи́риты залегают выше в том же разрезе согласно с включающими эффузивами девона. Мощность их пластовой залежи — несколько десятков метров. Макроскопически они представляют породы черновато-серого цвета с литоидной основной массой, кажущейся совершенно

не раскристаллизованной, с выделениями мелких прямоугольников розовато-белого нефелина со стороны их 1—3 мм и мелких изометричных зерен черного пироксена. Под микроскопом порода оказывается достаточно измененной. Ее основная масса состоит из мелких, неясно индивидуализированных и с зазубренными границами призмочек двойниковых зерен плагиоклаза, ближе не определяемого; в основной массе немного мелких прямоугольников нефелина и весьма обильных изометричных зернышек и призмочек темнозеленого эгирин-авгита. Нефелин выделений нацело изменен в агрегат натролита.

Близкий к этим эссекситовым порфиритам должен быть тералит, упоминаемый А. Н. Чураковым (1932, 90) из правобережья р. Ничкурюп, против ключа Подтаежного. Химический состав этой породы приведен в табл. 5.

Таблица 5

**Химическая характеристика эссекситовых порфиритов**

Оксиды	Эссекситовый порфирит		Тералит с р. Ничкурюп (по А. Н. Чуракову)		Оксиды	Эссекситовый порфирит		Тералит с р. Ничкурюп (по А. Н. Чуракову)					
	Вес. %	Мол. колич.	Вес. %	Мол. колич.		Вес. %	Мол. колич.	Вес. %	Мол. колич.				
SiO <sub>2</sub> . . . . .	47.37	789	45.50	758	Пересчет по А. Н. Заварицкому								
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.62	8	1.33	17									
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20.00	196	22.06	216									
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4.27	27	5.20	33									
FeO . . . . .	5.39	75	4.72	66									
MnO . . . . .	0.44	6	0.86	12									
MgO . . . . .	1.09	27	1.66	41									
CaO . . . . .	5.17	93	8.49	151									
Na <sub>2</sub> O . . . . .	7.89	127	7.33	118									
K <sub>2</sub> O . . . . .	2.15	23	1.88	20									
BaO . . . . .	Нер	—	—	—	Пересчет по Ниггли								
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	1.11	—	—	—									
Cl . . . . .	Следы	—	—	—									
CO <sub>2</sub> . . . . .	0.16	—	—	—									
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	3.09	—	0.95	—									
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	1.72	—	0.17	—									
Сумма . . . . .	100.47		100.15										
										а . . . . .	—	22.2	19.9
										б . . . . .	—	15.4	18.6
										с . . . . .	—	3.4	5.6
					г . . . . .	—	59.0	55.9					
					si . . . . .	—	131	110					
					al . . . . .	—	32.6	31.3					
					fm . . . . .	—	26.9	26.8					
					с . . . . .	—	15.5	21.9					
					alk . . . . .	—	25.0	20.0					

По классификации В. Е. Трёгера порода отнесена к семейству эссекситов и близка к берешитам, отличаясь более низким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и щелочей и более высоким MgO, CaO и FeO, что обусловлено несколько более низким содержанием нефелина и более высоким содержанием темноцветных компонентов. По параметрам А. Н. Заварицкого порода близка к нозекомбиту (1933, 99).

Под описанной залежью берешита по ключу Н. Еловому находится второй, параллельный ей силл берешита, того же состава, что и в главной залежи, но мощностью всего 5 м. Вниз по течению ключа Н. Елового, в нижнем конце выходов главной залежи, в ее всячем боку имеется крупный выход берешита, хорошо раскристаллизованного и богатого вкраплениями крупных кристаллов нефелина. Форма залегания этого интересного по содержанию нефелина берешита не выяснена.

Полно вскрывается залежь берешитов по рч. Андрюшкиной, левому притоку р. Береш, в 2 км от устья речки и далее вверх по ней на протяжении свыше 200 м вквост простирания. Картина залегания здесь та же, что и по ключу Н. Еловому; но мощность залежи значительна — до 160 м на правой стороне речки, а возможно и более.



Несколько отличными являются нефелиновые породы, вскрывающиеся в районе Печищенского медного рудника и по левому истоку ключа Хаиз к западу от с. Б. Парная. В первом пункте порода черно-серого цвета, раскристаллизована, с редкими выделениями изометричных зерен черного пироксена и еще более редких изометричных мелких квадратиков нефелина. Под микроскопом порода нацело раскристаллизована. Основная масса ее сложена лейстами сильно выветрившегося плагиоклаза. В выделениях много изометричных или столбчатых зерен пироксена бесцветного, иногда слабозонарного, с ядром слабозеленого цвета и ободками бесцветной разновидности; вероятно, пироксен относится к семейству диопсида. В виде мелких выделений имеются зерна какого-то темноцветного минерала, нацело перешедшего в хлорит. Имеется небольшое количество выделений и изометричных зерен грубозонарного андезина и крупных изъеденных выделений нефелина, почти нацело серицитизированного или перешедшего в анальцит.

По минералогическому составу порода может быть отнесена по классификации В. Е. Трёгера к нефелиновым порфиритам из семейства эссекситов.

### 3. Нефелиновые долериты

Массив нефелиновых долеритов обнаружен у Печищенского медного месторождения (фиг. 1, 3). Он вскрывается в левобережье р. Крайнее Печище в 0.5 км от рудничного поселка и слагает гору, высоко поднимающуюся над долиной реки, от ее вершины до самого подножья; по простиранию он прослеживается не менее чем на 2.5 км. Форма залегания тела не ясна. Возможно, что оно залегает в форме силла, имеющего мощность в несколько десятков метров. За это говорит полная раскристаллизация породы в наиболее мощной части тела. Однако в северо-западной части, где порода выклинивается, степень раскристаллизованности ее падает и появляются слабо миндалекаменные разновидности; повидимому, кристаллизация происходила очень далеко от земной поверхности. Макроскопически наиболее раскристаллизованная разновидность породы из мощной части массива весьма свежа, имеет порфировую структуру и состоит из серо-черной мелкокристаллической основной массы и обильных вкрапленников черного титанистого авгита с поперечником его зерен 1—4 мм, более мелких зерен оливина и довольно обильных зерен белого непрозрачного нефелина в виде прямоугольников со стороной 1—3 мм.

Под микроскопом основная масса обладает диабазовой структурой и состоит из лейст лабрадора № 52 и небольшого количества эгрин-авгита. В шлифе преобладают выделения титанистого авгита, оливина, нефелина и эгрин-авгита. Титанистый авгит в виде изометричных или хорошо ограненных кристаллов фиолетового цвета, часто с хорошо выраженным зонарным строением. Оливин в виде изометричных зерен, иногда переходит в идингсит. Нефелин проявляется довольно своеобразно: он имеет тенденцию к идиоморфной огранке, но почти всегда в нем имеется то или иное количество включений титанистого авгита и оливина. Особенно значительно количество включений в краевых частях зерен нефелина, в результате чего границы его зерен не резки. Нефелин кристаллизовался позже оливина и титанистого авгита. Этим порода отличается от берешитов и тералитов, в которых нефелин является наиболее древним образованием. Изредка встречаются зерна зеленовато-бурого сильно плеохронного биотита.

По химическому составу (табл. 6) порода близка к нефелиновому долериту (лаузиту) из Löbauer Berg от которого отличается несколько более высоким содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и низким  $\text{K}_2\text{O}$ , и к нефелиниту из Hochstraden в Штирии (Розенбуш, 1934, 434). По параметрам А. Н. Заварицкого порода близка к полевошпатовым ийолитам (1933, 105). По химическому составу

Таблица 6

## Химическая характеристика нефелинового долерита

Оксиды	Вес. %	Мол. кол-ч.	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	40.40	673	Пересчет по А. Н. Заварицкому:
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.60	8	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17.95	176	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5.06	32	
FeO . . . . .	6.99	97	
MnO . . . . .	0.17	2	a = 16.7
MgO . . . . .	6.23	155	b = 32.3
CaO . . . . .	11.40	203	c = 3.8
Na <sub>2</sub> O . . . . .	6.12	99	s = 47.2
K <sub>2</sub> O . . . . .	2.06	22	Пересчет по Ниггли:
H <sub>2</sub> O +110° . . . . .	1.90	—	
H <sub>2</sub> O -110° . . . . .	1.50	—	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.11	—	
Сумма . . . . .	100.49		
			si = 83
			al = 21.5
			fm = 38.9
			c = 24.8
			alk = 14.8

порода сходна с тамаритом из семейства тералитов В. Е. Трёгера (Tröger, 1935, 219); однако по наличию в породе среди полевых шпатов только основных плагиоклазов она должна быть отнесена, согласно классификации В. Е. Трёгера, к семейству эссекситов. В дальнейшем она именуется нефелиновым долеритом.

Примерно того же состава порода вскрывается в виде дайки, секущей эффузивы нижнего девона у дер. Треугольник.

Родственной является порода, обнажающаяся по правой стороне р. Ничкурюп в 5 км ниже ключа Подтаежного и залегающая, повидимому, в форме силла среди покровов основных эффузивов нижнего девона. Макроскопически, это—порфировая порода с темносерой тонкокристаллической основной массой и многочисленными выделениями сероватого мутного плагиоклаза в виде табличатых индивидов, размером до 4—10 мм, затем мелких прямоугольников нефелина со стороной 2—4 мм в количестве около 10% к общей массе породы и черного пироксена.

Под микроскопом основная масса породы обладает интерсертальной структурой, слагаясь призмами плагиоклаза, а интерстиции выполнены темноцветным компонентом, нацело перешедшим в хлорит; много мелких изометричных зерен эгирин-авгита. Выделения представлены эгирин-авгитом, слабозонарным и, судя по интенсивности окраски, более бедным эгириновой частицей, чем эгирин-авгит основной массы, затем зонарным андезином и измененным нефелином.

## 4. Нефелиниты

Интересные нефелиновые породы обнаружены в ряде пунктов по левой стороне р. Ничкурюп. Первый пункт находится на левом склоне р. Ничкурюп в 0.8 км ниже впадения ключа Подтаежного. Здесь нефелиниты залегают послойно, чередуясь с полого лежащими покровами основных эффузивов (диабазов) нижнего девона. Это чередование наблюдается на протяжении 0.7 км вквост простирания пород.

Нефелинит представляет собой массивную мелкопорфировую породу красновато-серого цвета с тонко раскристаллизованной основной массой без различных макроскопически компонентов. Выделения — розоватый нефелин в виде прямоугольников со стороной 1—5 мм. Под микроскопом

основная масса породы сложена существенно мелкими прямоугольниками нефелина с размером сторон в среднем около 0.1 мм, составляющими свыше 50% породы. В несколько меньшем количестве в породе присутствует эгирин-авгит, большей частью в виде ксеноморфных зерен, цементирующих прямоугольники нефелина, и в меньшем количестве в виде столбчатых зерен густозеленой окраски с заметным плеохроизмом и углом погасания  $54^\circ$ . В небольшом количестве присутствуют титанистый авгит и синий щелочной амфибол. Довольно много зерен магнетита и столбиков апатита. Нефелин сильно изменен, превращен, главным образом, в гидронефелин; кроме того, довольно широко образуется анальцим, или замещающий нацело зерна нефелина или оконтуривающий зерна гидронефелина; много кальцита как в виде жилок, так и замещающего нефелин (табл. VI, фиг. 1 и 2). Химический анализ породы приведен в табл. 7.

Таблица 7

## Химическая характеристика нефелинита

Оксиды	Вес. %	Мол. кол-в.	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	42.02	700	Пересчет по А. Н. Заварицкому: a = 22.3 b = 30.5 c = 0.0 s = 47.2
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.70	9	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17.14	168	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6.45	40	
FeO . . . . .	4.98	69	
MnO . . . . .	0.44	6	
MgO . . . . .	2.31	58	
CaO . . . . .	8.30	148	
Na <sub>2</sub> O . . . . .	13.21	213	
K <sub>2</sub> O . . . . .	0.41	4	
BaO . . . . .	—	—	Пересчет по Ниггли: si = 95 al = 22.5 fm = 29.6 c = 19.8 alk = 29.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	1.37	—	
Cl . . . . .	—	—	
CO <sub>2</sub> . . . . .	0.35	—	
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	1.08	—	
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	1.39	—	
Сумма . . . . .		100.15	

Количественный минералогический состав породы, подсчитанный на пушинтеграторе: нефелин 57%, анальцим 6%, эгирин-авгит 27%, щелочной амфибол 0.2%, титанистый авгит 0.3%, апатит 0.2%, магнетит 8%.

По минералогическому составу порода может быть отнесена, согласно Розенбушу, к нефелинитам. По В. Е. Трёгеру, порода относится к семейству ийолитов, к которому он причисляет породы, содержащие среди фельдшпатидов почти только нефелин, а другие фельдшпатиды лишь в подчиненном количестве; полевые шпаты или отсутствуют, или их не больше 10% от светлых минералов; по составу порода близка к ийолитовому порфиру (Tröger, 1935, 250).

По параметрам А. Н. Заварицкого, порода близка к нефелинитам (1933, 97). В химизме этой породы характерно пониженное содержание SiO<sub>2</sub>, высокое содержание Na<sub>2</sub>O при низком K<sub>2</sub>O, что говорит о бедности нефелина K<sub>2</sub>O; затем порода характеризуется высоким содержанием CaO, что обусловлено значительным количеством темноцветных минералов.

Совершенно аналогичные нефелиниты вскрываются близ устья левого притока Ничкурюпа в 2.5 км ниже ключа Подтаежного.

Такие же нефелиниты, но с несколько меньшей величиной зерна и более богатые эгирин-авгитом, вскрываются по правому притоку р. Крайнее

Печище, выпадающему в 6.5 км выше Печищенского медного рудника. Здесь выходы нефелинитов имеются по ключу в 2.5—3 км от его устья. Макроскопически они представляют массивные черно-серые породы со своеобразной литоидной основной массой, с многочисленными мелкими, иногда точечными выделениями прямоугольных зернышек розового нефелина. В шлифе породу с первого взгляда трудно признать за нефелинит, так как вторичными процессами нефелин нацело превращен в изотропный анальцит, и только при выключенном анализаторе нефелин хорошо устанавливается по прямоугольной форме зерен. Нефелин выделений также изменен, превратившись в гидронефелин.

5. Фонолиты

Фонолит обнажается в верховье ключа Простокипшенского, правого притока Ничкурюпа (фиг. 1, 4). Макроскопически они представляют породу порфириковой структуры с темносерой, очень тонко раскристаллизованной основной массой, с редкими различными блестками полевого шпата. Обильны табличатые или полустолбчатые выделения буровато-желтого щелочного полевого шпата длиной 2—8 мм, часто в виде хорошо выраженных карлсбадских двойников. Под микроскопом порода обладает типичной трахитовой структурой; она состоит из игольчатых, параллельно расположенных микролитов полевого шпата щелочного ряда, судя по приводимому ниже химическому составу породы. Обильные крупные выделения представлены щелочным полевым шпатом в виде простых двойников с обильными и грубыми пертитовыми вростками албита. Есть мелкие прямоугольники сильно измененного вторичными процессами минерала; судя по прямому угасанию в редких неизмененных участках, минерал был представлен нефелином. Довольно много мелких зерен эгирина темнозеленого цвета с почти прямым угасанием. Много рудных зерен. Картина шлифа совершенно сходна с таковой, приведенной Розенбушем для трахитоидного фонолита (1934, 351). Химический состав породы приведен в табл. 8. Там же для сравнения показан химический состав нефелинового сненита из Тырдаповского массива, расположенного в 8 км к востоку от ст. Сон Красноярской железной дороги.

Таблица

Химическая характеристика фонолита и нефелинового сненита

Оксиды	Фонолит с ключа Простокипшенского		Нефелиновый сненит из Тырдаповского массива (по В. Д. Томашпольской)		Оксиды	Фонолит с ключа Простокипшенского		Нефелиновый сненит из Тырдаповского массива (по В. Д. Томашпольской)	
	Вес. %	Мол. коллич.	Вес. %	Мол. коллич.		Вес. %	Мол. коллич.	Вес. %	Мол. коллич.
SiO <sub>2</sub> . . . .	56.77	946	54.66	911	Пересчет по А. Н. Заварицкому				
TiO <sub>2</sub> . . . .	0.28	4	0.31	4	a . . . . .	—	21.1	—	26.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	20.67	203	21.97	216	b . . . . .	—	8.0	—	6.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	4.05	25	2.17	14	c . . . . .	—	3.2	—	2.2
FeO . . . . .	2.24	31	1.95	27	s . . . . .	—	67.7	—	65.1
MnO . . . . .	0.14	2	0.06	1	Пересчет по Ниггли				
MgO . . . . .	0.35	9	0.24	6	si . . . . .	—	193	—	175
CaO . . . . .	2.52	45	3.28	59	al . . . . .	—	41.6	—	41.4
Na <sub>2</sub> O . . . . .	7.06	114	6.75	109	fm . . . . .	—	18.3	—	11.9
K <sub>2</sub> O . . . . .	3.21	34	7.10	76	c . . . . .	—	9.2	—	11.3
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . .	1.48	—	1.06	—	alk . . . . .	—	30.3	—	35.4
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . .	1.38	—	0.24	—					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.17	—	0.15	—					
Сумма . . . . .	100.32		99.94						



По химическому составу порода близка к фюлолитам, согласно классификации Розенбуша (1934, 350). По параметрам А. Н. Заварицкого (1933, 99, 102, 108) порода относится к сиенитовому ряду, приближаясь к натровому сиениту, а с другой стороны, она близка к трахитам и фюлолитам. Как видно из приведенной таблицы, она близка к составу нефелинового сиенита Тырдановского массива; разница заключается в несколько более высоком содержании щелочей и, в частности,  $K_2O$  в последнем. В последующем порода именуется фюлолитом.

Подобные же породы были обнаружены в левом истоке ключа Хайз, в 0.5 км выше его слияния с правым истоком; затем они встречены по дороге от оз. Простокшненского к дер. Сартачул, в 2.5 км от озера.

### 6. Натросиениты

Вероятно, родственными описанным фюлолитам являются породы, вскрывающиеся по дороге из улуса Сёктинского в рч. Сухую Сабулу правый приток р. Саралы, на небольшом расстоянии от водораздела между Черным Юсом и Сухой Сабулой (фиг. 1, 5). Они выходят в форме небольшого штока среди эффузивов кутень-булукской свиты; вероятно, именно они описаны И. П. Рачковским (1910) под названием пуласкитов.

Макроскопически породы обладают кирпично-красным цветом, грубозернисты, несколько порфириовидны; при отбивании молотком легко рассыпаются на мелкие обломки. Состоят они из кирпично-красного щелочного полевого шпата и небольшого количества мелких зерен черно-зеленого пироксена. Под микроскопом порода обладает порфировой структурой с вкраплениями микропертита или антипертита размером до 2 см и основной массой гипидиоморфной структуры из пертита, антипертита и, значительно реже, альбита; имеется небольшое количество диоксида, эгиринавгита, эгирина, редкого биотита, бурого амфибола, редкого сине-зеленого щелочного амфибола, апатита, титанита и магнетита; из вторичных минералов в небольшом количестве присутствуют эпидот, хлорит, серицит и др.

Амфибол бурого цвета И. П. Рачковский определил как анафорит, причем выделил две разновидности со следующими свойствами.

Первая разновидность имеет плеохроизм по Ng — черно-красновато-бурый, по Nm — красновато-бурый, по Np — светложелтый; схема абсорбции  $Ng > Nm > Np$ ; плоскость оптических осей  $\parallel (010)$ ;  $\rho > \nu$ ;  $cNg = 45^\circ$ .

Вторая разновидность с плеохроизмом по Ng — оливково-бурый, по Nm — черно-бурый, по Np — светлый зеленовато-желтый; схема абсорбции  $Nm > Ng > Np$ ; плоскость оптических осей  $\perp (010)$ ;  $\rho > \nu$ ;  $cNg = 45^\circ$ . Для обеих разновидностей  $2V$  отрицателен и близок к  $0^\circ$ .

Оптические константы сине-зеленого амфибола охарактеризованы И. П. Рачковским следующим образом:  $2V$  невелико, но в одном и том же сечении меняется от  $23$  до  $39^\circ$ ; схема абсорбции  $Ng > Nm > Np$ ; плеохроизм по Ng — сине-зеленый, по Nm — грязный зеленовато-желтый, по Np — светло-желтый.

Количественный минералогический состав, подсчитанный на пушинтеграторе, приведен в табл. 9. Здесь же дан для сравнения состав родственных пород из других мест.

Таким образом по минералогическому составу порода наиболее близка натросиениту.

Химический состав тех же пород приведен в табл. 10.

Химический состав породы, точно так же как и минералогический состав, показывает близость к натросиенитам и пуласкитам. Вместе с тем порода очень близка по химическому составу к упоминаемым нами ниже трахиандезитам, изученным И. П. Рачковским из соседних частей Минусинской котловины.

Таблица 9

Количественно-минералогический состав натросиенита и родственных пород  
(в процентах)

Минералы	1	2	3
Полевые шпаты (альбит, пертиты) . .	84	83	72
Амфиболы и пироксены . . . . .	12	15	16
Рудный минерал и примеси . . . . .	2.5	2	1
Фельдшпатыды . . . . .	—	—	4
Сумма . . . . .	98.5	100.0	93.0

- 1 — натросиенит (пуласкит) с р. Сухой Сабулы.  
 2 — натросиенит из Калифорнии по В. Е. Трёгеру (Tröger, 1935, 85).  
 3 — пуласкит по В. Е. Трёгеру (Tröger, 1935, 88).

Таблица 10

Химическая характеристика натросиенита и родственных пород

Оксиды	1		2		3		Оксиды	1		2		3	
	Вес. %	Мол. кол-ва.	Вес. %	Мол. кол-ва.	Вес. %	Мол. кол-ва.		Вес. %	Мол. кол-ва.	Вес. %	Мол. кол-ва.	Вес. %	Мол. кол-ва.
SiO <sub>2</sub> . .	60.03	1001	60.00	1000	60.20	1003	Пересчет по А. Н. Заварицкому						
TiO <sub>2</sub> . .	0.80	10	0.42	5	0.14	2	a . . .	—	21.82	—	22.28	—	23.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . .	18.01	176	26.88	166	20.40	200	b . . .	—	8.67	—	7.31	—	5.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . .	4.32	27	1.83	11	1.74	11	c . . .	—	1.02	—	0.42	—	2.28
FeO . .	1.30	18	3.02	42	1.88	26	s . . .	—	68.49	—	69.99	—	69.41
MnO . .	0.25	4	0.12	1	сл.	—	Пересчет по Ниггли:						
MgO . .	1.01	5	1.40	35	1.04	25	si . . .	—	209	—	208	—	212
CaO . .	2.33	42	3.16	56	2.00	36	al . . .	—	36.7	—	34.4	—	42.1
Na <sub>2</sub> O . .	8.74	141	9.31	150	6.30	102	fm . . .	—	21.0	—	20.8	—	15.3
K <sub>2</sub> O . .	1.89	20	0.94	10	6.07	65	c . . .	—	8.8	—	11.6	—	7.5
BaO . .	0.78	5	0.06	1	—	—	alk . . .	—	33.5	—	33.2	—	35.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . .	0.23	1	0.14	1	0.15	1							
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup>	0.66	—	1.53	—	0.23	—							
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup>	0.34	—	0.43	—	0.10	—							
Сумма.	100.69	—	99.24	—	100.27	—							

- 1 — натросиенит (пуласкит) с р. Сухой Сабулы.  
 2 — натросиенит из Калифорнии по В. Е. Трёгеру.  
 3 — пуласкит по В. Е. Трёгеру.

Родственными натросиенитам породами являются натросиенитовые порфиры, выходящие в виде многочисленных, мощных, хорошо выдержанных даек на пространстве между р. Саралой выше улуса Верхне-Саралинского и р. Сухой Сабулой, где они приурочены к тектонической зоне, прорезающей крупный массив порфировидных гранитов и породы кутень-булукской свиты. Макроскопически порода обладает характерным бурым цветом и порфировой структурой. Основная масса очень тонкозернистая, бурого цвета. Выделения представлены пластинчатыми индивидами бурого щелочного полевого шпата с поперечником до 1 см и редкими мелкими зернами зеленого темного компонента. Под микроскопом порода обладает

эффектно выраженной трахитовой структурой основной массы, состоящей из микролитов полевых шпатов. Выделения представлены крупными столбчатыми индивидами щелочного полевого шпата с многочисленными грубыми пертитовыми вростками альбита. Темноцветный компонент редок и целиком превращен в хлорит.

Таблица 11

## Химическая характеристика натросиенитового порфира

Оксиды	Вес. %	Мол. колич.	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	62.93	1047	Пересчет по А. Н. Заварицкому
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.66	8	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17.46	172	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4.16	26	a = 16.8
FeO . . . . .	2.00	28	b = 11.6
MnO . . . . .	0.27	4	c = 0.8
MgO . . . . .	0.72	18	s = 70.8
CaO . . . . .	0.66	12	Пересчет по Ниггли
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4.46	72	
K <sub>2</sub> O . . . . .	5.03	53	
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	1.00	—	
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	0.80	—	
Сумма . . . . .	100.15		

По химическому составу (табл. 11) порода соответствует пуласкиту из района Осло (Розенбуш, 1934, 133). По В. Е. Трёгеру, порода соответствует пуласкит-порфиру (Tröger, 1935, 94).

Повидимому, широким развитием родственные описанным нефелиновые породы пользуются к юго-востоку от охарактеризованной площади в районе ст. Копьёво и улуса Теляшкина по Чулыму и Белому Юсу. Отсюда они обстоятельно описаны И. П. Рачковским (1912), а сжатое изложение данных последнего приведено у В. М. Куплетского (1937, 175—186). Поэтому здесь лишь в очень кратком виде дается петрографическая характеристика главных типов пород и приводится их химический состав.

И. П. Рачковским выделены следующие виды щелочных пород: трахиандезиты, трахидолериты (эсексит-порфириты и эсексит-диабазы), тешениты, тералиты, тешенито-пироксениты и уртиты.

Трахиандезиты залегают в форме покровов среди эффузивов, которым нами приписывается возраст нижнего девона. Они обладают порфировой структурой с серой основной массой и редкими вкрапленниками белого плагиоклаза № 28 и еще более редкого нефелина, перешедшего в натролит. Основная масса имеет трахитоидную структуру и состоит из плагиоклаза и санидина (?); обычен апальцим. Химический состав породы приведен ниже в табл. 12. По классификации В. Е. Трёгера, порода близка к трахиандезиту (Tröger, 1935, 118); по параметрам А. Н. Заварицкого — к пироксеновому латиту из семейства трахиандезитов (1933, 95).

## 7. Трахидолериты (эсексит-порфириты и эсексит-диабазы)

Эсексит-порфириты представляют собой породы порфировой структуры с плотной серой основной массой и с крупными вкрапленниками лабрадора № 59. Залегают они в форме покровов и даек.

Эсексит-диабаз представляет черно-серую породу с офитовой структурой, состоящую (в порядке выделения) из апатита, титаномагнетита, пирита,

оливина, плагиоклаза, титанистого авгита, сапидина, нефелина, ортоклаза, анальцима, эгирина и стекла. Химический состав пород приведен в табл. 12. По классификации В. Е. Трёгера, эссексит-диабаз должен быть отнесен к семейству эссекситов и близок к тешенитам как по химическому, так по минералогическому составу. По параметрам А. Н. Заварицкого порода близка к эссекситам (1933, 108).

Тешенит залегает в форме лакколитообразного тела среди покровов трахиандезитов (фиг. 1, б). Порода обладает розовато-серым цветом и состоит (в порядке выделения) из апатита, руд, баркевикита, титанистого авгита, анортоклаза, нефелина, плагиоклаза № 50, анальцима и стекла. Химический состав породы приведен в табл. 12. По классификации В. Е. Трёгера, порода должна быть отнесена к семейству эссекситов и по составу близка к тешенитам (Tröger, 1935, 235—237). По параметрам А. Н. Заварицкого порода близка к эссекситам (1933, 57).

Отмечается легкость расщепления тешенитовой магмы с образованием с одной стороны, разновидности пород, обогащенной темноцветными минералами и названной И. П. Рачковским тешенито-пироксенитом, и с другой, с образованием лейкократовой породы, залегающей в тешените в виде шпиль-жилки, состоящей из нефелина, эгирина и небольшого количества натрового полевого шпата, ильменита, титаномагнетита, амфибола, анальцима, цеолитов и др. и отнесенной им к уртитам. Химический состав этих пород приведен в табл. 12.

Сравнение химического и минералогического состава пород из района улуса Теляшкина с описанными породами бассейнов рр. Базыр и Береш показывает их родство. Так, трахиандезит из района улуса Теляшкина сходен с натросиенитом (пуласкитом) с р. Сухой Сабулы. Тешенит и эссекситовый диабаз из района улуса Теляшкина родственны берешитам и нефелиновым порфиридам с р. Береш. Наконец, уртиты из шпиль в тешените близ улуса Теляшкина сходны с тералитами массива горы Горячей. И. П. Рачковский (1912), а затем Б. М. Куплетский (1937, 180) связывают образование пород из района улуса Теляшкина с основной магмой.

### 8. Эссекситы

Третий район развития щелочных пород — гора Дёдова в верховьях Урюца и Кийского Шалтыря (фиг. 1, 7). Массив пород не подвергался специальному изучению. О нем имеются лишь краткие противоречивые данные. По П. П. Сизовой, в горе Дедовой вскрывается небольшой шток эссексита, прорывающего древние эффузивы. Эссексит состоит из основного плагиоклаза, слабо титанистого авгита, оливина и небольшого количества нефелина, выполняющего промежутки между зернами плагиоклаза; есть немного биотита, апатита и магнетита. В краевых частях штока эссексит переходит в пироксенит, состоящий из титанистого авгита, оливина, с незначительной примесью плагиоклаза, апатита, магнетита и редко энigmatита. Эссексит прорывается жилой мощностью 8—12 см, состоящей из микропертита, олигоклаза (№ 22—29), нефелина, граната черного цвета и роговой обманки. Роговая обманка характеризуется следующими оптическими свойствами:  $b \parallel Ng$ ;  $cNm = 14^\circ 30'$ ;  $Ng > Nm > Np$ ; плеохроизм по  $Ng$  — темнозеленый, по  $Nm$  — оливково-зеленый, по  $Np$  — светложелтый;  $Ng - Np = 0.012$ ;  $2V = 51^\circ$ ; плоскость оптических осей  $\perp (010)$ ; по П. П. Сизовой, согласно оптическим свойствам минерал относится к лэннетовым роговым обманкам.

Химический состав породы, без ее петрографической характеристики, дан А. Н. Чураковым и помещен в табл. 13. Обращает на себя внимание сравнительно высокое содержание  $SiO_2$  и низкое содержание  $MgO$  и  $CaO$ , что говорит о бедности породы темноцветными компонентами. Очевидно,



Таблица 12

## Химическая характеристика нефелиновых пород района ст. Копьево и улуса Телянкина

Оксиды	Трахандезит		Эссексит-диабаз		Тешенит		Тешенито-пироксенит	
	Вес. %	Мол. болч.	Вес. %	Мол. болч.	Вес. %	Мол. болч.	Вес. %	Мол. болч.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	60.27	1004	47.79	796	48.25	804	39.48	658
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.31	4	1.18	15	2.73	34	10.90	136
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18.07	177	19.76	194	17.38	170	5.76	56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4.90	31	0.93	6	4.54	28	8.42	53
FeO . . . . .	1.20	17	4.96	69	5.31	74	7.55	105
MnO . . . . .	0.20	3	0.28	4	0.30	4	0.27	4
MgO . . . . .	1.43	36	5.93	147	2.13	53	5.98	148
CaO . . . . .	3.88	67	7.57	135	6.03	112	12.72	227
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4.71	67	5.01	81	5.81	94	2.08	34
K <sub>2</sub> O . . . . .	3.08	33	1.24	13	3.00	32	1.26	13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.16	—	1.44	—	0.65	—	1.53	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	0.79	—	Следы	—	0.51	—	Следы	—
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	—	—	3.84	—	—	—	2.57	—
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	1.58	—	—	—	3.85	—	—	—
BaO . . . . .	0.03	—	—	—	0.03	—	Следы	—
SnO . . . . .	Следы	—	—	—	Следы	—	—	—
Cl . . . . .	0.02	—	Следы	—	0.09	—	—	—
S . . . . .	0.019	—	0.024	—	0.035	—	0.22	—
Сумма . . . . .	100.649		99.804		100.645		99.16	

## Пересчет по А. Н. Заварицкому

a . . . . .	—	15.4	—	13.8	—	18.1	—	6.4
. . . . .	—	8.5	—	19.5	—	18.4	—	39.3
c . . . . .	—	4.7	—	7.3	—	3.2	—	0.6
s . . . . .	—	71.4	—	59.4	—	60.3	—	53.7

## Пересчет по Ниггли

si . . . . .	—	213		124		145		95
al . . . . .	—	37.7		29.6		28.6		8.1
fm . . . . .	—	25.1		35.5		31.4		52.4
c . . . . .	—	14.0		20.5		18.8		32.7
alk . . . . .	—	23.2		14.4		21.2		6.8

этот анализ характеризует состав не эссекситов самого массива, а лейкократовой жилки с полевым шпатом и нефелином.

## 9. Нефелиновые сиениты

Иной характер имеют породы массива близ улуса Тьрданова в 10 км к востоку от ст. Сон и в 8 км от рудника Юлия (фиг. 1, 8). Картина строения и соотношений массива не ясна. По Ю. А. Кузнецову, массив сложен, главным образом, авгитовым и авгито-роговообманковым сиенитом. В его контакте с известняками (кембрия) местами вскрываются нефелиновые сиениты, аналогичные упоминаемым ниже нефелиновым сиенитам из окрестностей оз. Булан-куль. Химический состав нефелинового сиенита и сопутствующего щелочного сиенита приведен в табл. 13 по материалам В. Д. Томашпольской.

По химическому составу нефелиновая порода близка к фойяиту из Маргупольского района (Куплетский, 1937, 157), а также родственна нефелиновым сиенитам горы Дедовой и из окрестностей оз. Булан-куль (табл. 13).

Таблица 13

Химическая характеристика нефелиновых пород районов горы Дедовой, ст. Сон, оз. Булан-куль и горы Сайбар

Оксиды	Нефелиновый сиенит, гора Дедова		Нефелиновый сиенит, оуус Тырдапов		Сиенит, оуус Тырдапов		Мелкозернистый нефел. сиенит, оз. Булан-куль		Крупнозернистый нефел. сиенит, оз. Булан-куль		Сайбарит, гора Сайбар	
	Вес. %	Мол. коллич.	Вес. %	Мол. коллич.	Вес. %	Мол. коллич.	Вес. %	Мол. коллич.	Вес. %	Мол. коллич.	Вес. %	Мол. коллич.
SiO <sub>2</sub> . . . .	56.25	937	54.66	911	61.32	1021	52.13	865	56.97	945	52.85	876
TiO <sub>2</sub> . . . .	0.16	2	0.31	4	0.29	4	0.44	6	0.20	3	0.60	8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	23.01	225	21.97	216	20.25	198	23.76	233	21.59	211	18.02	176
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	1.59	10	2.17	14	1.68	11	3.60	46	0.54	3	8.79	55
FeO . . . . .	2.18	30	1.95	27	1.37	19	—	—	2.45	34	2.83	39
MnO . . . . .	Следы	—	0.06	1	0.04	1	—	—	—	—	0.33	5
MgO . . . . .	0.31	8	0.24	6	0.64	16	0.46	11	0.10	3	0.53	13
CaO . . . . .	2.03	36	3.28	59	4.63	83	2.48	44	1.16	21	1.19	21
Na <sub>2</sub> O . . . . .	7.96	128	6.75	109	6.25	101	8.74	141	8.73	141	3.66	59
K <sub>2</sub> O . . . . .	4.92	52	7.10	76	2.97	32	5.56	59	6.77	72	9.74	103
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	0.15	—	0.30	—	—	—	Следы	—	0.06	—
S . . . . .	—	—	—	—	—	—	1.41	—	—	—	—	—
Cl . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	0.50	—	0.27	—
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . .	1.16	—	1.06	—	0.02	—	—	—	—	—	0.18	—
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . .	0.29	—	0.24	—	0.30	—	0.82	—	0.89	—	0.36	—
Сумма. . . . .			99.94		99.98		99.40		99.90		99.41	

Пересчет по А. Н. Заварицкому

a . . . . .	25.6	26.3	18.6	29.2	29.4	23.2
b . . . . .	5.4	6.4	5.3	5.0	4.7	12.5
c . . . . .	2.6	2.2	4.5	2.4	0.0	1.0
s . . . . .	66.4	65.1	71.6	63.4	65.9	63.3

Пересчет по Ниггли

si . . . . .	187	175	217	163	194	168
al . . . . .	45.2	41.4	41.9	43.7	43.3	168
fm . . . . .	11.6	11.9	12.3	10.7	8.8	31.7
c . . . . .	7.2	11.3	17.6	8.2	4.4	4.0
alk . . . . .	36.0	35.4	28.2	37.4	43.6	30.7

Интересен массив нефелиновых пород у оз. Булан-куль (фиг. 1, 9). По Я. С. Эдельштейну и Ю. А. Кузнецову, нефелиновые породы приурочены к контактовой зоне сиенитов и сиенитовых диоритов с кристаллическими известняками, вероятно кембрия. В непосредственном контакте с известняками находится узкая полоска темных эссекситов с порфировой структурой, с выделениями олигоклаза, нефелина и с основной массой из олигоклаза, ортоклаза, амфибола и биотита. В глубь массива следуют щелочные сиениты, среди которых в виде пятен находятся нефелиновые разновидности сиенитов суммарной площадью в 3000 м<sup>2</sup>. Выделяются две

разновидности нефелиновых сиенитов — крупнозернистая и мелкозернистая порфириовидная. Минералогический состав первой разновидности по Я. С. Эдельштейну: ортоклаз 39.8%, альбит 25.4%, нефелин 18.4%, содалит 6.6%, диопсид и биотит 0.45%, титанит 0.25%, титаномагнетит 0.3%, циркон 0.15%, амфибол, апатит и др. 9.7%. Мелкозернистая разновидность имеет состав: нефелин 35%, ортоклаз 27.7%, микропертит 22.8%, альбит 8.9%, рибекит 4.3%, эгирины 0.8%, титанит 0.29%, апатит 0.04%, кальцит 0.03%.

Химический состав обеих разновидностей приведен в табл. 13. Сравнение с составом нефелиновой породы горы Дедовой показывает их сходство. Надо полагать, что нефелиновые сиениты оз. Булан-куль родственны жилам нефелинового сиенита, секущим эссекситы массива горы Дедовой.

### 10. Сайбариты

Нефелиновые породы отмечены в правобережье Енисея уже вне пределов Кузнецкого Ала-тау на западном склоне Восточного Саяна (фиг. 1, 10). В данной работе очень кратко упоминается лишь массив горы Сайбар у с. Абаканского, так как в нем устанавливаются генетические соотношения разных представителей щелочных пород.

Массив горы Сайбар вытянут в меридиональном направлении и имеет в длину 7 км при ширине 1—1.5 км. Он сложен щелочными сиенитами типа нордмаркитов и пуласкитов, состоящих из буро-красного или розового микропертита, альбита, иногда биотита, арфведсонита, пироксена ряда диопсида, рибекита и эгирин-авгита; структура этих пород то гранитоидная, то трахитоидная. Вероятно, эти породы соответствуют натросиенитам (пуласкитам) из бассейна Черного Юса, Ничкурюпа и др. В северной части массива в виде краевой зоны щелочных сиенитов находятся нефелиновые сиениты, залегающие в форме пластообразных тел, полого наклоненных на востоко-северо-восток. Они являются более юными, чем щелочные сиениты. Состав нефелиновых сиенитов непостоянен. Я. С. Эдельштейн выделяет по составу и структуре ряд типов пород. Им всем он дает собирательное название сайбаритов. Представление о минералогическом составе нефелиновых пород дает состав одного из образцов: нефелина 36.2%, ортоклаза и микропертита 26.9%, альбита 25.2%, эгирина 17.4%, амфибола 0.3%, магнетита 0.05%.

Химический состав сайбаритов приведен в табл. 13. В нем обращает на себя внимание высокое содержание  $Fe_2O_3$ , обусловленное частично заметным содержанием эгирина и частично магнетита, а также необычное для щелочных пород Минусинского района преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$ ; однако в имеющемся другом анализе сайбаритов их соотношение обратное, а именно  $Na_2O$  9.31% и  $K_2O$  4.41% (Куплеский, 1937, 182). По параметрам А. Н. Заварицкого порода близка к нефелиновому сиениту лаурдалитового типа, хотя минералогический состав отличен от лаурдалитов.

### ВЫВОДЫ

Приведенное описание показывает большое разнообразие нефелиновых пород на восточном склоне Кузнецкого Ала-тау. Если же учитывать, что специального изучения их еще не производилось, то станет очевидной возможность нахождения новых районов и новых типов пород.

Все описанные породы по минералогическому и химическому составу разбиваются на три главных ряда: 1) эссексито-тералито-ийолитовый, 2) нефелино-сиенитовый и 3) щелочно-сиенитовый.

Для химизма пород первого ряда характерно низкое содержание  $SiO_2$  в пределах 40.4—49.5%, а большей частью около 47.5%. Затем показана

тельно высокое содержание  $Al_2O_3$ , обусловленное повышенным содержанием нефелина. Заметное содержание  $Fe_2O_3$  обусловлено частично наличием эгирина или эгирин-авгита, частично — магнетита. Характерно низкое содержание  $TiO_2$  (около 0.5%), которое даже в отобранном титанистом авгите из тералита горы Горячей составляет всего 1.2%; только в разновидностях бедных нефелином пород из района улуса Теляшкина содержание  $TiO_2$  значительно повышается. То же относится и к  $MgO$ . В разновидностях с высоким содержанием нефелина (тералиты, берешиты) содержание  $MgO$  большей частью низкое, что обуславливает развитие среди темноцветных минералов пироксенов ряда диопсид-геденбергита. В разновидностях, бедных нефелином, и в нефелинитах содержание  $MgO$  повышается.

Как известно, повышенное содержание  $CaO$  в нефелиновых породах дает основание ряду исследователей предполагать образование этих пород путем ассимиляции известняков материнской магмой. В наших породах это содержание невелико — порядка 3—5%, и только в представителях, обогащенных темноцветными минералами, оно превышает эту величину. Содержание щелочей различно. В разновидностях, богатых нефелином, оно доходит до 13.6%, обычно колеблется около 10—11% и продолжает убывать с уменьшением количества нефелина. Однако при оценке содержания щелочей следует учитывать то, что для анализа во всех случаях брались выветрелые образцы, в которых в виду слабой связи катионов калия и натрия в кристаллической решетке нефелина заметное количество  $K_2O$  и  $Na_2O$  выщелочено; поэтому не случайно более высокое содержание щелочей в плотных, не особенно сильно выветрелых нефелинитах (13.6%) и пониженное в разновидностях пород с крупным нефелином. Заметное выщелачивание щелочей из нефелина в анализированных образцах подтверждается приведенными в работе химическими анализами нефелина. Это обстоятельство надо учитывать при установлении точного классификационного положения описанных пород, тем более, что в ряде пород (тералиты, берешиты) содержание нефелина высокое, порядка 50% и выше.

Отличительной особенностью нефелиновых пород всего восточного склона Кузнецкого Ала-тау, а особенно пород, богатых нефелином из северной части Кузнецкого Ала-тау (тералиты, берешиты, нефелиниты), является резкое преобладание  $Na_2O$  над  $K_2O$ , с соотношением  $Na_2O : K_2O$  в среднем 4 : 1, а в случае нефелинита даже 33 : 1. Эта же особенность подчеркивается и в двух анализах нефелина, где  $Na_2O : K_2O = 5 : 1$  и 3.5 : 1. В породах, более бедных нефелином, эта особенность ступеневывается. Не только нефелиновым и щелочным породам этого района свойственна эта особенность: она характерна и для других магматических пород примерно того же возраста. Так, в районе рр. Печище, Береш и Базыр, где развиты богатые нефелином тералиты, берешиты, нефелиниты и др., широким распространением пользуются порфиоровидные граниты и их более кислые дифференциаты — аляскитовые граниты, аплитовидные граниты и др. В порфиоровидном граните содержание  $SiO_2$  69.18%;  $Na_2O$  4.05% и  $K_2O$  3.09%; в аляскитовом же граните  $SiO_2$  73.65%,  $Na_2O$  5.22% и  $K_2O$  2.94%. Отсюда возникает предположение о питании обоих типов пород (гранитов и нефелиновых пород) магмой за счет одного и того же горизонта земной коры в связи с одним и тем же циклом тектогенеза, но с разными его фазами — более древними для гранитов и более юными для нефелиновых пород. Различие в характере магм обоих типов пород обусловлено различиями в способе и термодинамических условиях их формирования и дальнейшей эволюции по мере поднятия в высокие горизонты земной коры. Следует отметить, что соотношение щелочей в кислых интрузивах более древнего возраста иное, с преобладанием  $K_2O$  над  $Na_2O$ .

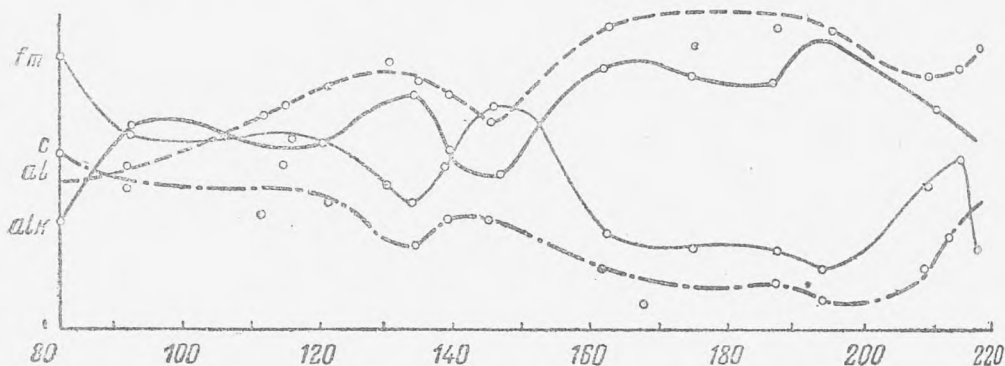
Отмечается невысокое содержание  $BaO$ . В ряде образцов отмечено наличие  $Cl$ , входящего вероятно в состав содалита. Содержание  $P_2O_5$  обычно



не велико в связи с невысоким содержанием апатита. В некоторых породах (берешиты) характерно повышенное содержание конституционной воды, обусловленное заметной цеолитизацией нефелина с новообразованием анальцима, натролита и др.

Закономерности химического состава пород изображены вариационными кривыми, составленными по параметрам Ниггли (фиг. 15).

На этой диаграмме виден капризный ход вариационных кривых, отмеченный еще Б. М. Куплетским (1937, 293) и обусловленный широким диапазоном петрографического состава пород. Отмечается параллельный ход кривых:  $alk$  и  $al$ , с одной стороны, а также  $s$  и  $fm$  — с другой, и обратное поведение обеих пар. С увеличением значений первой пары уменьшаются значения второй, и наоборот; это хорошо подчеркивается в средней части диаграммы. Кривые химического состава описанного района несколько напоминают таковые для нефелиновых пород Луяврурта (Куплетский, 1937, 292).



Фиг. 15. Вариационная диаграмма

Нефелиновые породы восточного склона Кузнецкого Ала-тау имеют ряд особенностей минералогического состава. Особенно интересны в этом отношении породы северной части площади, где развиты представители семейств эссекситов, тералитов, ийолитов и др. Эти породы в качестве полевых шпатов содержат щелочные полевые шпаты и плагиоклазы. Первые представлены, главным образом, аноктоклазом состава  $Or_{20}Ab_{74}An_6$ , очень близким к альбиту. Микроскопическое изучение аноктоклаза показывает значительную пертитизацию его, образование красивых образцов шахматного альбита и тонкого мirmekита. По Б. М. Куплетскому, «характерной особенностью нефелиновых пород, связанных с гранитной магмой, является широкое развитие процессов альбитизации в последних стадиях формирования очагов щелочных пород» (1937, 295). Однако в нашем случае трудно предполагать связь нефелиновых пород семейств эссекситов, тералитов и ийолитов с гранитной магмой.

Характерно наличие в породах семейств эссекситов и тералитов плагиоклазов от средней основности до основных — лабрадора.

Из темноцветных минералов характерно присутствие пироксена ряда дипсид-геденбергита с эгириновой частицей, что обусловлено бедностью магмы  $MgO$  и богатством  $Na_2O$ . Довольно широко развит эгирин-авгит, нередко обрастающий каемкой зерна диопсида. Отмечается наличие в ряде тел титанистого авгита, но с очень низким содержанием  $TiO_2$  — до 1.2% в породах массива горы Горячей. В ряде пород отмечается наличие оливина, а в тералитах горы Горячей — фаялита. Появление фаялита вместо оливина обусловлено бедностью магмы магнием (содержание  $MgO$  в породе 0.80%); в нефелиновом же долерите, богатом оливином, содержание

MgO 6.23%. Подчеркивается идиоморфизм нефелина в породах семейств тералита, эссексита и ийолита; нередко отмечается зонарное строение нефелина с зонами, параллельными контурам кристалла.

Интересно наличие Са-содержащих минералов. Так, обычно присутствие в берешитах и тералитах канкринита в качестве продукта изменения нефелина; химическим анализом устанавливается содержание  $\text{CO}_2$ , обусловленное наличием как кальцита (вторичного), так и канкринита. В мощном пластовом теле берешита с ключа Н. Елового характерно наличие пренита. Последний образует скопления мощностью около 2 м местами чистого минерала, местами в сростании с другими минералами, приуроченные к центральной части тела. Это скопление представляет негматитоподобное образование. По В. М. Куплетскому (1937, 284—285), наличие таких Са-содержащих минералов дает основание предполагать участие ассимиляции карбонатных пород в образовании соответствующих нефелиновых пород.

Лишь изредка отмечается присутствие минералов, содержащих галоиды. Так, очень редко наблюдалось присутствие содалита, например в берешите и нефелиновом сиените оз. Булан-куль. Частично это обусловлено трудностью его распознавания. О возможности более широкого распространения содалита говорит содержание хлора, правда невысокое, в тех случаях, когда он определялся (что делалось не часто); при этом в породах семейств эссекситов, тералитов и ийолитов содержание хлора оценивается сотыми долями процента, а в нефелиновых сиенитах — десятими долями. Присутствие флюорита указывается в небольших количествах в нефелиновых сиенитах с оз. Булан-куль, с горы Сайбар и из дайки сиенитового порфира с горы Сигнальной.

Геологическая обстановка залегания щелочных пород восточного склона Кузнецкого Ала-тау различна. Так, породы семейств эссексита, тералита и ийолита находятся среди эффузивов нижнего девона, залегая в форме прорывающих их штоков, силлов, даек, а также переслаивающихся с ними покровов. Иная картина для пород ряда нефелиновых сиенитов. Они тесно ассоциируются со щелочными сиенитами и залегают либо только среди известняков протерозоя или кембрия, либо среди тех же известняков и эффузивов нижнего девона, прорывая их. При этом нефелиновые сиениты образуют среди щелочных сиенитов пятна или пластообразные залежи, сингенетичные со щелочными сиенитами или несколько более молодые, и охотно приурочиваются к спаям с известняками. Отсюда напрашивается вывод о генетической связи щелочных и нефелиновых сиенитов с известняками.

Однако породы ряда сиенитов, т. е. натросиениты, фополиты и сиенитовые порфиры, довольно широко распространенные в северной части площади, залегают или среди эффузивов нижнего девона, или среди порфировидных гранитов, вне какой-либо связи с известняками, и имеют удивительно устойчивый состав в телах из разных мест. Это дает основание отрицать роль известняков в образовании щелочных сиенитов. Можно было бы предположить взаимодействие родоначальной магмы с известняками в более глубоких горизонтах земной коры, ниже современных выходов щелочных сиенитов; но против этого предположения говорит наличие многочисленных выдержанных даек сиенитового порфира, прорезающих на обширной площади весьма крупные тела порфировидного гранита, причем порфир имеет везде монотонный, выдержанный состав.

Возраст щелочных и нефелиновых пород Кузнецкого Ала-тау определяется следующим образом. Часть из них — трахиандезиты, нефелиниты и др. — являются эффузивными образованиями, сингенетичными со включающими их эффузивами нижнего девона. Берешиты, залегающие в форме силлов среди эффузивов нижнего девона, сами имеют характер почти эффузивных образований с крупными миндалинами в краевых частях силлов.

Наконец, галька нефелиновых долеритов и сиенитовых порфиров находится в конгломерате верхов красноцветной толщи нижнего девона. Отсюда определяется возраст щелочных и нефелиновых пород как нижнедевонский.

Как известно, до настоящего времени нет единства взглядов на генезис щелочных и нефелиновых пород. Существует ряд теорий образования нефелиновых пород — Дэли, Шенда, Боуэна, Харкера, Смита, Джилльсона и др. Интересно отметить, что М. Л. Keith в результате новых детальных исследований массива нефелиновых сиенитов Blue Mountain пришел к выводу о кристаллизации этих пород из магмы соответствующего состава, отрицая роль ассимиляции известняков и связь с гранитной магмой. По В. М. Куплетскому, занимавшемуся специальным изучением нефелиновых пород СССР, нет оснований говорить о самостоятельности щелочной магмы, и мы должны рассматривать нефелиновые сиениты, как производные нормальной известково-щелочной магмы, образовавшиеся в условиях повышения щелочности первоначальных расплавов. При этом он выделяет следующие генетические ассоциации нефелиновых сиенитов с другими породами: 1) ассоциация с гранитами, причем обычно наблюдаются все переходные стадии от гранитов к нефелиновым сиенитам через щелочные граниты, кварцевые сиениты и сиениты; сюда он относит нефелиновые сиениты Булан-куля и горы Сайбар из нашего района; 2) щелочные породы, образующиеся в результате контактового взаимодействия магмы с боковыми породами; 3) генетическая ассоциация с ультраосновными породами; 4) ассоциация нефелиновых пород с основной магмой типа трахидолеритов и эссекситов, в частности на восточном склоне Кузнецкого Ала-тау (Куплетский, 1937, 294—295).

Как указывалось, нефелиновые породы восточного склона Кузнецкого Ала-тау не подвергались специальному изучению, и наши сведения о них отрывочны. Поэтому нет пока уверенных данных для решения вопроса об их генезисе. Все же намечается приуроченность их к краевым зонам Кузнецкого Ала-тау и к мощным зонам разлома с внедрением их в момент поднятия (выпучивания) Кузнецкого Ала-тау. По имеющимся данным все щелочные породы этого района имеют общее происхождение за счет одной магмы, а именно эссекситовой.

Вероятно, для ряда представителей эффузивов нижнего девона северной части Кузнецкого Ала-тау вообще характерно повышенное содержание щелочей. Так, оливиновый диабаз нижнего девона с р. Ничкурюп, включающий силлы берешита, имеет химический состав, приведенный в табл. 14

Таблица 14

Оксиды	Вес. %	Мол. колич.	Оксиды	Вес. %	Мол. колич.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	41.08	684	CaO . . . . .	11.06	197
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.78	10	Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.67	59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13.80	135	K <sub>2</sub> O . . . . .	1.78	19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	9.26	58	H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	1.71	—
FeO . . . . .	7.53	104	H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	1.39	—
MnO . . . . .	0.19	3	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.25	—
MgO . . . . .	7.70	192			
			Сумма .	100.20	

По химическому составу порода близка к щелочным базальтам (Розенбуш, 1934, 415).

Макроскопически, это — массивная серовато-черного цвета порода без различных компонентов. Под микроскопом она обладает интерсертальной

структурой и состоит из мелких и тонких лейст плагиоклаза и обильного авгита, нередко переходящего в эгирин-авгит в центральных частях зерен; имеется оливин, перешедший в иддингсит; в интерстициях располагаются зерна минерала, нацело перешедшего в серицит.

Различие в минералогическом и химическом составе отдельных представителей нефелиновых пород обусловлено различием в условиях кристаллизации и способностью к легкому расщеплению магмы на части, обогащенные лейкократовыми или меланократовыми составными частями, как, например, шпирь-жилы уррита в тешените улуса Теляшкина и жила нефелинового пегматита в горе Дедовой.

#### БИБЛИОГРАФИЯ

- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. 1933.
- Щелочные горные породы Ишима. — Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1936, вып. 79.
- Кузнецов Ю. А. Нефелиновые месторождения в Западно-Сибирском крае. — Вестн. Зап.-Сиб. геол.-разв. тр., 1933, вып. 4, 47—53.
- Куллетский Б. М. Формация нефелиновых сиенитов СССР. — Петрография СССР, сер. 2, вып. 3. Изд. Акад. Наук, 1937.
- Куллетский Б. М. и Окнова Т. М. Количественно-минералогический состав нефелиновых пород. — Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1934, вып. 6.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрографический словарь. 1937.
- Луцицкий В. И. Петрография, т. III, 1937.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. I. — М., изд. Акад. Наук, 1935.
- Геология Сибири, т. II, — М., изд. Акад. Наук, 1936.
- Рачковский И. П. Пуласкит из юго-западной части Енисейской губернии. Изв. Акад. Наук, 6 сер., 1910, № 18.
- К вопросу о породах щелочного ряда юго-западной части Енисейской губернии. Зап. Мин. общ., 2 сер., 1912, 41, 151—231.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. ОНТИ, 1934.
- Саранчина Г. М. Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Ала-тау и Алтая, ч. 3, 1935.
- Сизова П. П. О ланьейтовых роговых обманках из Урянхайского края и Кузнецкого Ала-тау. — Изв. Акад. Наук, 1922, 439—457.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза. Томск, изд. Зап.-Сиб. геол. тр., 1936.
- Чураков А. Н. Кузнецкий Ала-тау. — Очерки по геологии Сибири. Изд. Акад. Наук, 1932.
- Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. — Очерки по геологии Сибири. Изд. Акад. Наук, 1932.
- Doelter C. Handbuch der Mineralchemie, B. 2, Abt. 2. 1917; B. 3, 1918.
- Erdmannsdorfer O. H. Ueber das sibirische Nephelgestein. — Festschrift V. Goldschmidt. Heidelberg, 1928, 85—88.
- Keith M. L. Petrology of the alkaline intrusive at Blue Mountain, Ontario. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1939, 50, № 12.
- Reinisch R. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 1899, 92—93.
- Tröger W. E. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. 1935.

I. K. BAZHENOV

#### NEPHELINE ROCKS OF THE EASTERN SLOPE OF THE KUZNETSK ALATAU

#### SUMMARY

On the eastern slope of the Kuznetsk Alatau alkaline and nepheline rocks are widely developed. They occur mainly amidst Lower Devonian effusives and, more rarely, amidst metamorphic rocks, in Cambrian or Proterozoic limestones in particular. They are regarded as Lower Devonian in age.

A preliminary study permits to distinguish the following families of alkaline and nepheline rocks, after Tröger's classification: 1) The theralite family,



2) the essexite family, 3) the ijolite family, 4) the eleolitic syenite family, 5) the alkaline syenite family.

To the theralite family the theralites of Mt. Goryachaia on Beresh River are referred where they compose a stock up to 1.2 km in diameter. The rocks are uniform in mineralogical and chemical composition, and it is only at the very contact that slight alterations are observed. Typical is the chemical composition of rocks as shown in Table 1.

The following is the mineralogical composition of the theralite: nepheline, 54.5 per cent.; anorthoclase and plagioclase (No. 20), 33.5 per cent.; diopside-hedenbergite, 6 per cent.; apatite, 0.2 per cent.; fayalite, 0.2 per cent, and magnetite, 4.5 per cent.; barkevikite and riebeckite are present in small quantities.

In the marginal parts of the stock the theralite is enriched somewhat in a dark-coloured mineral, and titaniferous augite, with a  $TiO_2$  content equal to 1.2 per cent, appears in appreciable quantities; the content of plagioclase-andesite Nos. 37—50 increases with a concomitant decrease in anorthoclase content, while in some rock varieties the latter disappears altogether.

The quantitative mineralogical composition of the rocks is as follows: nepheline, 40 per cent.; plagioclase-andesite No. 37, 30 per cent.; titaniferous augite, 25 per cent.; admixtures, 5 per cent. Occasionally the feldspar almost disappears in the theralite, and the rock becomes nephelinitic in composition. The chemical composition of rocks belonging to the contact zone of the intrusive differs but little from that of the theralites of the central part of the massif.

The rocks in the marginal parts of the massif acquire locally a porphyritic structure with a fine-grained basic mass, nepheline and diopside segregating in large amounts. In other cases the rocks acquire a flow structure, and in microscopic examination rocks with trachytic structure are discernible.

The vein rocks associated with the theralite stock are represented by oligoclases, liebenerite-porphry, nepheline porphyrite, etc.

On the left hand side of Beresh River amidst basic Lower Devonian effusives a sill of nepheline porphyrite 20 to 160 m thick occurs (bereschite after O. Erdmannsdörfer), and traceable along the strike for a distance of 12 km.; along the dip the sill has been opened up for a depth of 350 m, the dip being 20 deg. The basic mass of bereschite is either fully crystalline or contains glass; at the contacts there occur many large amygdales filled with chaledony, chlorite and calcite; the phenocrysts are represented by large crystals of nepheline (Fig. 10), diopside and plagioclase. The quantitative mineralogical composition of rocks is as follows: andesine No. 40, 25.4 per cent.; orthoclase, 13.4 per cent.; nepheline, 26 per cent.; analcite (at the expense of nepheline and feldspar) 17.8 per cent.; pyroxene of the diopside-hedenbergite series, 8.9 per cent.; ore, 6.9 per cent. Along the Elovoy spring in the central portion of the bereschite sill there occurs a lens-shaped accumulation, about 2 m thick, made up of microcline intimately intergrown with prehnite, and of pure prehnite.

The bereschite sill is associated with thick-bedded deposits of essexite porphyrities, the nepheline content of which is lower than that of bereschites but which are similar to them in chemical composition (Table 5).

Nepheline dolerite is a rock more persistent in its basic composition. It composes a thick sill in the region of the Pechitschensky copper deposit among sandstones and conglomerates of the Lower Devonian. The nepheline dolerite dike cuts Lower Devonian effusives. The rock consists of Labrador No. 52, aegirine-augite, titaniferous augite, olivine and nepheline in the shape of xenomorph grains. The chemical composition of the rock is given in Table 6 which reveals a low content of  $SiO_2$  and a high content of  $Na_2O$  and  $K_2O$ .

Rather widespread are nephelinites occurring in the shape of covers among basic Lower Devonian effusives at Nickkuryup River and at other localities. The mineralogical composition of the rock is as follows: nepheline, 57 per cent.; analcime, 6 per cent.; aegirine-augite, 27 per cent.; alkaline amphibole, 0.2 per cent.; titaniferous augite, 0.3 per cent., apatite, 0.2 per cent.; magnetite, 8 per cent. The chemical composition of the rock is shown in Table 7.

At several localities among the Lower Devonian effusives, west of Lake Bolshoy, phonolites occur in the shape of sills, the chemical composition of which is shown in Table 8. The rock has a trachytic structure and consists of alkaline feldspar with strongly perthitized phenocrysts of the latter, abundant aegirine, and, possibly, nepheline.

Related to phonolites is a natrosyenite (puleskite) from Cherny Yus River, the chemical composition of which is shown in Table 10. It consists of perthite, antiperthite, albite, diopside, aegirine-augite, aegirine, biotite, brown hornblende, alkaline amphibole, apatite, titanite and magnetite. The quantitative mineralogical composition is as follows: feldspars, 84 per cent.; amphiboles and pyroxenes, 12 per cent.; ore minerals and admixtures, 2.5 per cent.

A large body of porphyry-like granite is cut by a very great number of thick dykes of syenite porphyry, the dikes being confined to a fracture zone trending meridionally along Sarala River. The chemical composition of the rocks is shown in Table 11. The rock has a trachytic structure and consists of microlites and phenocrystals of alkaline feldspar and a small amount of a dark-coloured mineral altered into chlorite.

Another region of development of nepheline and alkaline rocks is located farther south-east at the Telyashkin village, Yus River. The rocks have been described by J. P. Rachkovsky (1912). He distinguished: trachyandesites, occurring in the shape of covers among Lower Devonian effusives; essexite porphyrites and essexite diabases, occurring in covers and dykes; teschenites occurring as a laccolith-shaped with a schlier of urtite. The chemical composition of the rocks is shown in Table 12.

The summit of Mt. Dedova is made up of a small stock of essexites intruding the effusives. In the essexite there occurs a pegmatite vein with the composition of nepheline syenite; its chemical composition is shown in Table 13.

Nepheline syenites have been studied at the Tyrdanov village and near Lake Bulankul. Here they accompany alkaline syenites and form scattered portions within the latter. The two rocks intrude Cambrian of Proterozoic limestones, and, locally, also Lower Devonian effusions. The quantitative mineralogical composition of one rock specimen is as follows: orthoclase, 39.8 per cent.; albite, 25.4 per cent.; nepheline, 18.4 per cent.; sodalite, 6.6 per cent.; diopside and biotite, 0.45 per cent.; titanite, 0.25 per cent.; titaniferous magnetite, 0.3 per cent.; zircon, 0.15 per cent.; amphibole, apatite, etc. 9.7 per cent. The chemical composition of the rocks is shown in Table 13. An inference is drawn in the paper that all of the described alkaline and nepheline rocks of the eastern slope of the Kuznetsk Alatau are common in origin, being derived from essexite magma, the part played by limestones in the genesis of these rocks being of minor importance.

Translated by A. Brashnina

Д. С. БЕЛЯККИН**АНОРТОКЛАЗЫ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ СХЕМЕ БОУЭНА**

Прежде всего мы должны здесь ответить на вопрос, что такое анортоклазы. Согласно более или менее общераспространенному представлению петрографов, анортоклиз — специальная разновидность кали-натрового полевого шпата, характеризующаяся наряду с его анортокластичностью также еще и существенно натровым его составом и оригинальным  $2V$ , промежуточным между  $2V$  ортоклаза и санидина. На основании анализа литературных материалов и наших личных наблюдений мы пришли, однако же, к заключению, что анортокластичность полевого шпата отнюдь не связывается обязательно с натровым его химизмом и с определенными значениями  $2V$  (Беляккин, 1937).

Совместно с санидином и ортоклазом, которым, как оказывается, в той или иной мере также не чужды анортокластические свойства, анортоклазы образуют в действительности один непрерывный кристаллохимический ряд, параллельный с рядом плагиоклазов.

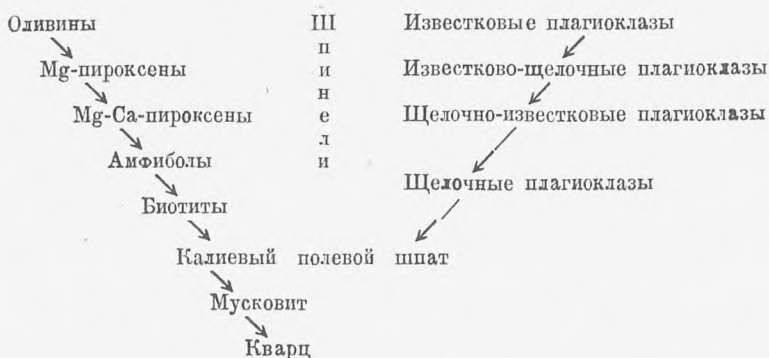
Что касается микроклина, то, в сущности говоря, и он принадлежит к тому же анортоклазовому ряду, отличаясь от остальных его членов только морфологически (микроклиновая двойниковая решетка), причем как эта морфология, так и величина  $2V$  и степень анортокластичности кали-натровых полевых шпатов вообще, — все это имеет свое геологическое значение в смысле фациальных особенностей тех или иных полевошпатовых горных пород (Усов, 1932).

В настоящей заметке нас интересуют, однако же, не столько все эти кристаллографические и структурные детали, сколько отмеченный выше широкий химизм анортоклазов: от существенно калиевых их представителей, как, например, в большинстве кавказских и подобных неинтрузий, до существенно натровых их разностей, характерных для норвежских щелочных сиенитов, а также некоторых фonoлитов, трахитов и пр. Поскольку весьма условна анортокластичность всех этих полевых шпатов (все переходы от анортоклазов к нормальным ортоклазам и санидинам), постольку не менее условным является здесь и самый термин «анортоклиз». Тем не менее, мы пока не можем предложить ничего лучшего; если оставаться на позициях старой терминологии, то это ведет ко многим недоразумениям, как, например, в случае с В. Н. Лодочниковым и его полемиической статьей (1927).

Обращаемся теперь к кристаллизационной схеме Боуэна (см. стр. 227).

Как видим, в схеме этой содержится один только калиевый полевой шпат, но совершенно не учтены анортоклазы с крайней изменчивостью их химизма, равно как не отражены и реакционные отношения их с основными плагиоклазами, отношения, установленные самим же Боуэном на основании ортоклазовых и анортоклазовых каемок вокруг кристаллов анортита, лабра-

дора и лабрадор-андезина, наблюдавшиеся в некоторых изверженных горных породах (Bowen, 1928).



«Этот недостаток» в последнее время пытается устранить Т. Барт, путем создания новой кристаллизационной схемы, приведенной ниже (Barth, 1937). В этой схеме к двум сериям Боуэна присоединена еще третья серия — кали-натровых полевых шпатов: калиевые санидины, санидины, натровые ортоклазы, анортоклазы. В общей сложности все это отвечает нашему анортоклазовому химическому ряду.



Приветствуя самую попытку Барта, мы, тем не менее, не можем не отметить несколько критически как к методике, примененной им в своей работе, так соответственно и к результатам, полученным им и послужившим для создания его схемы.

Методика Барта состояла в том, что на основании химических или оптических данных он определял элементарный состав плагиоклазов и кали-натровых полевых шпатов, образующих совместно порфириовидные вкрапления в тех или иных вулканических горных породах. Совокупность всех этих определений представлена в табл. 1. Соответствующая диаграмма, вычерченная Бартом, изображена на помещенной ниже фигуре (см. фиг. 1).

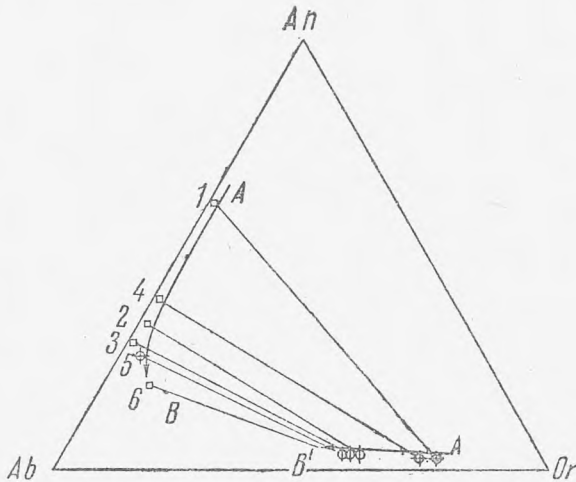
Названия кали-натровых полевых шпатов в описаниях Барта: № 1—3 и 5 — санидин, 4 — щелочный полевой шпат, 6 — натровый ортоклаз. По существу же все это не больше, как члены единого анортоклазового ряда нашей номенклатуры. Полевые шпаты из одной и той же породы, находившиеся, таким образом, во взаимном равновесии в процессе кристаллизации, соединены линиями.

Диаграмма, согласно автору, наглядно показывает, что известковые плагиоклазы находятся в равновесии с калиевыми санидинами, а натровые плагиоклазы — с натровыми санидинами, откуда и заключение его о двух параллельных сериях его схемы (А' — В' и А — В на диаграмме), имеющих



Таблица 1

№ п. п.	Горные породы	Плагиоклаз	Кали-натровый полевой шпат состава			
			Or	Ab	An	Остальн.
1	Трахит, М-те Amiata . . . . .	№ 62	74.5	21	2.5	2
2	Трахит, Эльберг . . . . .	№ 35	58.4	35.5	6.1	—
3	Трахит, Перленгардт . . . . .	№ 30	54.7	37.7	7.6	—
4	Трахиандезит, Колорадо . . . . .	№ 40	72.9	24.1	3.0	—
5	Риодацит, Калифорния . . . . .	Or 5.6, Ab 68.4, An 25.9	51.7	36.2	12.1	—
6	Трахит, Маркизовы острова . . . . .	№ 20	50	45	5	—



Фиг. 1. Состав полевых шпатов вулканогенных пород. ⊕ — полный химический анализ; ⊙ — неполный химический анализ; ⊚ — вычисление из валового анализа породы; □ — оптическое определение.

тенденцию сходиться на стороне Ab — Or диаграммы, — в эвтектической точке приблизительно с 40% молекулы Or, отвечающей конечной кристаллизации полевошпатового расплава.

Когда мы познакомились с работой Барта, то сразу же обратили внимание на то, что при установлении равновесных или реакционных отношений между какими-либо кристаллизациями, в том числе и полевошпатовыми, вряд ли целесообразно базироваться на порфиривидные вкрапления: гораздо естественнее искать отношений такого рода или в равномернозернистых породах без вкрапленников, или же в основной массе порфировых горных пород. Напомним в связи с этим, что даже такой минерал, как кварц, по праву занимающий наиболее низкое положение в реакционных схемах Боуэна и Барта, склонен появляться во вкрапленниках порфиров в сообществе с довольно высокими членами схемы.

В свое время, в порядке критики полевошпатовой диаграммы Фогта, нами был собран довольно большой материал по кристаллизации полевых шпатов в гранитах, причем была установлена следующая нормальная для всех их последовательность кристаллизации: плагиоклаз раньше кали-натрового полевого шпата (Белянин, 1914).

Поскольку обычным плагиоклазом в гранитах является олигоклаз, а обычным кали-натровым полевым шпатом — калиевый микроклин, постольку намечается лишь очень низкое место калиевых полевых шпатов в реакционной схеме, — гораздо более низкое, чем это показано у Барта. Однако, так как Барт исходит в своем построении из кристаллизации не микроклинов, но санидинов, натровых ортоклазов и анортоклазов, то наши и его данные оказываются не вполне сравнимыми, и возникает необходимость в дополнительном исследовании параллельно с плагиоклазами кристаллизации также и его кали-натровых полевых шпатов, т. е. наших анортоклазов. К сожалению, наши личные материалы на этот счет весьма недостаточны. В нижеследующем с полным, правда, учетом всего минералогического состава породы — как вкрапленников, так и основной ее массы — приводятся нами всего три таких случая: 1) анортоклазовый трахит Гурии (Белянкин, Маслов, Петров, 1939); 2) кристобалито-анортоклазовый трахит Артика в Армении (Белянкин, Петров, 1936); 3) интродацииты Дигории (Белянкин, Еремеев, Петров, 1938).

Анортоклазовый трахит Гурии (Боглѐби — Чинаты) (табл. 2). 32.3% вкрапленников, 67.7% основной массы. Плагиоклаз вкрапленников с 45% An. Анортоклаз состава 57% Or, 43% Ab.

Таблица 2

Минералы	Вся порода	Вкрапленники	Основная масса
Анортоклаз . . . . .	67.4	18.6	90.6
Плагиоклаз . . . . .	23.1	71.5	—
Авгит . . . . .	2.9	4.3	2.3
Биотит . . . . .	4.9	2.8	5.9
Магнетит . . . . .	1.6	2.5	1.2
Апатит . . . . .	0.1	0.3	—

Кристобалито-анортоклазовый трахит Артика (табл. 3). 13.3% вкрапленников, 86.7% основной массы. Плагиоклаз вкрапленников зональный, от № 50 и выше в центре до № 39 в краю кристаллов. Анортоклаз 39% Or, 61% Ab.

Таблица 3

Минералы	Вся порода	Вкрапленники	Основная масса
Анортоклаз . . . . .	68.4	—	79
Плагиоклаз . . . . .	11.4	86	—
Авгит . . . . .	4.5	3	5
Магнетит . . . . .	1.4	11	—
Кристобалит . . . . .	14.3	—	16

Интродацииты Дигории (табл. 4). Порфировидно вкрапленный плагиоклаз зональный, плагиоклаз основной массы отвечает по своему составу краевой зоне вкрапленников. Кварц и анортоклаз только в основной массе. Состав анортоклаза по оптическому определению равен 70% Or и 30% Ab.

Образец 1393 — из жилы близ конуса Сонгутидонского ледника. 52.5% вкрапленников, 47.5% основной массы. Плагиоклаз вкрапленников от № 38 в центре до № 18 в краях кристаллов.

Образец 1576 — из скал близ устья р. Кайсардон. 51.3% вкрапленников, 48.7% основной массы. Плаггиоклаз вкрапленников от № 40 в центре до № 20 в краях.

Таблица 4

Минералы	Вся порода		Вкрапленники		Основная масса	
	1393 <sup>1</sup>	1576	1393	1576	1393	1576
Кварц . . . . .	24.0	25.0	—	—	50.5	51.4
Анортоклаз . . . . .	8.0	17.2	—	—	16.9	35.3
Плаггиоклаз . . . . .	54.0	43.8	81.6	77.2	23.4	8.6
Роговая обманка . . . . .	10.3	—	14.0	—	6.3	—
Биотит . . . . .	3.4	14.0	4.4	22.8	2.3	4.7
Титанит . . . . .	0.3	—	—	—	0.6	—

Приведенные мною примеры имеют перед примерами Барта то преимущество, что они дают нам представление не только о кристаллизации различных полевых шпатов в одной и той же породе, но и о действительной последовательности этих кристаллизаций.

Не мудрено, что в связи с этим и взаимоотношения между плаггиоклазами и анортоклазами оказываются здесь не совсем теми, какие мы видели выше у Барта, т. е. не соответствующими именно его правилу о кристаллизации известковых плаггиоклазов параллельно с калиевыми анортоклазами и натровых плаггиоклазов — параллельно с разностями анортоклазов, богатыми натром. Скорее даже наоборот, как о том свидетельствуют сопоставления в табл. 5.

Таблица 5

Породы	№ плаггиоклаза	% Or в анортоклазе по Барту	Фактический % Or в анортоклазе
Трахит Гурии . . . . .	45	73	57
Трахит Артика . . . . .	39	72	39
Интродациты Дигории . . . . .	20	50	70

В итоге нашего краткого рассмотрения, подвергая критике заключения Барта и предостерегая от них читателя, мы отнюдь не разрешаем до конца выдвинутую им проблему. На основании наших личных наблюдений мы высказываем лишь следующие положения:

1. Равновесные отношения между плаггиоклазами и анортоклазами проходят не там, где предполагает их Барт, но по всей видимости на более низком уровне его кристаллизационной схемы.

2. Возможно, что в случае калиевых анортоклазов уровень этот не выше, а ниже, чем в случае анортоклазов, богатых натром.

#### БИБЛИОГРАФИЯ

- Белянкин Д. С. Последовательность кристаллизации полевых шпатов в гранитных породах. — Изв. СПб. политехн. инст., 1914, 22, 259—273.  
 — К определению понятия и к практике анортоклазов. — Изв. Акад. Наук, геол. сер., 1937, № 2, 607—636.  
 Белянкин Д. С., Еремеев В. П. и Петров В. П. Новые данные по неогинтрузиям в бассейне реки Уруха. — Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, петр. сер., 1938, вып. 4, 1—19.

<sup>1</sup> Химическое определение щелочей: Na<sub>2</sub>O 4.89%, K<sub>2</sub>O 1.80%.

- Белянкин Д. С., Маслов К. С. и Петров В. П. Магматические проявления в северо-западной части Гурии. — Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1939, вып. 14, 37—65.
- Белянкин Д. С. и Петров В. П. О кристобалите в горных породах Кавказа и Закавказья. — Изв. Акад. Наук, отд. мат. и ест. наук, геол. сер., 1936, № 2/3, 303—319.
- Лодочников В. Н. Кавказит не санидиновый, а анортоклазовый гранит. — Тр. Ленингр. общ. ест., 1927, 57, вып. 1.
- Усов М. А. Фации и фазы интрузивов. — 2-е изд. Томск, 1932, 14.
- Barth T. H. F. W. Feldspar Equilibria and their Implication. I.—Norsk. Geol. Tidsskrift, 1937, 17, 177—190.
- Bowen N. L. The Evolution of the Igneous Rocks. — Princeton, 1928, 229.

D. S. BELIANKIN

## ANORTHOCLASES AND ITS POSITION IN BOWEN'S CRYSTALLIZATION SCHEME

### SUMMARY

The author expands the range of «anorthoclase» by including in its volume the sanidines, anorthoclases and Na-orthoclases of Barth. The new anorthoclase series of minerals introduced by Barth into Bowen's reaction scheme is subjected to criticism. Original data are cited on the sequence of crystallization of feldspars in the trachytes of Guria and Artik, and in the intrudacies of Digoria.

The following inferences are drawn:

1. The equilibrium relations between plagioclases and anorthoclases are not on the level as drawn by Barth in his crystallization scheme, but are most probably lower.
2. It is possible that in the case of K-anorthoclases this level is not higher but lower than in the case of anorthoclases rich in soda.

Translated by A. Brashnina



Н. А. ЕЛИСЕЕВ**К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ГЕЛЬСИНКИТОВ**

(табл. I—III помещены в конце книги на стр. 39—41)

**ВВЕДЕНИЕ**

А. Лейтакари (Laitakari, 1918) в 1918 г. предложил называть гельсинкитами своеобразные породы сиенитового состава из окрестностей г. Гельсинки, состоящие, главным образом, из альбита и эпидота и в подчиненном количестве микроклина и кварца. Гельсинкиты, содержащие кварц, было предложено называть кварцевыми гельсинкитами. Кварцевые гельсинкиты постепенными переходами связаны с гранитами.

В дальнейшем в работах других авторов гельсинкитами назывались породы гранитного или сиенитового состава, существенно состоящие из альбита и эпидота.

А. Лейтакари, наблюдая структурные соотношения между альбитом и эпидотом, а также принимая во внимание свежесть этих минералов, пришел к выводу о первично-магматическом происхождении альбита и эпидота. Эпидот в метаморфических породах обладает высокой идиобластичностью, и ксеноморфизм эпидота по отношению к альбиту в гельсинкитах заставляет отбросить предположение о метаморфическом происхождении эпидота. Так как после работы А. Лейтакари обнаружилось, что гельсинкиты довольно часто встречаются не только в Финляндии, но и в других странах, и так как вопрос о первично-магматическом происхождении эпидота представляет большой теоретический интерес, то появилось довольно большое количество работ, посвященных гельсинкитам.

П. Эскола выделяет «гельсинкитовую фацию» пород, в которой большое количество воды при высоком давлении служит причиной значительного понижения температуры кристаллизации магмы (Escola, 1920, 181). По мнению Эскола, в условиях кристаллизации гельсинкитовой фации появляются в качестве своеобразных низкотемпературных членов реакционного ряда альбит и эпидот.

Принимая во внимание первично-магматическое происхождение эпидота в гельсинкитах, Барт (Barth, 1929) на примере гельсингфорского батолита, отдельные участки которого представлены гельсинкитовыми фациями, делает вывод о температурах, при которых может происходить анатексис. Температура в таких случаях низкая, примерно равна 500°.

Но неправильным было бы утверждение, что мнение о первично-магматическом происхождении эпидота получило всеобщее признание. На ряду со сторонниками первично-магматического происхождения эпидота имеются сторонники метаморфического его происхождения и, следовательно, не магматического, а метаморфического происхождения гельсинкитов.

Из сторонников первично-магматического происхождения эпидота в гельсинкитах следует отметить А. Лейтакари (Laitakari, 1918), Мэкинена (Mäkinen, 1916), описавшего аналогичные породы еще до Лейтакари, Эскола (Escola, 1920, 1920—1921, 1928, 1934), Т. Барта (Barth, 1929), Х. Эккермана (Eckermann, 1925), Корнелиуса (Cornelius), Мразека и Джиушку (Mrazek et Giusca, 1935), Сундиуса (Sundius, 1935).

Из сторонников метаморфического происхождения эпидота в гельсинкитах, а следовательно сторонников не магматического, а метаморфического происхождения самих гельсинкитов, отметим Боуэна (Bowen; 1933), который, впрочем из осторожности говорит, что большинство (а не все) гельсинкитов возникает в результате гидротермальных замещений, Кранк (Wegmann a. Kranck, 1931), Меллис (Mellis, 1932), Асклунд (Asklund, 1925), Баклунд (Backlund, 1925) также относятся к сторонникам метаморфического происхождения гельсинкитов. Согласно этим исследователям альбит и эпидот—минералы постериорные, возникающие в результате пневматолитово-гидротермального (автометаморфического) замещения гранитов и сиенитов. По мнению Меллиса, такие изменения находятяся в причинной связи с катакластическими явлениями, возникающими в результате как внешних причин, так и внутренних (в результате изменения объема при застывании).

Идея о первично-магматическом происхождении гельсинкитов, получившая широкую популярность после работ А. Лейтакари, оказывается не была новой. В 1874 г. американец Брэдлей (Bradley, 1874) опубликовал короткое сообщение о своих исследованиях в районе между Тенесси и Северной Каролиной и назвал унакитами члены гранитной и сиенитовой серий пород, характеризующиеся наличием эпидота. Название унакит (unakyte) производится от названия хребта.

Хотя в унакитах, описанных впервые Брэдлеем, речь шла об эпидоте, возникающем при замещении роговой обманки и слюды, в дальнейшем различные исследователи при описании унакитов из других мест толковали о первично-магматическом происхождении эпидота, очевидно имея дело с несколько иными породами, чем те унакиты, которые были описаны Брэдлеем.

Замечательно, что унакиты послужили причиной возникновения такой дискуссии между различными исследователями, какая возникла вокруг вопроса о происхождении гельсинкитов почти полвека после первого описания унакитов. Появились сторонники первично-магматического происхождения эпидота, как например Кейс (Keyes, 1893<sub>1,2</sub>), Бутлер (Butler, 1909) и другие. Были и сторонники метаморфического (вторичного), происхождения унакитов, например Фален (Phalen, 1904), Ватсон (Watson, 1906).

Таким образом термин гельсинкит является синонимом термина унакит, а идеи, связанные с гельсинкитами, аналогичны и являются повторением идей, возникших в связи с изучением забытых унакитов. Поэтому возникает вопрос, следует ли пользоваться термином «гельсинкит» и не восстановить ли приоритет однозначного с ним термина «унакит».

Необходимо отметить, что вопрос о возможности первичного происхождения эпидота возникал в петрологической литературе неоднократно и вне прямой связи с проблемой гельсинкитов. Этот вопрос обсуждался Лакруа (Lacroix, 1889), Дюпарком и Мразеком (Dupark et Mrazek, 1898), Адамсом (Adams, 1891), Хоббсом (Hobbs, 1889), Турнером (Turner, 1899), и другими.

Особо следует отметить работу Вейншенка (Weinschenk, 1895), в которой говорится о первичной кристаллизации эпидота в результате пьезокристаллизации центральных гранитов в Альпах.<sup>1</sup>

В качестве одного из факторов, говорящих о первичном происхождении эпидота, различные авторы отмечают обрастание эпидотом ортита (алланита), причем чаще всего под алланитом разумеется темноокрашенный минерал без более точного определения этого минерала.

<sup>1</sup> См. также работу Дюпарка и Мразека.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗАЛЕГАНИЕ АЛТАЙСКИХ ГЕЛЬСИНКИТОВ

В Рудном Алтае гельсинкиты встречаются в нескольких местах и генетически являются производными гранитной магмы (Елисеев, 1938). Алтайские гельсинкиты имеют очень много общего с гельсинкитами из других районов и представляют очень благодарный материал для разрешения вопросов о генезисе гельсинкитов вообще. По своему геологическому залеганию гельсинкиты в Рудном Алтае обычно слагают неправильной, округлой формы участки среди адамеллитов, гранитов, гранофилов и кварцевых альбит-порфиров змеиногорского интрузивного комплекса. Гельсинкиты встречаются не только среди адамеллитов и гранитов — интрузивных фаций комплекса, — но и среди краевых фаций гранитных массивов (гранофиры), а также среди жильных гранит-порфиров и кварцевых альбит-порфиров, слагающих дайки от долей метра до нескольких метров мощностью. Форма участков гельсинкитов обычно неправильная, размеры варьируют от нескольких метров до нескольких сотен метров в поперечнике. В последних случаях нередко целые холмы сложены гельсинкитами, примером чему может служить гора Ревневая, у подножья которой добывалась знаменитая ревневская яшма. Участки гельсинкитов в адамеллитах и гранитах встречены были около дер. Корбалихи, в нескольких метрах к югу и северу от р. Алей, к югу от Змеиногорска. Очень часто между гельсинкитами и породами, включающими гельсинкиты, можно наблюдать постепенные переходы, что указывает на тесное генетическое родство гельсинкитов с адамеллитами, гранитами, гранофирами, гранит-порфирами и кварцевыми альбит-порфирами, от которых гельсинкиты отличаются светлосерым, желтым, желтовато-серым цветами. Между гранофирами, с одной стороны, и гранитами и адамеллитами, с другой, нередко можно наблюдать постепенные переходы. Участки гранофилов небольших размеров, до нескольких метров в поперечнике, встречены в адамеллитах, гранитах и трондьемитах змеиногорского интрузивного комплекса.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛТАЙСКИХ ГЕЛЬСИНКИТОВ

Подробное петрографическое описание адамеллитов и гранитов приведено в работе «Петрография Рудного Алтая и Калбы» (Елисеев, 1938); там же приводятся количественно-минералогические характеристики этих пород.

Гельсинкиты характеризуются наличием варьирующих количеств эпидота. Плагноклаз (альбит) замутнен включениями большого количества округлых зерен эпидота и неправильных зерен лейкоксена и реже пластинками серицита. В таких случаях почти весь эпидот располагается внутри кристаллов плагноклаза. В редких случаях попутно с изменениями плагноклаза в породах, содержащих амфибол и биотит, происходит изменение цветного минерала, сопровождающееся возникновением эпидота внутри и за счет амфибола и биотита. Попутно с эпидотом возникает хлорит и лейкоксен.

Но такой тип гельсинкитов встречается значительно реже по сравнению с другим типом, характеризующимся иными формами развития эпидота и иной структурой породы.

В этих случаях минералогический состав гельсинкитов представлен, главным образом, альбитом, кварцем и эпидотом; в небольшом количестве встречается лейкоксен в виде агрегата мелких округлых зернышек и изредка хлорит. В отличие от замутненного и содержащего большое количество включений эпидота и серицита альбитизированного плагноклаза в предыдущем типе гельсинкитов альбит здесь сохраняет хорошую кристаллическую огранку, а совершенно свежий, прозрачный калиевый полевой

шпат (микроклин) замещен нацело или большей частью шахматным альбитом. Скопления зерен эпидота развиваются типично мезостатически на контактах между кристаллами полевого шпата и кварца. Очень часто отдельные зерна эпидота имеют удлиненно призматическую форму и образуют своеобразные сферолитовые сростания. Такие сферолитовые сростания, между прочим, весьма типичны для гельсинкитов других районов и неоднократно отмечались различными авторами. Эпидот желтовато-серый, несколько полихроирующий в лимонно-желтых тонах. Хорошо сохраняется первичная гипидиоморфная структура гранитов и адамеллитов (табл. I, фиг. 1).

Большой интерес представляют своеобразные участки среди гельсинкитов в адамеллитах и гранитах, размером до 10—12 м в поперечнике, которые резко отличаются от гранитов и адамеллитов серовато-белой окраской и среднезернистым (бластическим) строением. Под микроскопом порода состоит из кварца и эпидота, количественные соотношения между которыми варьируют иногда даже на небольшом участке (табл. I, фиг. 2). Содержание эпидота достигает местами 60%, хотя в общем кварц значительно преобладает над эпидотом. Эпидот располагается кучно; когда его много, размер кристаллов обычно более крупный. Судя по оптическим свойствам, эпидот здесь содержит примерно 20—22% железистой составной части, т. е. он менее железистый, чем эпидот в гранофирах и других породах ( $2V = -77^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.038$ ). При небольших количествах эпидота резко бросается в глаза приуроченность мелкозернистых агрегатов зерен эпидота преимущественно к контактам между зернами кварца (табл. II, фиг. 1). Эпидот неравномерно, пятнисто окрашен в грязножелтый цвет, местами слабо полихроирует в желтых тонах. Вместе с эпидотом, как и в других разновидностях этих пород, встречаются или изометричные зерна или удлиненно-клиновидные зерна лейкоксена с неправильными участками ильменита внутри зерен лейкоксена. Изредка попадаются тонкие иглочки апатита. Структура в таких породах гломеробластическая (Goodspeed, 1937), характеризующаяся кучным расположением кристаллов эпидота. Такие своеобразные кварцевоэпидотовые породы встречены были, например, около пос. Калужского (к северу от поселка, на планшете XII-2 двухверстной съемки Рудного Алтая). По краям участка такие породы окружены каемкой гельсинкитов с прозрачным и чистым альбитом, а далее гельсинкиты переходят в адамеллиты.

Наиболее мощно гельсинкитовые фации представлены в краевых частях адамеллито-гранитовых массивов, в гранофирах.

Напомним, что гранофиры представляют одну из разновидностей гранит-порфира, которая характеризуется гранофировой или микропегматитовой, по Лодочникову, основной массой (1928, 91). Эта разновидность гранит-порфира (табл. II, фиг. 2) почти целиком может быть отнесена к гельсинкитам. Алтайские гранофиры подробно описаны автором (Елисеев, 1938); поэтому здесь мы очень коротко остановимся на главных, наиболее типичных особенностях минералогического состава и структуры этих пород.

Макроскопически, гранофиры—светлые породы белого, розового, желтого цветов, гранит-порфирового облика, со слегка заметной макроскопически импликационной структурой (Лодочников, 1928). Под микроскопом порода, главным образом, сложена полевым шпатом и кварцем; подчиненное значение имеют эпидот, мелкочешуйчатый биотит, хлорит, серицит. В очень небольшом количестве присутствуют лейкоксен, сфен, ильменит и акцессорные — апатит, циркон, рутил.

Полевой шпат — преимущественно альбит; реже и в подчиненных количествах — микроклин. Лишь в исключительных случаях плагиоклаз более основной, зональный, с альбит-олигоклазом в центральной части кристаллов (№ 15) и альбитом по периферии кристаллов, что указывает на первоначально более основной состав плагиоклаза в гранофирах. Помимо хорошо



ограниченных кристаллов альбита, альбит слагает участки, первоначально принадлежавшие микроклину. Очень часто на таких участках наблюдается шахматный альбит.

Микроклин обычно самостоятельного развития не имеет и в виде небольших неправильной формы участков включен внутри зерен альбита. Судя по формам развития зерен шахматного альбита, калиевый полевой шпат имел ксеноморфное развитие.

Характерной особенностью минералогического состава граптофиров является постоянное присутствие эпидота и чешуек зеленого биотита, которые крайне неравномерно распределяются в породе.

Содержание эпидота в породе в пределах одного и того же небольшого обнажения нередко изменяется от долей процента до 30%, обычно же составляет 2—3%. Точно также колеблется и содержание биотита, хотя и не в таких широких пределах: от следов до 2—3% (по объему).

Эпидот обычно очень слабо окрашенный, почти бесцветный, реже желтый или буровато-желтый. В виде исключения встречаются участки коричневого, бурого, красновато-фиолетового цветов (пьемонтит?) внутри светложелтого или бесцветного эпидота. У эпидота  $2V = -73^\circ$ ,  $Ng - Np = 0.042$ , что указывает на содержание железистой составной части в количестве, примерно, 30%. Спайность по 100 и 001. Таблички вытянуты параллельно Nm.

В некоторых случаях участки желтого цвета внутри эпидота принадлежат, очевидно, ортиту. Один из таких случаев изображен на табл. III, фиг. 1. Внутри кристалла эпидота располагается зерно зонального ортита желтовато-бурого цвета и отчетливо зонального строения. На границе отдельных зон располагается буро-коричневое почти изотропное вещество. Ортит внутри зерна разложен и почти изотропен, по краям имеет буро-желтый цвет и полихроирует в светложелтых и буровато-желтых оттенках. Прямолинейная граница между ортитом и эпидотом резкая.

Как уже указывалось выше, различные исследователи отмечали наличие алланита (ортита) в гельсинкитах, причем кристаллы ортита обрастают эпидотом.

Относительно указаний на присутствие ортита в гельсинкитах возникает сомнение, во всех ли случаях окрашенный минерал, находящийся в сростании с эпидотом, представлял ортит. Судя по наблюдениям над алтайскими гельсинкитами, ортит встречается сравнительно редко; в большинстве же случаев интенсивная окраска, очевидно, вызывается повышенным содержанием марганца в эпидоте, что, между прочим, типично для гранитов горы Ревневой. К сожалению, темноокрашенные участки внутри зерен эпидота встречаются в виде единичных небольших зерен и не всегда могут быть детально исследованы.

Биотит с яркой интерференционной окраской и резким полихроизмом от густозеленого до желтого. Биотит развивается в виде мелких коротких и сравнительно широких чешуек и мелких пластиночек. На ряду с широкопластинчатым биотитом нередко наблюдаются также мелкозернистые агрегаты узкопластинчатого, почти игольчатого биотита.

Помимо указанного мелкопластинчатого развития биотита, образующего скопления на контактах других минералов, в некоторых случаях встречаются сравнительно крупные пластинки обычного коричневого биотита (первично-магматического), почти всегда в значительной степени превращенного в хлорит.

Зерна сфена и лейкоксена располагаются очень часто внутри агрегатов зерен эпидота. Иногда внутри зерен сфена и лейкоксена наблюдаются участки сохранившегося ильменита. Из минералов-примесей встречаются длинные и узкие кристаллы апатита, изометричные, более крупные кристаллы циркона и иногда очень мелкие иголки рутила.

Для структуры гранофиров характерно наличие гранофировых сростаний кварца и микроклина, обычно нацело или почти нацело замещенного шахматным альбитом (табл. 2, фиг. 2). Подобные же сростания наблюдаются между кварцем и плагиоклазом (альбитом). Такие гранофировые сростки являются как бы основной массой по отношению к более крупным кристаллам плагиоклаза, замещенного шахматным альбитом, микроклина и реже кварца; они рассеяны по различным участкам породы, структуру которой можно назвать гипидиоморфнозернистой. Плагиоклаз резко идиоморфен по отношению к микроклину.

Особый интерес представляют структурные соотношения между эпидотом и другими минералами. Так же, как и агрегаты мелкопластинчатого биотита, эпидот образует кучные скопления, располагающиеся на контакте между другими минералами. Форма таких участков из зерен эпидота резко ксеноморфная по отношению к призматическим кристаллам альбита и округлым зернам замещенного альбитом микроклина. Особенно резко такой ксеноморфизм выражен в тех случаях, когда эпидота в породе не особенно много. Так же как и в гельсинкитах, внутри гранитов и адалеллитов зерна эпидота имеют нередко удлиненопризматическую форму и образуют своеобразные сферолитовые сростания. Отметим, что агрегаты зерен эпидота и в том случае, когда внутри отдельных зерен находятся участки темного цвета, все равно имеют резко ксеноморфные очертания. Иногда встречающиеся жилки эпидота, очевидно, находятся в генетической связи с неравномерным распределением эпидота в гранофирах.

Кроме гранофиров, к гельсинкитам следует отнести также некоторые сферолитовые кварцевые альбит-порфиры, представляющие собой одну из разновидностей гранит-порфиров, генетически также связанных со змеиногорским интрузивным комплексом (Елисеев, 1938). В этих породах, так же как и в гранофирах, эпидот располагается на контактах между другими минералами. На ряду с эпидотом почти постоянно присутствует пневматолитовый мелкопластинчатый зеленый или коричневый биотит, агрегаты пластинок которого располагаются или на контакте между различными минералами, или по трещинкам. Во вкрапленниках и основной массе сферолитовых альбит-порфиров полевой шпат представлен альбитом. Шахматный альбит во вкрапленниках заставляет думать, что в этих случаях имеет место замещение альбитом калиевого полевого шпата.

При описании структурных особенностей гельсинкитов необходимо сказать о таких разновидностях этих пород, которые несут следы катаклаза. Гельсинкиты со следами катаклаза встречаются на Алтае довольно часто. Они довольно широко распространены среди пород тектонической зоны, проходящей к северу от Змеиногорска. Кроме того, катаклазированные гельсинкиты встречаются и вне связи с зонами расланцевания. Так, например, в краевых частях своеобразных гнезд гельсинкита, состоящих из эпидота и кварца, наблюдаются переходные породы между гельсинкитами и адалеллитами с резко выраженным катаклизом. Лейсты плагиоклаза раздроблены, изогнуты и смещены; кварц разбит на угловатые участки, нередко разделенные тонкими каемочками мелких зерен эпидота.

В некоторых случаях гельсинкиты представляют своеобразную брекчию, состоящую из остроугловатых обломков гранитоида, между которыми располагаются скопления мелких зерен эпидота. Аналогичные брекчи описаны О. Меллисом, который приводит очень удачные фотографии таких брекчированных гельсинкитов (Mellis, 1932). В брекчированных гельсинкитах участками наблюдается совершенно свежий, без волнистого погасания кварц с хорошей кристаллографической огранкой, что совершенно определенно указывает на то, что этот кварц кристаллизовался после того, как порода была раздроблена. Точно такое же явление отмечает в своей работе О. Меллис, на основании чего он пришел к выводу о закономерном

росте кристаллов кварца внутри пустот (Mellis, 1932). О кристаллизации эпидота в друзах пишет и Асклунд (Asklund, 1925).

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГЕЛЬСИНКИТОВ

В литературе имеется довольно большое количество химических анализов гельсинкитов. Они напечатаны в работах Мэкинена (Mäkinen, 1916, 73—75), А. Лейтакари (Laitakari, 1918, 6 и 7), Х. Эккермана (Eckermann, 1925, 508), Бётлера (Butler, 1909, 29), Эскола (Escola, 1928, 1934), Асклунда (Asklund, 1925, 40 и 42), Сундиуса (Sundius, 1935, 16 и 18), Вилькмана (Wilkman, 1928).

В «Петрографии Рудного Алтая и Калбы» приводятся химические анализы гельсинкитов, по своему петрографическому составу отвечающих гранофирам (Елисеев, 1938, анализы 29 и 29а на стр. 94) и сферолитовым кварцевым альбит-порфирам (Елисеев, 1938, анализы 31 и 33 на стр. 97).

По своему химическому составу гельсинкиты соответствуют гранитам (Eckermann, 1925; Escola, 1928), сиенитам (Laitakari, 1918; Mäkinen, 1916; Asklund, 1925; Wilkman, 1928), гранит-порфирам (Butler, 1909; Sundius, 1935; Escola, 1934), кварцевым порфирам (Butler, 1909), гранофирам (Sundius, 1935; Елисеев, 1938). В соответствии с тем, что в одних случаях в гельсинкитах присутствует в значительных количествах калиевый полевой шпат, а в других калиевый полевой шпат отсутствует или почти отсутствует (замещен альбитом), — что весьма типично, как мы видели, для алтайских гельсинкитов, — по химическому составу Асклунд (Asklund, 1925), Барт (Barth, 1929), Бётлер (Butler, 1909), Эккерман (Eckermann, 1925) и др. различают две группы гельсинкитов: калиевые и натровые гельсинкиты.

Эпидот по своему составу, согласно данным различных авторов, соответствует обычному эпидоту, содержащему, примерно, 30% железистого эпидота. Химические анализы эпидота приводятся в работах Бётлера (Butler, 1909), Кейса (Keyes, 1893<sub>2</sub>), Хоббса (Hobbs, 1889).

### ВЫВОДЫ

**О так называемой гельсинкитовой магме.** Согласно исследователям, по мнению которых эпидот и альбит кристаллизуются из магмы, находящейся в особых условиях (обогащение водой и вследствие этого понижение температуры кристаллизации, при которой вместо неустойчивого плагиоклаза кристаллизуются эпидот + альбит), получается, будто бы эти особые условия служат причиной появления самостоятельной гельсинкитовой магмы. Однако геологические исследования показывают, что гельсинкиты обычно слагают участки в гранитах и сиенитах. Гельсинкиты переходами связаны с гранитами и сиенитами. Так, Т. Барт (Barth, 1929) отмечает, что гельсинкиты слагают отдельные участки в гранитном батолите южной Финляндии и что гельсинкиты постепенными переходами связаны с гранитами. Имеются указания, что унакиты американских исследователей также не имеют самостоятельного значения. На связь гельсинкитов с рапакиви (гранит-порфиновые фации) указывает Эскола (Escola, 1928). На переходы гельсинкитов к гранитам и сиенитам указывают и другие авторы.

Очень хорошим примером того, что гельсинкиты являются своеобразными фациями адамеллитов, гранитов и гранит-порфиров и самостоятельного значения не имеют, могут служить алтайские гельсинкиты.

На основании характера геологического залегания гельсинкитов совершенно ясным становится, что о самостоятельности гельсинкитовой магмы говорить нельзя. Если даже признать первично-магматическое происхождение гельсинкитов, то и в этом случае можно говорить лишь об участках

гранитной и сиенитовой магм, а не о самостоятельной гельсинкитовой магме.

**О гипабиссальном характере гельсинкитовых фаций.** Что гельсинкиты представляют гипабиссальные фации гранитов и адамеллитов хорошо видно на примере алтайских гельсинкитов, которые наиболее мощное развитие приобретают в краевых частях гранитовых и адамеллитовых интрузивных массивов, представленных гранит-порфирами (гранофирами). О гипабиссальной природе гельсинкитов имеются указания у Мэкинена (Mäkinen, 1916), Эскола (Escola, 1928), Барта (Barth, 1929), Бётлера (Butler, 1909). На гипабиссальную природу минералогической ассоциации эпидот + альбит указывает сравнительно низкотемпературный интервал кристаллизации этих минералов под влиянием аутометаморфических процессов (см. ниже).

**О первично-магматическом или метаморфическом происхождении ассоциации альбит + эпидот в гельсинкитах.** Алтайские гельсинкиты представляют очень удачный материал для решения вопроса о происхождении эпидота и альбита. Гельсинкиты, являющиеся фаціальными разновидностями адамеллитов и гранитов и характеризующиеся эпидотом, кучно скопляющимися внутри кристаллов плагиоклаза, наиболее просты для понимания (табл. I, фиг. 1). Постериорное (метаморфическое), а не магматическое происхождение эпидота и альбита здесь не вызывает никаких сомнений.

Гельсинкиты, по составу отвечающие кварцево-эпидотовым породам и слагающие гнезда в адамеллитах и гранитах (табл. I, фиг. 2), также являются метаморфическими породами. О. Меллис, исследуя кварцево-эпидотовые породы, похожие на наши, довольно убедительно доказывает метаморфическое происхождение таких пород.

Таким образом остаются гельсинкиты, в которых на ряду с совершенно прозрачным альбитом эпидот обособляется и развивается на контактах между альбитом, микроклином и кварцем. Такими представителями гельсинкитов являются разновидности адамеллитов и гранитов и разновидности гранит-порфиров (гранофиры и сферолитовые альбит-порфиры).

В наиболее убедительном виде генезис альбита и эпидота можно проследить в гранофирах. Отличительными особенностями этих пород, как мы видели, являются следующие: 1) наличие прозрачного и чистого альбита; 2) наличие шахматного альбита, замещающего калиевый полевой шпат; 3) ксеноморфное развитие агрегатов зерен эпидота; 4) нередко встречающийся ортит, обрастаемый эпидотом; 5) расположение мелкочешуйчатых агрегатов своеобразного зеленого биотита также на контактах между полевыми шпатами и кварцем; 6) неравномерное распределение эпидота в породе на небольших участках и частое выполнение эпидотом и кварцем мелких пересекающихся трещинок; 7) преобладание натрия над калием в химическом составе гранофиров и кварцевых альбит-порфиров; 8) наблюдающиеся иногда внутри кристаллов альбита участки сохранившегося альбит-олигоклаза.

Наличие участков альбит-олигоклаза (№ 15), хотя бы и редко встречающихся, совершенно ясно указывает на то, что из магмы кристаллизовался не альбит, а более основной плагиоклаз (олигоклаз), который в дальнейшем подвергался альбитизации. Присутствие такого реликтового олигоклаза отмечают и другие исследователи, как, например, О. Меллис (Mellis, 1932, 430).

Развивающиеся на контактах между полевыми шпатами и кварцем мелкие пластинки зеленого биотита имеют типичный пневматолитовый характер, что подтверждается наблюдениями над изменениями редко встречающихся кристаллов первичного коричневого биотита. Биотит превращается в агрегат мелких чешуек и частично хлоритизируется.

**Шахматный альбит** возникает в результате аутометаморфических изменений калиевого полевого шпата, сопровождающихся неко-



торым обогащением натрием в конечные стадии формирования этих пород.

В свете этих данных становятся понятными пути возникновения эпидота в гельсинкитах. Эпидот возникает не в результате кристаллизации из магмы, а в результате дезанортитизации более основного плагиоклаза (олигоклаза). В одних случаях эпидот остается на месте, образуя скопления мелких зерен внутри кристаллов плагиоклаза (табл. I, фиг. 1); в других случаях анортитовая составная часть мигрирует и в виде эпидота располагается на контактах между другими зернами породы. О том, что анортитовая составная часть оказывается сравнительно легко подвижной, говорит тот факт, что эпидот нередко выполняет трещинки в гельсинкитах.

Эпидот и альбит в гранофирах следует рассматривать в качестве постериторных (метаморфических) минералов, возникших в результате аутометаморфизма.

Такого же происхождения альбит и эпидот и в других алтайских гельсинкитах.

Аутометаморфические процессы, т. е. альбитизация и эпидотизация, а также возникновение агрегатов чешуек зеленого биотита, вызывались, очевидно, повышенным содержанием воды в магме, что отмечают и предвидящие исследователи (Лейтакари, Эскола, Эккерман, Барт и др.), и обогащением остаточного магматического расплава натрием, — подобно тому, как это происходит в основных породах (спилиты) и в щелочных породах (щелочные сиениты и нефелиновые сиениты). Идиоморфное развитие альбита и ксеноморфное эпидота объясняется тем, что альбит сохраняет реликтовые формы первичного плагиоклаза, а эпидот, возникающий при дезанортитизации плагиоклаза циркулировавшими в еще не застывшей породе растворами, переносился с одного места на другое, чем объясняется и типичное неравномерное распределение эпидота в породе и выполнение эпидотом трещинок.

Что касается температурных интервалов аутометаморфических превращений, в результате которых появились эпидот и альбит, то они совершались в пределах, вернее на границе пневматолитовой и гидротермальной стадий аутометаморфизма, что согласуется с наблюдениями и других авторов. Так, например, О. Меллис говорит, что «вероятно пневматолитические явления играли главную роль, они постепенно переходили в гидротермальные» (Mellis, 1932, 433). Примерно такое же замечание сделал по поводу доклада Эккермана О. О. Баклунд (Backlund, 1925).

Таким образом, обобщая результаты наших наблюдений над алтайскими гельсинкитами, мы можем сделать вывод о метаморфическом (аутометаморфическом), а не магматическом их происхождении.

Принимая во внимание очень большое сходство алтайских гельсинкитов с гельсинкитами из других районов и генетические особенности этих пород, можно с уверенностью заявить о метаморфическом происхождении гельсинкитов вообще. Гельсинкитовые фации пород возникают в результате аутометаморфизма гранитов, адамеллитов, сиенитов, гранит-порфиоров и других пород, производных гранитной и сиенитовой магм.

**О роли катаклаза при образовании гельсинкитов.** О том, что образование гельсинкитов иногда приурочено к участкам катаклазированных пород, указывалось выше. О. Меллис правильно отмечает, что эпидот в таких породах возникает после образования катаклазированных пород; но он делает неверное заключение, что гельсинкиты всегда генетически связаны со своеобразными дислокационными процессами, возникающими под влиянием внешних или внутренних причин. На примере алтайских гельсинкитов хорошо видно, что имеются широко распространенные гельсинкиты, возникновение которых не связано с катаклизмом, и на ряду с этим имеются катаклазированные гельсинкиты. В катаклазированных гельсинкитах при-

чиной появления альбита и эпидота может быть катаклиз, имевший место после того, когда порода сформировалась, хотя очевидно, что очень часто катаклиз, происходящий в результате изменения объема горных пород при переходе в гельсинкиты, находится в связи с аутометаморфическими изменениями.

**О первично-магматическом происхождении ортита.** Некоторые авторы при суждении о магматическом происхождении эпидота ссылаются на тесную связь последнего с ортитом, который они рассматривают в качестве миперала, кристаллизующегося из магмы. В алтайских гельсинкитах зерна ортита также встречаются внутри агрегатов зерен эпидота. Постериорное происхождение ортита и эпидота здесь не вызывает сомнений. На основании наших наблюдений можно сделать вывод, что ортит в гельсинкитах минерал постериорный.

**О терминах гельсинкит и гельсинкитовые фации.** Термины гельсинкит и гельсинкитовая фация гранитов, сиенитов и т. д. следует признать полезными и заслуживающими того, чтобы их сохранить и пользоваться ими для обозначения своеобразных разновидностей пород, возникающих при пневматолитово-гидротермальном аутометаморфизме.

Несмотря на то, что термин унакит, являющийся синонимом термина гельсинкит, был предложен ранее, все же следует оставить термин гельсинкит, так как он получил широкую известность и популярность.

#### БИБЛИОГРАФИЯ

- Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. — Петрография СССР, вып. 6, М., изд. Акад. Наук, 1938.
- Лодочников В. Н. Об импликационных структурах. — Геол. вестн., 1928, 6, № 1—3.
- Adams F. D. On Some Granites from British Columbia and the adjacent Parts of Alaska and the Yukon District. — *Canad. Rec. Sci.*, 1891, 4, № 7.
- Askund B. Petrological Studies in the Neighbourhood of Stavsjö at Kolmarden. — *Sver. Geol. Undersök. Ser. C.*, 1925, № 325.
- Backlund H. H. Дискуссия по поводу доклада Эккермана. — *Geol. Fören. Förh. Stockh.*, 1925, 47, 547.
- Barth T. Die Temperatur der Anatexis des Urgebirges im südlichsten Norwegen. — *Chl. Min., Geol. u. Palaeont., Abt. A*, 1929.
- Bowen N. The broader Story of magmatic Differentiation, briefly told. — *Ore Deposits of the Western States. Lindgren Volume. Amer. Inst. Min. a. Metall. Eng.*, 1933.
- Bradley F. H. On Unakite an epidote Rock from the Unaka Range. — *Amer. Journ. Sci.*, 1874, 7.
- Butler B. S. Pyrogenic Epidote. — *Amer. Journ. Sci.*, 1909, 28.
- Cornelius H. P. Ueber Vorkommen von Helsinkit im Albulamassiv. — *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 1927, 7, H. 1.
- Dupark L. et Mrazek L. Recherches géologiques et pétrographiques sur le Massif du Mont-Blanc. — *Mém. Soc. Phys. Hist., Nat. Genève*, 1898, 33, № 1.
- Eskermann H. A Find of Boulders of Helsinkite in the Parish of Alfta. — *Geol. Fören. Förh. Stockh.*, 1925, 47, H. 4.
- Escola P. The Mineral Facies of Rocks. — *Geol. Tidssk.*, 1920, 6.
- Escola P. On the Igneous Rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia. — *Finska Vetensk. Soc. Förh.*, 1920—1921, 63.
- Escola P. On Rapakivi Rocks from the Bottom of the Gulf of Bothnia. — *Fennia*, 1928, 50.
- Escola P. Ueber die Bottenmeerporphyre. — *C. R. Soc. géol. Finl.*, 1934, № 8.
- Goodspeed G. E. Development of Plagioclase Porphyroblasts. — *Amer. Min.*, 1937, 22, № 12.
- Hobbs W. H. On the Paragenesis of Allanite and Epidote as Rock-forming Minerals. *Amer. Journ. Sci.*, 1889, 38.
- Keyes Ch. R. 1. Some Maryland Granites and their Origin. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1893, 4.
- 2. Epidote as a Primary Component of Eruptive Rocks. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1893, 4.
- Lacroix M. Contribution à l'étude des gneiss à pyroxène et des roches à verneerite. — *Bull. Soc. fr. Min.*, 1889, 12, № 4.

- Laitakari A. Einige Albitepidotgesteine von Südfinland. — Bull. Comm. géol. Finl., 1918, № 51.
- Mäkinen E. Oversikt av de prekambrika bildingarna i Mellersta Esterbotten i Finland. — Bull. Comm. géol. Finl., 1916, № 47.
- Mellis O. Zur Genesis des Helsinkits. — Geol. Fören. Förh. Stockh., 1932, 54.
- Mrazek L. et Giuşca D. Considérations sur l'origine de l'épidote, et en particulier dans les roches magmatiques. — Bull. Soc. Române Géol. Bucureşti. 1935.
- Phalen W. A New Occurrence of Unakite. — Smiths. Misc. Coll. 1904, 45.
- Sundius N. On the Origin of late magmatic Solutions containing Magnesia, Iron and Silica. — Sver. Geol. Undersök. Ser. C., 1935, № 392.
- Turner W. H. The granitic Rocks of the Sierra-Nevada. — Journ. Geol., 1899, 7.
- Watson T. L. Occurrence of Unakite in a New Locality in Virginia. — Amer. Journ. Sci., 1906, 22.
- Wegmann C. E. und Kranck E. H. Beiträge zur Kenntniss der Svecofenniden in Finland. I. — Bull. Comm. géol. Finl., 1931, № 89.
- Weinschenk E. Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen. II. — Ueber das granitische Centralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneiss. — Abh. Nat.-Phys. Cl. Bayer. Akad. Wiss., 1895, 18.
- Wilkmann W. W. Ueber Unakite in Mittel-Finland. — Fennia, 1928, 50, № 45.

N. A. ELISSEYEV

## ON THE PROBLEM OF THE GENESIS OF HELSINKITES

### SUMMARY

The author describes the Altai helsinkites genetically related to adamellites, granites, granophyres and quartz albite-porphyrries. Helsinkites make up small portions among the above rocks and are most intensively developed in marginal parts of granitic blocks. Various types of helsinkites, as well as distinctive features of their mineralogical composition and structure, are described.

On the basis of a study of the Altai helsinkites and a comparison thereof with those of other countries, the author draws conclusions concerning several questions arising in the course of study of these rocks.

The opinion of some authors maintaining that the helsinkite magma is independent and specific should be regarded as erroneous. The mode of occurrence of the Altai helsinkites, as well as of the helsinkites of the Helsingfors batoliths, shows that helsenkites compose, as a rule, areas of different size amidst intrusive and vein rocks. Helsinkites originate at the expense of syenitic and granitic magma.

The Altai helsinkites represent a hypabyssal facies of granites and adamellites. Mention is made of the hypabyssal nature of helsinkites in the studies by Mäkinen (1916), Barth (1929) and Eskola (1928). Apart from geological features, evidence of the hypabyssal nature of helsinkites is afforded by the comparatively low-temperature ranges in crystallization of albite and epidote.

The Altai helsinkites furnish a good material for settling the question as to the origin of these rocks.

The Altai helsinkites originate as a result of the autometamorphism of granites, adamellites, granophyres and quartz albite-porphyrries. A high water content in the magma, noted also by other investigators, was a cause of autometamorphic alterations of different rocks. Moreover, the residual magmatic melt was enriched in soda, as is also the case in autometamorphic alterations of basic (spilites) and alkaline (alkaline and nepheline syenites) rocks.

The formation of albite and epidote occurred at the boundary of the pneumatolytic and hydrothermal stages of autometamorphism.

A comparison of the Altai helsinkites with those from other regions permits the writer to infer that helsinkites are metamorphic (autometamorphic), and not magmatic in origin.

The helsinkite rock facies are formed as a result of the autometamorphism of granites, adamellites, syenites, granite-porphyrries and other rocks, derivatives of the granitic and syenitic magma.

The terms helsinkite and helsinkite facies of granites, syenites, etc. should be recognized as useful; they merit to be used to designate the peculiar rocks formed during pneumatolytic-hydrothermal autometamorphism.

A discussion of the genesis of helsinkites began after A. Laitakari's paper had been published in 1918. But almost half a century before it a similar discussion was started after F. H. Bradley's (1874) study on unakites had appeared. Helsinkite and unakite are thus synonymous.

Although the term «unakite» had been proposed before the term «helsinkite» was introduced, the latter term should be retained since «helsinkites» have become widely known.

Translated by A. Brashnina



А. П. ЛЕБЕДЕВ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ  
И МОНГОЛИИ

(Табл. I—II, помещены в конце книги на стр. 42, 43)

В настоящей работе приведены краткие результаты петрографического изучения обширной коллекции горных пород, собранных акад. В. А. Обручевым во время его двухлетних (1892—1894) геологических исследований в Монголии и Центральной Азии.

При чрезвычайной скудости до настоящего времени как геологической, так в особенности и петрографической литературы, касающейся огромных пространств Центральной Азии, приводимые ниже данные по петрографии и химизму магматических пород представляют значительный интерес.<sup>1</sup>

Приложенные к работе карточки-схемы, иллюстрирующие отдельные участки, по которым сгруппировано петрографическое описание, составлены на основании маршрутных карт акад. В. А. Обручева, опубликованных в его работе по Китаю (Обручев, 1900 и 1901). В этой же работе можно найти более полную геологическую характеристику исследованных районов. Более новые сведения по геологии Китая и Монголии можно найти в работах Grabau (1923), Berkeley и Morris (1927), Криштофовича (1932). Среди петрографических работ можно отметить работы Lacroix (1928), Theilhardt de Chardin (1928), Washington и Keyes (1926), Wong (1930), Nyström (1932, 1933), Fischer (1932), также некоторые статьи, опубликованные в последние годы в Bull. of Geol. Soc. of China. Все они касаются только Восточного Китая, Манчжурии, и отчасти Восточной Монголии, почти не затрагивая областей, относящихся к Центральной Азии.

Общая схема маршрутов приведена на фиг. 1.

## ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ

Маршрут В. А. Обручева пересекает Восточную Монголию в направлении с северо-запада на юго-восток по большому тракту от Кяхты до Калгана, на протяжении около 1300 км. Наибольшая часть пути проходит в области монгольского плато, приподнятого в среднем на абсолютную высоту 1000—1200 м; северный и южный участки маршрута пересекают область невысоких краевых хребтов, окаймляющих центральную часть плато (фиг. 2).

Общая схема геологического строения Восточной Монголии представляется, согласно современным данным, главным образом по Berkeley и Morris (1927), в следующем виде:

1. Древняя основа (old rock floor) — комплекс сланцев, кварцитов, филлитов, гнейсов, кристаллических известняков. С этим архейским (?) ком-

<sup>1</sup> Полное изложение результатов петрографической обработки материалов экспедиции пока ждет своего опубликования в Трудах Монгольской комиссии Академии Наук СССР.

плексом связаны древнейшие кислые интрузивные проявления — гнейсы, гранито-гнейсы и т. п.

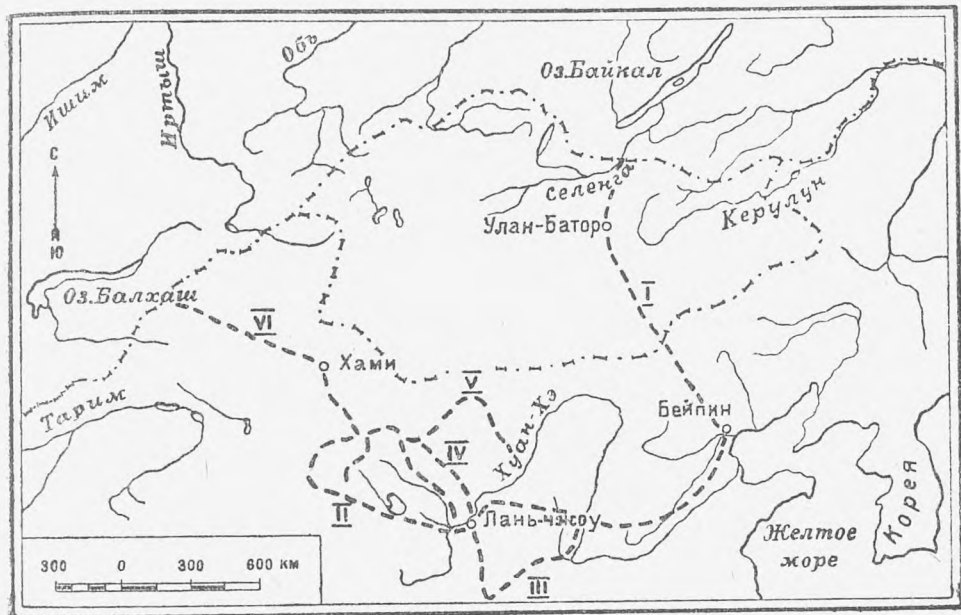
2. Частично метаморфизованная немая серия граувакк (верхний протерозой, синийская свита). С верхами этой толщи, повидимому, связано формирование главной массы гранитоидов Монгольского плато.

3. Сильно дислоцированная верхнепалеозойская свита.

4. Континентальная свита (юра).

5. Мезозойские интрузивные и экструзивные магматические проявления (главным образом в краевых хребтах).

6. Серия молодых (верхний мел — плейстоцен) осадков, залегающих почти горизонтально. С этим комплексом связаны молодые эффузивные проявления — базальты, трахиты, риолиты.



Фиг. 1. Маршруты акад. В. А. Обручева в Китае и Монголии.

Сборы В. А. Обручева касаются как древнейших, так и более молодых формаций вплоть до четвертичных лав.

Гранитоиды «архейского» комплекса, представляющие собой большую часть этих пород, превращены в разнообразные гранито-гнейсы, обычно содержащие одновременно ортоклаз и микроклин.

Более редкими являются гранодиоритовые разновидности, сероватые, обычно более мелкозернистые, с андезином, кварцем, биотитом, изредка с мусковитом (древние гранодиориты района оз. Гучаб).

В составе древней гранито-гнейсовой толщи принимают участие и более основные породы, примером которых могут служить своеобразные амфиболитизированные пироксениты (окр. Мангуту) с гнейсовидной текстурой, содержащие диаллаг, амфибол, лабрадор (№ 52).

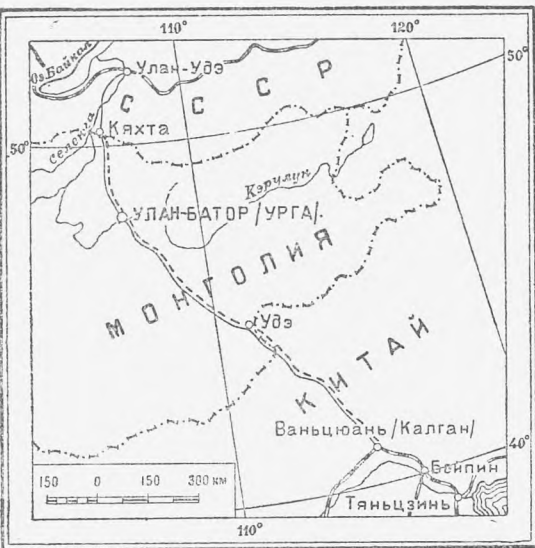
В составе постаршейского (в основном, вероятно, верхнепротерозойского) комплекса также преобладают гранитоиды.

Здесь наблюдается огромное развитие чрезвычайно однообразных на громадном пространстве, по своему составу, ортоклазо-микроклиновых гранитов, принадлежащих к одному или, что вероятнее (Куплетский, 1929), к нескольким магматическим фазам. Они преимущественно двух структурных типов — равномерно- и крупнозернистого и порфириовидного, нередко

с незначительным развитием катакластических явлений. Преобладающий полевой шпат здесь ортоклаз-пертит.

Плагиоклаз колеблется в пределах № 20—39. Интересно наличие кристобалита в биотито-мусковито-амфиболовых гранитах массива Богдо-ула. Кристобалит в мелких (0.3—0.8 мм) ксеноморфных зернах с резким отрицательным рельефом, в общем количестве 3—4%.

Сложный комплекс представляет собой массив Сенсыр-ула. Здесь отмечаются: 1) красные лейкократовые граниты псевдопорфировой структуры с крупными выделениями кварца, ортоклаза, олигоклаза № 22 и промежуточной гранофировой массы сферолитового строения с участками микропегматита; 2) лейкократовые кварцевые сиениты, содержащие до 82% ортоклаза и небольшую примесь кварца и магнетита, при отсутствии других феррических компонентов.



Фиг. 2. Восточная Монголия. I маршрут.

Часто отмечаются монциты. В одном случае (окр. Мангуту), это—гранофировые породы, состоящие из крупных выделений андезина № 39, обросших ортоклазовой каемкой, и промежуточной гранофировой массы с редкими листочками биотита. В другом случае (окр. Хутулын), это—своеобразные розовые с темными шпирами породы, «светлая» часть которых состоит из идиоморфного андезина и цементирующего его ортоклаза, с редкими зернами авгита и биотита (1—2%), а шпирсы имеют эссекситовый состав, с крупными зернами авгита и биотита на фоне мелкозернистой ортоклазо-андезиновой массы.

В массиве Куйтун отмечены габброиды, представленные двумя типами: 1) оливиновым габбро с битовнитом № 81, зеленоватым геденбергитом, оливином (8%), и 2) амфиболо-биотитовым габбро гипабиссального облика.

Широкое развитие как среди протерозойских, так и среди более молодых формаций имеют разнообразные кислые жильные и гипабиссальные порфиры. Во многих случаях (например, массив Богдо-ула) они чрезвычайно тесно ассоциированы с интрузивной фацией кислой магмы, образуя штоки и неправильные участки среди гранитов, связываясь с ними постепенными переходами.

Также очень многочисленны и разнообразны жильные диориты, связанные с тем же кислым интрузивным комплексом. Среди них интересны «надель-диориты» с очень крупными столбчатыми кристаллами амфибола (хребет Жалзац). Своеобразны по составу также микросиениты хребта Гун-ду-шань (жильные), содержащие округлые серпентиновые псевдоморфозы по оливиноу.

Среди представителей палеовулканической серии заслуживают быть отмеченными кварцевые порфиры хребта Мангатай, содержащие в основной массе многочисленные иголки фиолетового (в шлифе) турмалина.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Это интересно сопоставить с указанием Лакруа (1928) на нахождение турмалина и топаза в некоторых кислых лавах Южной Монголии.

Широко представлены в коллекции молодые базальты, встреченные на ряде участков маршрута. По структурно-минералогическим признакам среди них можно различать три группы: 1) витрофировые, 2) интерсертальные и 3) долеритовые. Преобладающим типом среди первых двух групп являются плагиобазальты, очень сходные структурно с молодыми базальтами Камчатки, описанными А. Н. Заварицким (1931), и характеризующиеся крупнобрусковым развитием плагиоклазовых микролитов, отсутствием порфировых выделений. Плагиоклаз № 45—65, зональный; в микролитах — авгит, гиперстен, илдингсит, ильменит. Химизм приведен в табл. 1 (№ 3). Своеобразный по химизму меланократовый тип базальта встречен в хребте Гун-ду-шань. Он содержит микролиты авгита и амфибола и более крупные кристаллы оливина в сероватом стекле. По химическому составу, это — скорее пикрит (табл. 1, № 4).

Кислые эффузивы представлены породами из Калганского ущелья. Здесь имеется серия пород трахитового, по преимуществу, состава, переслаивающихся с туфами и туфобрекчиями. Породы содержат фенокристы санидина, среди микролитов иногда отмечается ромбический пироксен. Были проанализированы липарит и трахит (табл. 1, № 1 и 2).

Таблица 1

 Химический состав молодых эффузивов Восточной Монголии<sup>1</sup>  
(в процентах)

Оксиды					Оксиды				
	1	2	3	4		1	2	3	4
SiO <sub>2</sub> . . . .	73.63	65.16	50.30	41.38	BaO . . . .	Нет	0.18	0.07	0.18
TiO <sub>2</sub> . . . .	0.26	0.82	2.10	0.24	Na <sub>2</sub> O . . . .	3.11	4.36	3.62	3.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	13.00	16.24	14.31	18.02	K <sub>2</sub> O . . . .	5.38	5.32	2.00	2.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	2.74	3.54	9.98	3.00	H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . .	0.72	0.99	2.28	6.53
FeO . . . .	Нет	0.40	2.16	7.97	H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . .	0.95	0.86	1.63	0.15
MnO . . . .	0.02	0.03	0.25	0.16	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	сл.	0.24	1.39	0.18
MgO . . . .	0.21	0.49	2.40	6.84					
CaO . . . .	0.24	1.60	7.32	9.11	Сумма . . . .	100.27	100.23	99.81	100.20

1 — липарит, Калганское ущелье, обр. 336.

2 — кварцевый трахит, Гашиун, обр. 146.

3 — витрофировый базальт, г. Хонгор-ула, обр. 180е.

4 — пикритовый базальт, хр. Гун-ду-шань обр. 366i.

### НАНЬ-ШАНЬ

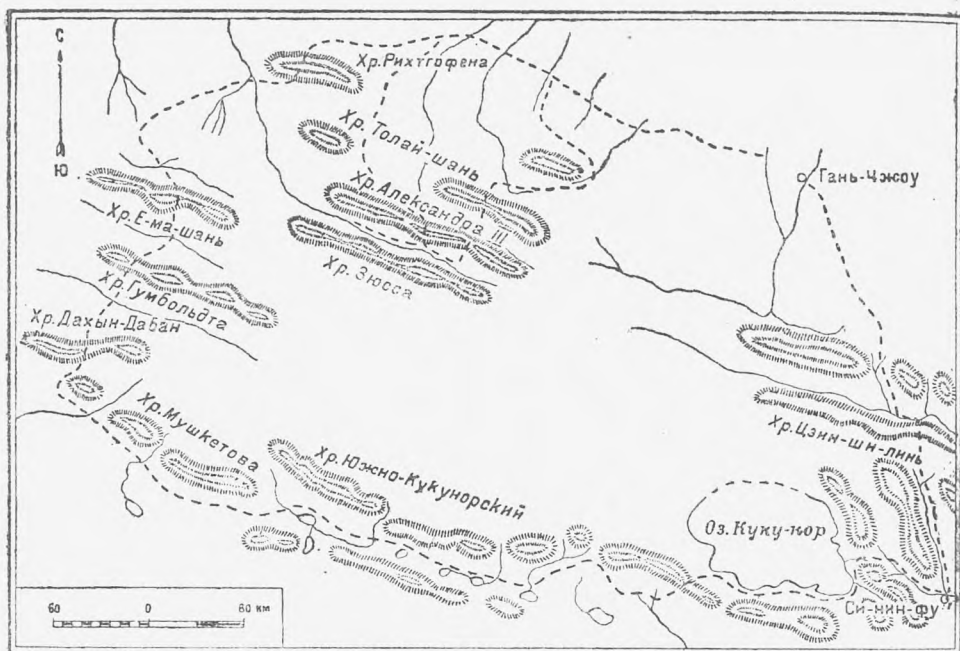
Нань-шань представляет собой сложную горную систему, образованную рядом параллельных, общего западо-северо-западного — востоко-юго-восточного направления, горных хребтов, поднимающихся до высоты 5000—6000 м. Маршруты В. А. Обручева пересекают Нань-шань в его средней, наиболее возвышенной части (фиг. 3). В геологическом строении наибольшее участие принадлежит породам постархейской метаморфической свиты (нижний палеозой), в значительно меньшей степени архейским и постпалеозойским. Магматические проявления в «архее» представлены интрузиями кислой магмы (пластовые залежки гранитов и гранодиоритов). Наибольшее развитие магматическая деятельность имела повидимому в нижнем палеозое. Отдельные проявления имели место и в более позднее время, в нижнем мезозое, главным образом в эффузивной форме.

<sup>1</sup> Все химические анализы, приводимые в настоящей работе, были выполнены в химической лаборатории Академии Наук СССР и Центрального научно-исследовательского геолого-разведочного института (в Ленинграде).



В составе магматических пород архейского комплекса главная роль принадлежит огнейсованным гранитам с обычными признаками этих пород: сильным развитием катакластических структур, вплоть до полной раздробленности составных частей, сильной измененностью полевошпатовой цветной части, хлоритизацией слюды и т. п.

Широко развита жильная фация древних гранитов (согласные и секущие жилы и инъекции в гнейсовую толщу). В петрографическом отношении эти породы характеризуются более широко варьирующими соотношениями в полевошпатовой части между микроклином, ортоклазом и олигоклазом, а также появлением в составе, наряду с обычными биотитом и мусковитом, граната и турмалина.



Фиг. 3. Хребет Нань-шань. II маршрут.

Следует отметить также своеобразный по составу, входящий в гнейсовый комплекс хребта Е-ма-шань эпидото-биотитовый диорит, содержащий наряду с лабрадором № 39—54 крупные листочки биотита и идиоморфные кристаллы эпидота.

В составе магматических пород постархейской (нижнепалеозойской?) группы главная роль среди гранитоидов принадлежит гранодиоритам. Они вместе с гранитами слагают значительный по размерам массив в хребте Рихтгофена.

Другой крупный массив гранодиоритов встречен был в хребте Си-лян-шань. Здесь гранодиориты ассоциируются с тоналитами и монцонитами, образуя общий, сложно дифференцированный комплекс. Монцониты характеризуются типичной структурой: крупные идиоморфные табличатые кристаллы андезина, тесно прилегающие друг к другу, сцементированы мелкозернистым позднейшим комплексом — кварц, ортоклаз и биотит.

Тоналиты Си-лян-шаня представляют по составу лейкократовые (2—12% цветных) породы, сложенные кварцем и слабозональным андезитом № 33—38, при почти полном отсутствии калиевого полевого шпата. Гипабиссальные вариации этих пород, развитые в форме жил в том же массиве, содержат столбчатые, резко зональные плагиоклазы № 38—52 (в ядре).

Сиениты слагают собой крупный массив в несколько десятков километров длиной, тянущийся вдоль северного подножья хребта Толай-шань. По составу, это — крупнозернистые лейкократовые породы, бедные кварцем (5—6%) и цветными (2—4%), состоящие почти целиком из крупных идиоморфных кристаллов ортоклаза с пертитовыми жилками альбита № 11; в промежутках зажаты мелкие ксеноморфные выделения кварца, амфибола и биотита. Анализ дает высокое содержание щелочей (табл. 2, № 1).

Другой тип сиенита был встречен в мощных дайках в хребте Пинь-фань. Внешне — темная среднезернистая порода: состоит из мелкозернистой массы ортоклаза и микропегматита, среди которой вкраплены призмы зонального авгита, пластинки оранжевого лепидомелана и мелкие серпентиновые или идингситовые псевдоморфозы по оливину. Химический анализ этой породы показывает ее сходство с миссуритами и шонкинитами Монтаны (табл. 2, № 2).

Широким развитием в составе нижнепалеозойской серии пользуются дайки габбро-диабазов. Среди них представляют интерес гранофировые габбро-диабазы с ильменитом, развитые в жильной серии хребта Цзин-ши-линь и хребта Александра III (в обоих случаях сходные). Они содержат андезин № 33, авгит, замещаемый коричневым амфиболом, интерстициальный гранофир (5—8%) и ильменит, в очень крупных, иногда ветвящихся кристаллах, общее количество которого составляет до 14%. Анализ приведен в табл. 2, № 3.

Жильные диабазы и габбро-диабазы в хребте Рихтгофена связаны рядом переходов с эффузивами спилитовой серии.

Таблица 2

Химический состав пород Нань-шаня  
(в процентах)

Оксиды	1	2	3	Оксиды	1	2	3
SiO <sub>2</sub> . . . . .	64.10	48.94	51.26	BaO . . . . .	0.05	0.35	0.06
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.50	0.09	1.02	Na <sub>2</sub> O . . . . .	5.00	1.24	2.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17.18	14.50	14.91	K <sub>2</sub> O . . . . .	6.68	5.18	0.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2.57	2.67	2.50	H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	0.28	0.14	2.03
FeO . . . . .	1.60	5.73	8.86	H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	0.85	2.65	0.38
MnO . . . . .	0.08	0.14	0.16	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.04	0.51	0.12
MgO . . . . .	0.22	7.65	5.07				
CaO . . . . .	0.96	10.42	10.54	Сумма . . . . .	100.11	100.21	100.21

- 1 — ортоклазит, хр. Толай-шань, обр. 2215.
- 2 — шонкинит, хр. Пинь-фань, обр. 687в.
- 3 — микропегматитовый габбро-диабаз, хр. Александра III, обр. 2201.

Эффузивы Нань-шаня представлены только единичными образцами; повидимому, их распространение здесь незначительно. Среди них преобладают разновидности кварц-порфирового типа и их туфы и туфобрекчии, являющиеся повидимому членами разреза нижнего палеозоя.

**БЕЙ-ШАНЬ**

Под названием Бей-шаня объединяется обширная горная область, примыкающая с севера к высокогорной системе Нань-шаня (фиг. 4).

По своему геологическому строению эта область имеет значительные черты сходства с Нань-шанем. Наибольшим развитием здесь пользуются породы древнего, «архейского» комплекса и мощная толща метаморфиче-

ских сланцев протерозоя (нижнего палеозоя ?); с этими двумя системами и связана наибольшая часть магматических образований. Из более молодых проявлений отмечаются только гипабиссальные граниты и гранит-порфиры, прорывающие известняки карбона в хребте Эцзин-ула.



Фиг. 4. Хребт Бей-шань. IV маршрут.

Интрузивные образования, связанные с «архейской» толщей, представлены почти исключительно гранитоидами. Наибольшее значение по количеству среди них принадлежит гранитам, обычно превращенным в гранито-гнейсы и катаклазированным. По характеру полевого шпата среди них можно различать микроклиновые и ортоклаз-микроклиновые разновидности. В составе цветной части, кроме обычных биотита и хлорита, отмечаются изредка амфибол, гранат, турмалин. Нередки случаи постепенных переходов древних гранитов в гранодиориты и в плагиограниты при небольшой перегрушировке в составе полевошпатовой части.

В составе гранитоидов нижнепалеозойского комплекса наибольшая роль принадлежит гранодиоритам, которые образуют или самостоятельные массивы, или фациальные участки среди гранитов. Для гранодиоритов характерно пониженное содержание ортоклаза, средний состав плагиоклаза (№ 20—28, до № 56 в одном случае), колеблющееся содержание цветных (2—20%), представленных биотитом, амфиболом, изредка пироксенем.

В составе некоторых сложных интрузивных тел (например, массив Бо-шань) наряду с гранодиоритами достигают значительного развития и кварцевые диориты гипидиоморфной структуры, состоящие из зонального во внешней каемке плагиоклаза (№ 42—53, до № 83 в одном случае), небольшого количества ксеноморфного кварца, ортоклаза, амфибола, биотита. Химизм пород этого типа представлен в табл. 3.

Таблица 3

Химический состав кварцевого диорита из хребта Бо-шань

Оксиды	Вес. %	Оксиды	Вес. %	Оксиды	Вес. %
SiO <sub>2</sub> . . . . .	54.10	MnO . . . . .	0.12	H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	2.09
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.98	MgO . . . . .	4.89	H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16.41	CaO . . . . .	8.89	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4.17	Na <sub>2</sub> O . . . . .	2.40		
FeO . . . . .	4.59	K <sub>2</sub> O . . . . .	1.80	Сумма . . . . .	100.69

Интересны своеобразные меланократовые кварцево-альбитовые диориты, слагающие массив в хребте Йо-шуй-шань, сложенные плагиоклазом № 9, коричневым, переходящим по краям в голубовато-зеленый, амфиболом, хлоритом, титаномагнетитом (до 5—7%).

В котловине Лу-цу встречен интересный сложный массив, сложенный гранодиоритами и габбро, в неясной возрастной последовательности. Главную часть массива слагает диаллаговое габбро, с плагиоклазом (№ 62), авгитом и титаномагнетитом (до 8%); в небольшом количестве — габбро-сиениты и анортозиты (табл. I, фиг. 1 и 2).

Вблизи этого массива встречены также обломки лейкократового оливинового габбро или форелленштейна, состоящего на 81% из лабрадора № 66—67, магнезиального оливина (около 13%), авгита, хлорита и коричневого амфибола.

Широким развитием в составе метаморфической толщи Бей-шаня пользуются жильные представители, преимущественно кислой магмы, в форме разнообразных микрогранитов, гранит-порфиров, гранодиоритовых порфиров, также сиенитовых порфиров и микросиенитов; среди последних интересен авгитовый микросиенит хребта Хунь-шань, сложенный в порядке убывающего содержания ортоклазом, андезином (№ 40) и авгитом. Также широко развиты разнообразные жильные диориты, преимущественно в форме микродиоритов и диоритовых порфиров.

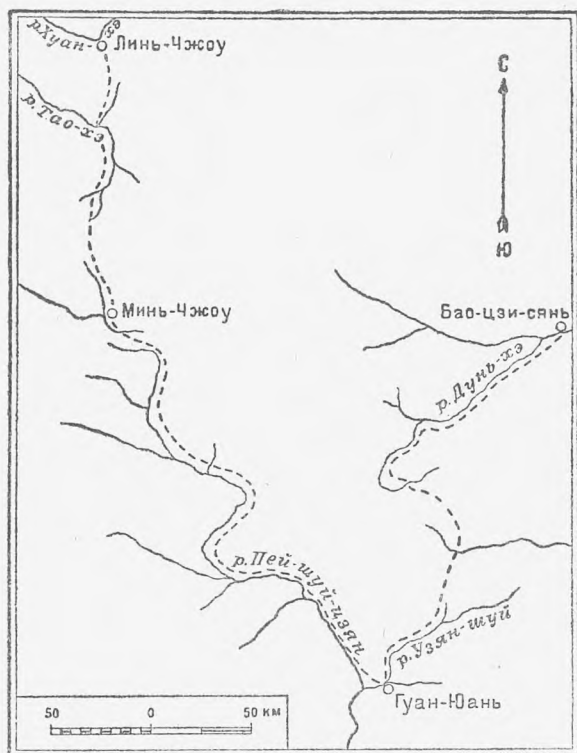
Все эти жильные образования далеко не всегда бывают связаны со вскрытыми эрозией интрузивными массивами.

Эффузивы Бей-шаня, принадлежащие палеотипному облику, представлены сравнительно небольшим количеством образцов. Среди них отмечаются представители почти всех обычных типов от кварцевых порфиров до палеобазальтов.

### ХРЕБЕТ ЦЗИН-ЛИН-ШАНЬ

Эта горная система, являющаяся юго-восточным продолжением системы Нань-шаня, сложена в основном докембрийскими и нижнепалеозойскими метаморфическими и осадочными образованиями, прикрытыми полого залегающими отложениями мезозоя. Совершенно, повидимому, незначительна роль изверженных пород. Маршрутом В. А. Обручева Цзин-лин-шань был пересечен в меридиональном направлении в средней и западной частях (фиг. 7).

Наиболее значительные по размерам массивы гранитов северной цепи Цзин-лин-шаня принадлежат «архейскому» циклу. Обычно в них предста-

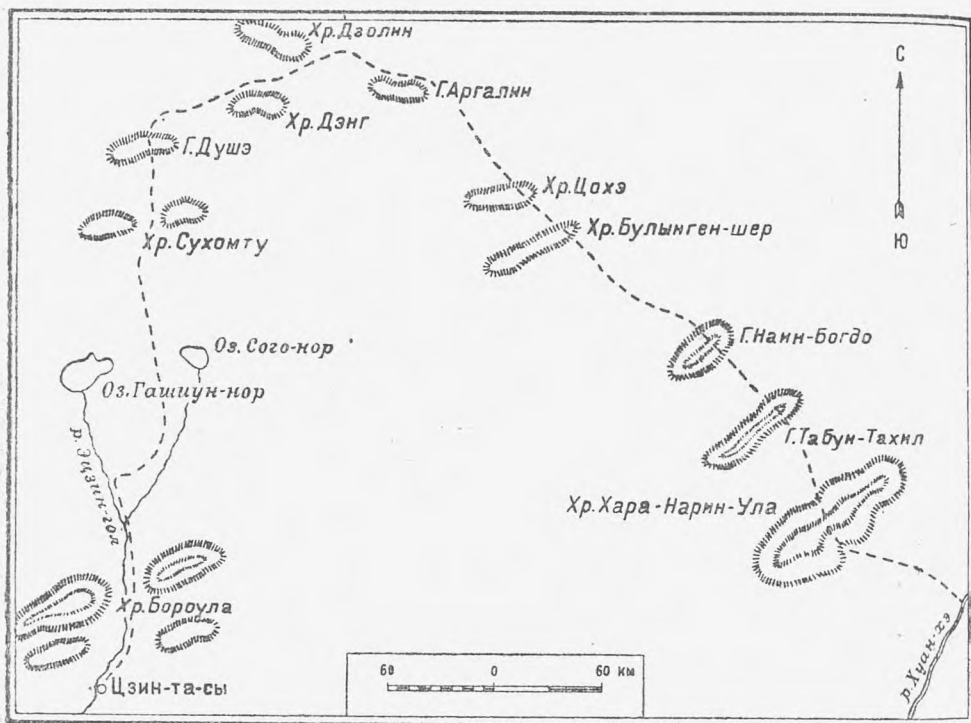


Фиг. 7. Хребет Цзин-лин-шань. III маршрут.



влена вся серия гранитоидов от гранодиоритов до лейкократовых гранитов; характерны гранито-гнейсовые текстуры, часто в сочетании с порфировидным сложением. Структурно-минералогические признаки обычны для древних гранитов, полевой шпат — преимущественно микроклин.

Более молодые, нижнепалеозойские (?) гранитоиды составляют ряд массивов той же северной цепи. Среди них отмечены ортоклазо-микроклиновые граниты с биотитом и биотито-амфиболовые гранодиориты; последние дают часто также дайковые и жильные тела и отличаются в этих случаях резко неравнозернистой структурой и более основным характером плагиоклаза (№ 38—40). Повидимому, в тесной геологической связи с гранодиоритами находятся и редкие представители амфиболовых кварцевых диоритов.



Фиг. 8. Центральная Монголия. V маршрут.

Из палеоэффузивов были обнаружены ортофире и фельзиты, переслаивающиеся с метаморфическими сланцами в хребте Лунь-мынь-шань.

Молодые базальты были встречены в северной гряде хребта Чжан-фан-шань. Они очень близки по структуре и составу к интересертально-витрофировым базальтам Восточной Монголии, содержат идиингситизированные фенокристы оливина.

### ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ

Центральная Монголия пересечена маршрутом В. А. Обручева по двум направлениям: с юга на север от оз. Гашиун-нор у северного подножья Бей-шаня до хребта Дзолин, и с запада на восток от хребта Дзолин до Санто-хэ на р. Желтой (фиг. 8). В геологическом отношении эта область является составной частью обширного Монгольского плато, краткая схема строения которого была приведена выше (см. «Восточная Монголия»). Глубинные породы здесь связаны с докембрийскими и нижнепалеозойскими

циклами. Наиболее мощные проявления вулканизма имели место, вероятно, в начале мезозоя в виде мощных подводных излияний палеоандезитов и палеобазальтов, а также в начале третичной эпохи, давшей излияния витроандезитов и базальтов, прорвавших дислоцированную свиту надкаменноугольных конгломератов и песчаников в хребтах Цохэ и Нанн-богдо.

В составе древнейшей, гнейсовой «архейской» толщи широким распространением пользуются граниты и плагиограниты, дающие переходы в гранодиориты. Породы эти развиты в виде пластовых залежей и линз, обычно катаклазированы, гнейсированы. Среди них можно отметить своеобразные такситовые неоднородные гранофировые граниты хребта Булынген-шер, в которых наблюдается чередование кварцево-ортоклазовых участков среднезернистой гипидиоморфной структуры и более мелкозернистых кварцево-микроклиновых с микропегматитовым строением, содержащих крупные включения идиоморфного ортоклаза.

В составе интрузий нижнепалеозойской толщи наибольший интерес представляет монцонитовый массив хребта Цохэ, повидимому имеющий значительные размеры, сильно дифференцированный, пересеченный жилами авгитовых диоритов, спессартитов, диабазов и фельзитов. Массив сложен двумя сериями пород монцонитовой магмы. Первая, более ранняя представлена серыми среднезернистыми породами, богатыми иголочками (0.5 см) амфибола и состоящими примерно на 65% из зонального андезина № 35—56 (в ядре) в удлиненных лейстах, цементирующего их ортоклаза, местами имеющего пониженное значение для угла 2V (до —56°), кварца, амфибола (табл. II, фиг. 1). Монцониты второго цикла более кислы по составу, дают местами переходы в граниты и в сиениты, характеризуются очень неустойчивым минералогическим составом. Они содержат широкотабличатые кристаллы олигоклаз-андезина, цементирующий ортоклаз-пертит также с пониженным углом 2V (до —60°), кварц и микропегматит; биотита и амфибола немного (2—6%). Химический состав монцонитов обеих серий представлен в табл. 4.

Таблица 4

Химический состав монцонитов хребта Цохэ

Оксиды			Оксиды		
	1	2		1	2
SiO <sub>2</sub> . . . . .	55.07	66.01	Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.72	3.61
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.78	0.70	K <sub>2</sub> O . . . . .	2.04	3.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17.03	16.88	H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	2.14	1.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5.54	1.84	H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	0.30	0.04
FeO . . . . .	4.00	1.43	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.34	0.01
MnO . . . . .	0.13	0.11			
MgO . . . . .	2.64	2.45			
CaO . . . . .	5.99	2.75			
			Сумма . . . . .	99.72	100.09

- 1 — серые монцониты, хр. Цохэ, обр. 1347а.
- 2 — розовые монцониты, хр. Цохэ, обр. 1350.

Из жильных пород следует отметить габбро-диабазы-тешениты хребта Дэнг, содержащие на ряду с лабрадором № 69 и авгитом небольшое количество округлых зерен ортоклаза (2—2.5%), серпентина и апальцима; последний в округлых участках, а также в виде цемента.

Материал по палеотипной группе эффузивов мало добавляет нового к тому, что известно из других районов Монголии. Более интересны данные по молодым эффузивам.

Выходы молодых базальтов были обнаружены в двух районах: в котловине Унгеты-дабан и в районе Уха-цзяк, в виде остатков размытого по-

крова. В обоих случаях, это — одинаковые породы с интерсертальной структурой, содержащие крупные выделения оливина (9—13%), микролиты авгита, лабрадора, магнетита. В химическом отношении интересны сравнительно высоким содержанием калия (табл. 5, № 1).

Другой тип молодых эффузивов — витроандезиты северного склона хребта Нанн-богдо, пластующиеся с туфобрекчиями и пересеченные жилами обсидианов. Это — красно-бурые, стекловатые породы, содержащие в изотропном стекле круглые фенокристы зонального андезина (№ 40—44) и бесцветного авгита. Стекло имеет показатель преломления ниже канадского бальзама, имеются миндалины из цеолитов. Химический состав дан в табл. 5, № 2. Интересно высокое содержание кристаллизационной воды и низкое щелочей, особенно калия.

Таблица 5

Химический состав молодых эффузивов Центральной Монголии  
(вес. проценты)

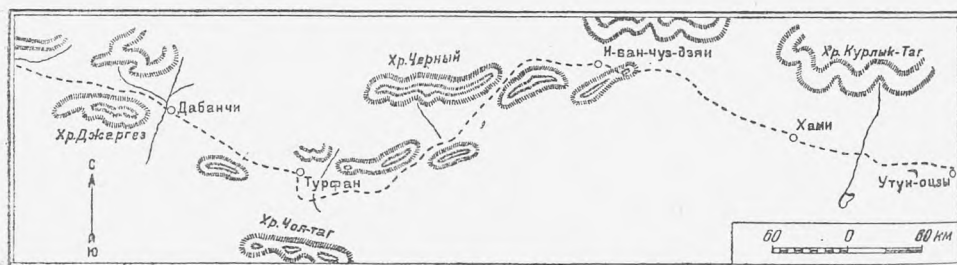
Оксиды			Оксиды		
	1	2		1	2
SiO <sub>2</sub> . . . . .	49.22	64.02	CaO . . . . .	7.83	5.94
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2.52	0.63	Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.65	2.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14.83	14.20	K <sub>2</sub> O . . . . .	2.40	0.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8.41	1.48	H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	1.86	6.48
FeO . . . . .	2.32	1.41	H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	0.83	1.75
MnO . . . . .	0.12	0.11	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.63	0.18
MgO . . . . .	5.64	0.99			
BaO . . . . .	0.05	0.06	Сумма . . . . .	100.31	100.09

1 — базальт, район Уха-цзяк, обр. 1343а.

2 — витроандезит, район Унгеты-дабан, обр. 1295г.

### ВОСТОЧНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Маршрут проходит вдоль южных предгорий хребта от ключа Утун-ошзы на востоке до горы Урумчи на западе. Материал по коренным поро-



Фиг. 10. Восточный Тянь-шань. VI маршрут.

дам Тянь-шаня дают пересечения отрогов Курлык-таг и Курам-таш (фиг. 10). Изверженные породы развиты почти на всем протяжении маршрута. В восточной части, в Курлык-таге встречены интрузии, вероятно, палеозойских гранодиоритов и монцититов. Диабазы и основные эффузивы переслаиваются с палеозойскими сланцами (хребет Черный).

Среди гранодиоритов хребта Курлык-таг наиболее интересны пегматитовые разности, содержащие крупные идиоморфные таблочки андезина в пегматоидной кварцево-ортоклазовой массе. Кварцевые монцититы того же массива представляют светлорозовые породы, состоящие из идиоморфных столбчатых кристаллов сильно зонального лабрадора (состав

в ядре до № 72), сцементированных свежим прозрачным ортоклазом с небольшой примесью кварца; цветной части до 10—15% (биотит, амфибол, диаллаг, сфен), в меланократовых участках до 26%. По химизму сближаются с сиенитами (табл. 6, № 2).

Большим развитием в составе глинисто-сланцевой палеозойской толщи Восточного Тянь-шаня пользуются габбро-диабазы. Многочисленные пластовые жилы встречаются в хребте Черном по ущелью Курам-таш. Породы эти принадлежат к своеобразному, довольно выдержанному типу: они богаты ильменитом, хлоритом и серпентином. Плагноклаз, присутствующий в них, почти исключительно альбит № 1—9, при нормативном андезине № 39; иногда содержит остатки альбитизированного лабрадора; пироксен — фиолетовый титан-авгит; ортоклаз присутствует изредка в мелких зернышках. Ильменит дает крупные скелетные кристаллы (до 7%). Химическая характеристика приведена в табл. 6, № 1.

Таблица 6

**Химический состав пород из Восточного Тянь-шаня**  
(в вес. процентах)

Оксиды	1	2	Оксиды	1	2
SiO <sub>2</sub> . . . . .	47.72	63.41	Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.11	2.72
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1.17	0.69	K <sub>2</sub> O . . . . .	0.54	2.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15.59	15.18	H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	3.58	0.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4.11	1.98	H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	0.42	0.02
FeO . . . . .	6.57	3.62	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	Следы	0.03
MnO . . . . .	0.19	0.10			
MgO . . . . .	7.06	3.99			
CaO . . . . .	10.17	5.73			
			Сумма . . . . .	100.23	100.25

1 — габбро-диабаз, хр. Черный, ущ. Курам-таш, обр. 2645а.

2 — кварцевый монцонит, хр. Мазар-таг, обр. 2565.

Широко развиты эффузивы, связанные по возрасту с палеозойской толщей. Среди них в сборах представлена почти вся серия от наиболее кислых кварцевых порфиров до палеобазальтов, с обычной для палеоэффузивов петрографической характеристикой.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материалов, приведенных в настоящей работе, конечно совершенно недостаточно для каких-нибудь широких обобщений. Можно отметить только некоторые общие моменты, выступающие при сопоставлении данных по отдельным регионам, а именно:

1. Исключительное преобладание гранитоидов в составе интрузивов архея и протерозоя.

2. Более значительную роль гранодиоритов и монцонитов по сравнению с гранитами среди более молодых интрузий (палеозой).

3. Огромное развитие полуинтрузивных (гипабиссальных) типов пород в составе более молодых формаций (палеозой, мезозой).

4. Крайнюю редкость основных и ультраосновных типов в интрузивных фациях всех возрастов и широкое развитие их в составе эффузивов (в палео- и неовулканической сериях).

В заключение считаю долгом выразить глубокую благодарность акад. В. А. Обручеву за предоставление возможности использования материалов и постоянное внимание и руководство во время их обработки.



## БИБЛИОГРАФИЯ

- Заварицкий А. Н. О Ключевской группе вулканов на Камчатке. — Зап. Всеросс. мин. общ., 1931, 60.
- Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. — Лг., 1932.
- Куплетский Б. М. Предварительный отчет геологической экспедиции в Северную Монголию за 1926 г. — Мат. Ком. по иссл. Монгол., Танну-Тув. нар. респ. и Бурят-монгол. АССР, вып. 1. Лг., 1929.
- Обручев В. А. Центральная Азия, Северный Китай и Нань-шань, т. I. — СПб., изд. Рус. геогр. общ., 1900.
- Центральная Азия, Северный Китай и Нань-шань, т. II. СПб., 1901.
- Berkey C. a. Morris F. Geology of Mongolia. N.-Y. 1927.
- Grabau A. Stratigraphy of China. Peking, 1923.
- Fischer G. Petrographische Untersuchungen der von Expedition von H. De Terra im Karakorum und Gimalaia gesammelten Gesteine. Berlin, 1932.
- Lacroix A. La composition minéralogique et chimique des roches éruptives de la Chine Orientale. — Bull. Geol. Soc. China, 1928.
- Nyström E. Some alkaline rocks of Shen-si province. — Bull. Geol. Inst. Upsala, 1932.
- Nyström E. Alkaline intrusives of La-Ting-Shan. — Bull. Geol. Inst. Upsala, 1933.
- Teilhardt de Chardin. Les roches éruptives postpaléozoïque du Nord de la Chine. — Bull. Géol. Soc. Chine, 1928, 7, № 1.
- Washington H. a. Keyes M. Rocks of Eastern China. — Journ. Wash. Acad. Sci., 1926, 16, 291.
- Wong C. A study of Hsueh-hua-shan basalt lava. — Bull. Geol. Surv. China, 1930.

A. P. LEBEDEV

## THE MAGMATIC ROCKS OF CENTRAL ASIA AND MONGOLIA

## SUMMARY

In the paper the results of a petrographic study of rocks collected by V. A. Obrutchev during his expedition to Mongolia and Central Asia are presented. In successive order descriptions are given both of a general nature, and of some most interesting specimens of magmatic rocks from the following regions: Eastern and Central Mongolia, Nan-Shan Range, Tzin-Lin-Shan Range-Bey-Shan Range, Eastern Tian-Shan Range. Mention is made of the nature of distribution of magmatic rocks according to different age groups.

In comparing the data on different regions some distinctive features may be noted, namely:

- (1) An overwhelming predominance of granitoids in the composition of the Archaean and the Proterozoic.
- (2) A greater importance of granodiorites and monzonites, as compared to that of granites, among the younger intrusions (Paleozoic).
- (3) A great development of hypabyssal types of rocks in the composition of younger formations (Paleozoic, Mesozoic).
- (4) An extreme scarcity of basic and ultrabasic types in the intrusive facies of all ages, and their wide development in the composition of effusives (in the Paleo- and Neo-volcanic series).

Translated by A. Brashnina

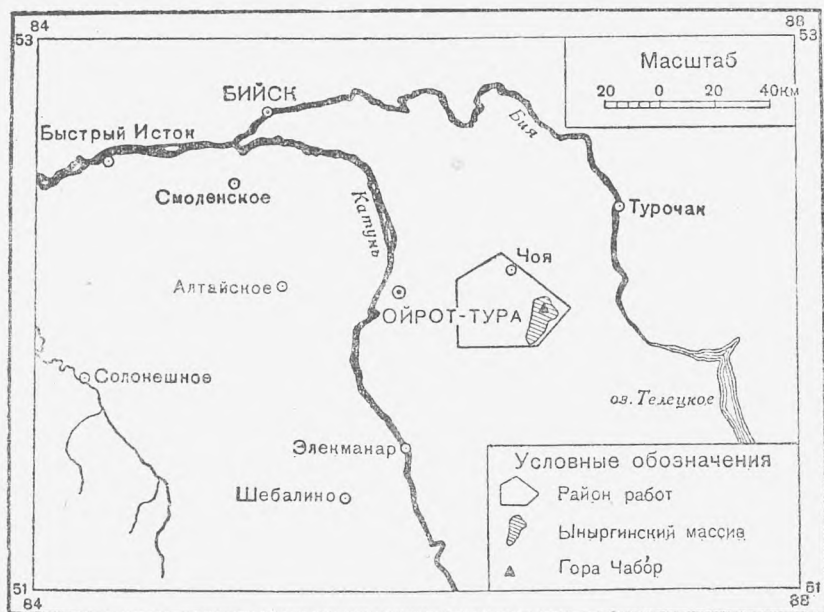
А. А. МЕНЯЙЛОВ

**ТИПОМОРФИЯ В СФЕРОЛИТО-ГРАНОФИРОВЫХ ПОРОДАХ ГОРЫ ЧАБО́Р В ГОРНОМ АЛТАЕ**

(Табл. I—II, помещены в конце книги на стр. 44, 45)

**ВВЕДЕНИЕ<sup>1</sup>**

**Ы**ныргинский массив, расположенный в северо-восточной части Горного Алтая, был охвачен исследованиями С. А. Яковлева (1915) в 1906—1907 г. (фиг. 1). Мне привелось несколько детальнее изучить этот массив



Фиг. 1. Карта северной части Горного Алтая.

в 1934 г. во время работ Кузнецко-Алтайской петрографо-геохимической экспедиции Академии Наук СССР при обследовании Чойского аймака (Меняйлов, 1935). Сферолитовые разновидности этого массива заинтересовали меня с точки зрения описания и анализа типоморфии минералов для выяснения петрогенетических особенностей и процессов кристаллизации в краевой зоне гипабиссальной фации гранитной интрузии.

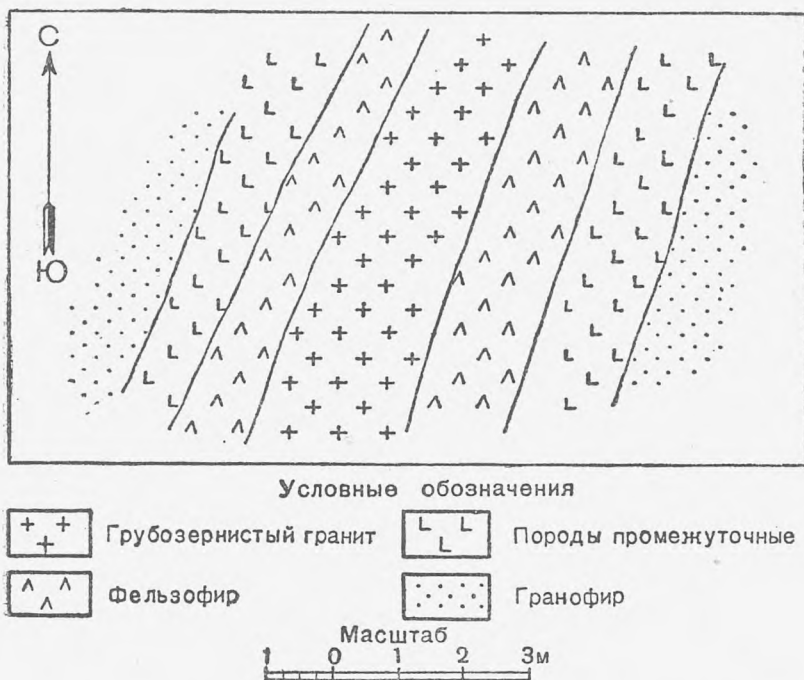
По поводу подобных образований М. А. Усов (1935) писал: «Только с точки зрения принадлежности эффузивов к определенным фации и фазе

<sup>1</sup> За ценные указания и замечания по работе приношу благодарность П. И. Лебедеву и Б. М. Куплетскому.

эта группа пород, обычно пренебрегаемая геологами да и петрологами и рассматриваемая без дифференцированного подхода к ним, как к геологическим документам, получит подобающее ей место и поможет выявлению новых и интересных моментов истории земли».<sup>1</sup>

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОД МАССИВА

Основываясь, главным образом, на строении прилегающей западной части Чойского аймака (Меняйлов, 1935), а также на данных моего марш-



Фиг. 2. Схематическая зарисовка петрографического строения вершины горы Чабр.

Номера образцов: 182 — грубозернистый гранит, 181 и 183 — фельзопфир, 180 и 184 — породы промежуточные, 179 и 185 — гранофир.

рута к сел. Ынырга, можно признать за Ыныргинским районом в основном антиклинальное строение. Продолжив мысленно геологический разрез на юго-восток, мы увидим, что Ыныргинский массив приурочивается к ядру антиклинали. Подтверждением этого служит следующее расположение горных пород: 1) наиболее древние кварциты и известняки обнажаются как перед массивом — у сел. Ср. Тыргы и по р. Сёйке, так и среди пород массива — у с. Ашпанак и Вознесенки; 2) более молодые породы граувакковой свиты обнажаются в западной синклинальной части района.

Ыныргинский массив общей площадью в 200 км<sup>2</sup> имеет длину около 20 км и ширину около 10 км. Этот чрезвычайно дифференцированный массив сложен гранитами, гранит-порфирами, порфиоровыми гранитами, аплитами, плагиоаплитами, кварцевыми порфирами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, габбро-амфиболитами и, наконец, габбро. По преобладанию в нем кислых дифференциатов его нужно считать гранит-

<sup>1</sup> Разрядка моя. — А. М.

пой интрузией, а остальные породы более основного состава—ее производными.

Породы в массиве распределяются следующим образом. В северной части преобладают гранодиориты и порфиоровые граниты, в южной — аплитовидные граниты, в центральной — граниты; в восточной и юго-восточной более часто встречаются основные разновидности. Сферолито-гранофировые породы хорошо представлены на горе Чабор, находящейся в северной части Ыныргинского массива, а также у займки Ласпан по левому берегу р. Сары-кокша в 4—5 км выше сел. Ынырга.

Схематически породы кислого состава в массиве располагаются следующим образом. В центре массива залегают граниты; затем, с удалением от центра, обнажаются порфиоровые граниты и гранит-порфиры; у подножий гор—порфиры и кварц-порфиры; на самых высоких горах—порфиры и фельзиты. Это расположение наблюдается, например, при маршруте от сел. Ынырги к горе Чабор и также по р. Ашпанак. Продвигаясь в указанном направлении по долине р. Сейки, прежде всего встречаем граниты, а затем порфиоровые граниты. На подступах к крайней восточной точке горы Чабор,<sup>1</sup> у самого ее подножья, в левом ключе в свалах находим кварцевый и плагиоклазовый порфиры. На южном склоне горы обнажаются порфиры и фельзиты. На самой вершине этой части горы обнажаются сферолито-гранофировые породы. Они залегают полосами (фиг. 2) около грубозернистого гранита, представляющего клинообразное — а в обнажении полосообразное — тело, около которого произошло внедрение сферолито-гранофировых пород. К граниту с обеих сторон прилегают полосы фельзофира, в периферии находятся полосы гранофира, а между ними полосы переходных пород.

### ПЕТРОГРАФИЯ

Описание пород мы разделим на две части. Сначала дадим петрографическое описание каждой породы, а затем опишем более подробно формы минералов, встречаемых во всех полосах сферолито-гранофировых пород.

**Грубозернистый гранит.** Грубозернистый гранит имеет серовато-розовый цвет; он состоит из кварца и плагиоклаза серого цвета и микроклина розового цвета. Размер зерна от 0.5 до 0.9 см.

Под микроскопом обнаружены микроклип-пертит, кварц, плагиоклаз, биотит, гематит, ортит и циркон. Вторичные минералы, образовавшиеся по плагиоклазу — хлорит, эпидот, агрегат цинозита и клиноцоизита (соссюрит), а по микроклину — бурые пелитовые продукты.

Структура породы в общем гранитовая, а в отдельных участках при взаимном прорастании кварца и микроклина — пегматитовая, или, по Ферсману (1913), пегматоидная.

Ортит и циркон ассоциируются с гематитом; циркон часто встречается включенным в плагиоклаз. Гематит имеет хорошую огранку. Плагиоклаз в виде мелких индивидов; встречается редко.

В контакте с нижеописываемым фельзофиром (обр. 183) грубозернистый гранит имеет катакластическую структуру. Раздроблению подвергались крупные индивиды микроклина и в особенности кварца. Последний имеет также сильное облачное погасание. Катаклаз минералов произошел вероятно в связи с внедрением фельзофира. В зальбанде, кроме перечисленных минералов, встречен еще альбит.

<sup>1</sup> На этой горе я исследовал только обнажение на высшей и крайней восточной точке гряды, ранее называвшейся Кара-Чабор. Следовательно, вся гора выходит за пределы вышеуказанной площади массива и, по данным Яковлева (1915), от этой крайней восточной точки тянется на запад верст на 15 и представляет собой в верхней части скалистый гребень, сложенный порфир-гранитом.



**Фельзофир.** К грубозернистому граниту непосредственно примыкают полосы фельзофира<sup>1</sup> (обр. 181, 183). Это — породы розового и серого цветов, плотного сложения.

Микроструктура переходная от фельзитовой (табл. I, фиг. 1) к микрогранитовой (табл. I, фиг. 2). Основная масса состоит из полевого шпата, кварца и игольчатой роговой обманки. В микрозернистую основную массу погружены порфиновые вкрапленники плагиоклаза и скелетного кварца.

Вкрапленники плагиоклаза имеют в поперечнике в среднем 1—2 мм, но величина их непостоянная. На ряду со слегка вытянутыми (по 010) лейстами встречаются столбики раза в три-четыре длиннее их. Встречаются индивиды с комплексными или секториальными двойниками. Вкрапленники плагиоклаза обычно расположены кучно. В шлифе 181 определен плагиоклаз № 4.

Вкрапленники кварца встречаются не всюду. Так, в образце 183 они есть, а в образце 181 отсутствуют. Мелкие же зернышки кварца всегда наблюдаются в основной массе. Некоторые вкрапленники имеют скелетное строение.

Хлорит и эпидот, также встречающиеся в породе, располагаются или отдельными зернами в кварце, или в виде агрегата мелких зерен вокруг вкрапленников.

**Гранофиры.**<sup>2</sup> Крайние зоны обнажения на горе Чабор сложены гранофирами. Между ними и фельзофирами залегают полосы пород (обр. 180, 184), по структуре переходные от фельзофиров к гранофирам.

Цвета гранофиров серый (обр. 185) и розовый (обр. 179).

Под микроскопом обнаруживается следующий минералогический состав: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, роговая обманка, мусковит, гематит, хлорит, эпидот и пирит.

Структура гранит-порфировая с гранофировыми участками. Последние часто имеют сферическое строение, вследствие чего их можно назвать сферолитами или, по Розенбушу (1934), гетерогенными сферолитами (псевдосферолитами). Вкрапленниками бывают кварц и полевой шпат. Плагиоклаз в шлифе 180 дает погасание:  $\perp PM +17^\circ$  и в симметричной зоне  $+14^\circ$ , соответствующее № 33.

Более подробно с точки зрения морфологии отдельных минералов эти породы, во избежание повторений, будут описаны ниже. Здесь же мы приведем химический состав гранофиров серого и розового, взятых в двух противоположных, симметрично расположенных полосах (обр. 176 и 185). Состав их, хотя и близкий, но не тождественный (табл. 1).

По магматическим формулам породы близки к кварцевым порфирам. Однако содержание  $R_2O$  в образце 185 несколько низкое, а в образце 179 высокое, и по  $R_2O : RO$  первые ближе стоят к пантеллеритам или деленитам, а вторые к липаритам.

### ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Формы порообразующих минералов во всех полосах обнажения на горе Чабор имеют много общих черт. Поэтому они будут описаны в этом разделе с указанием лишь того, в каких полосах, какие формы чаще встречаются.

<sup>1</sup> Фельзофир — термин, применяемый мною в значении, данном ему Фогельзангом (Vogelsang, 1867), т. е. кварцевый порфир с фельзитовой или микрофельзитовой основной массой.

<sup>2</sup> По Фогельзангу (Vogelsang, 1867) гранофиры, это — кварцевые порфиры с полнокристаллической основной массой; Розенбуш (1934) указывает на присутствие в них взаимных прорастаний кварца и ортоклаза.

Химический состав гранофиров с пересчётами на минералы<sup>1</sup>

Компоненты	Гранофиры				Альбит	Анортит	Геммаэлит		Кварц	Апатит		Оливы			
	Обр. 185		Обр. 179				Обр. 185	Обр. 179		Обр. 185	Обр. 179	Обр. 185	Обр. 179	Обр. 185	Обр. 179
	Вес, %	Мол. кол-во	Вес, %	Мол. кол-во											
SiO <sub>2</sub> . . . . .	17.54	1192	73.36	1222	270	288	330	360	60	34	516	476	16	64	
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.39		0.30												
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13.93	136	13.88	136	45	48	55	60	30	17			6	11	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1.03	7	0.98	6											
FeO . . . . .	1.15	16	0.87	12											
MnO . . . . .	0.03		Следы												
CaO . . . . .	2.00	56	1.32	24											
MgO . . . . .	0.75	19	0.34	9											
ZnO . . . . .	0.07														
K <sub>2</sub> O . . . . .	4.22	45	4.48	48	45	48	55	60							
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.39	55	3.72	60											
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.34	2	0.12	1											
H <sub>2</sub> O . . . . .	0.17		0.20												
Пот. при прок.	1.07		0.43												
<b>Сумма . . . . .</b>	<b>100.08</b>		<b>100.00</b>		<b>25.02</b>	<b>26.69</b>	<b>28.82</b>	<b>31.44</b>	<b>8.34</b>	<b>4.73</b>	<b>30.96</b>	<b>28.56</b>	<b>0.60</b>	<b>5.20</b>	<b>7.27</b>

Аналитики: Н. Х. Айдиньян и В. А. Молева.

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:



<sup>1</sup> После вычисления содержания полевых шпатов и кварца, нужных для вычисления эвтектических соотношений, получились остатки молекулярных количеств, помещенные в последней графе. Вследствие распределения их между реальными известными минералами — мусковитом, хлоритом и роговой обманкой — и ненужности этого распределения для наших целей процентное содержание всех цветных минералов найдено по разности.

**Кварц.** Он находится в породах то в виде вкрапленников (в краевых полосах — обр. 179, 185), то в межсферолитовом пространстве (в средних полосах — обр. 181, 183) в виде идиоморфных и ксеноморфных зерен. Скелеты кварца встречаются не часто; иногда они содержат микропегматит. Из взаимоотношений кварца и ортоклаза следует упомянуть о точечных включениях кварца в идиоморфных кристаллах ортоклаза. Как и у полевых шпатов, наблюдается прирастание мелких индивидов к крупным.

**Полевые шпаты.** Вкрапленники плагиоклаза присутствуют почти во всех разновидностях. Идиоморфизм в них проявляется редко; обычно они имеют неправильные, рваные и округлые края. Часто вкрапленники располагаются кучно, или же можно наблюдать прирастания кристаллов различной величины друг к другу (фиг. 3). Отдельные, редко встречающиеся крупные вкрапленники вследствие включения стекла имеют решетчатое строение;<sup>1</sup> в межрешетчатом пространстве, кроме стекла, бывают включенными сферолиты.

Встреченные секториальные или комплексные двойники могут быть определены одним из измерений на федоровском столике. Оказалось, что в нем имеются сростания по периклиновому, альбитовому и бавенскому законам.

Скелетные формы полевых шпатов наблюдаются обычно у мельчайших индивидов ортоклаза (фиг. 4).

**Полевые шпаты и кварц.** Обрастания первичных кристаллов полевых шпатов наблюдаются преимущественно в крайних полосах (обр. 179, 185). Они бывают двух родов.

Первые, это — обрастания плагиоклаза калиевым полевым шпатом. Ободки последнего наблюдались около мельчайших индивидов плагиоклаза порядка 0.01 мм, имеющих обычно округлые или рваные края (фиг. 5). Там, где ободки маломощны, они имеют неправильную форму (фиг. 5, с); более же мощные ободки приобретают уже кристаллографическую огранку (фиг. 5, с, а, b).

Вторые, это — обрастания индивидов плагиоклаза, ортоклаза и редко кварца микропегматитом. Последний имеет или дендритовую форму или, повторяя форму первичного кристалла, образует псевдоморфозу эвтектики,<sup>2</sup> например, по кварцу (табл. I, фиг. 1). В первом случае из одного центра вырастают три-четыре ветви этого микропегматита, а иногда и больше (табл. I, фиг. 2). Эти ветви состоят из прорастания кварца и ортоклаза; если же кварц не виден под микроскопом, то ветвистость проявляется в виде ряби на индивиде полевого шпата, проросшего кварцем (фиг. 6). Эти ветви принимают более сложное строение в сферолитах, которые будут описаны ниже. Встречаются и такие ветвистые обрастания, когда, начиная с ребер (чаще острых), идиоморфный кристалл перерастает в ветвистый (фиг. 7). Это — типичные так называемые расщепленные формы роста.

**Сферолиты** встречаются двух родов: гомогенные и гетерогенные.

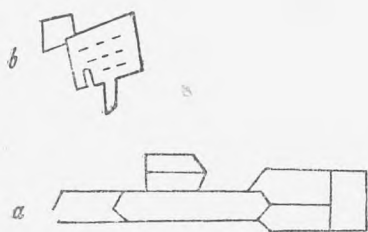
Гомогенные, это — обычно строго сфероидальной формы полевошпатовые тела со структурой ряби. В проходящем свете их строение трудно уловить; при скрещенных же николях у них, вследствие неодновременного угасания отдельных частей, обнаруживается радиальнолучистое строение. Сферолиты обычно не соприкасаются друг с другом (табл. II, фиг. 1).

Гетерогенные, это — сферолиты, состоящие из кварца и калиевого полевого шпата. Они имеют дендритовое, радиальнолучистое, очень редко концентрически скорлуповатое строение (табл. II, фиг. 2). Им присуще собственно такое же, как и вышеописанное дендритовое строение, но несколько более сложное. В центре такого сферолита обнаруживается только

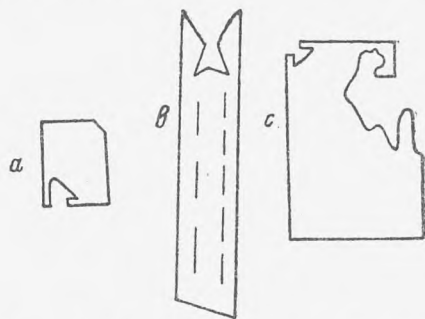
<sup>1</sup> Ср. со «строением эвтектики, кристаллизовавшейся при переохлаждении», представленной у Бочвара (1935, 49, фиг. 10).

<sup>2</sup> См. термин и аналогичные формы у Бочвара (1935, 35, фиг. 50, 51, 53).

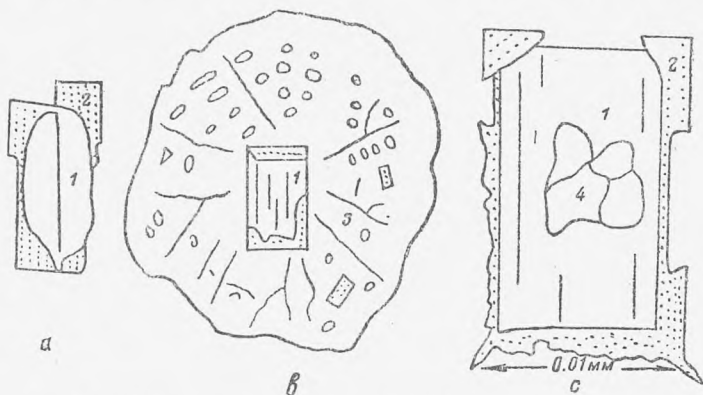
рябь (фиг. 6), но дальше к периферии сперва появляются мелкие зернышки кварца, потом кварц с ортоклазом дает уже типичное микропегматитовое прораствание, а в периферии кварц приобретает идиоморфные очертания.



Фиг. 3. Зарисовка форм прирастания полевых шпатов: *a* — шлиф 183; *b* — шлиф 179.

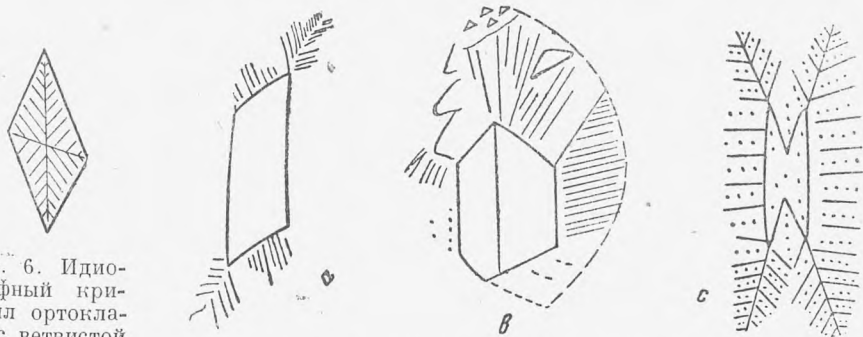


Фиг. 4. Скелеты полевых шпатов: *a* — ортоклаз, шлиф 220, *b* — часть лейстовидного плагиоклаза.



Фиг. 5. Ободки калиевого полевого шпата на плагиоклазе (*a*, *b*, *c*) и схематическая зарисовка всего сферолита (*b*).

1 — плагиоклаз; 2 — ортоклаз; 3 — микропегматит ветвистый; 4 — цоизит.



Фиг. 6. Идиоморфный кристалл ортоклаза с ветвистой рябью. Шлиф 220.

Фиг. 7. Расщепленные формы роста ортоклаза: *a* — шлиф 220; *b* — шлиф 179; *c* — полный кристалл ортоклаза с ветвистой эвтектикой.

и тогда получается в шлифе многогранник кварца, описанный около сферолита.

В середине сферолитов часто включены первичные кристаллы (табл. II, фиг. 1 и 2) плагиоклаза, ортоклаза и кварца или двух последних, сопри-



касающихся друг с другом (фиг. 8). Линии соприкосновения этих сферолитов обычно неправильные. По номенклатуре Попова (1905), такие сферолиты могут быть названы сферолитами кореогенного типа, т. е. возникшими и растущими одновременно.

Существуют разновидности сферолитов, являющиеся промежуточными между этими двумя формами, или сферолиты без правильной сферической формы.

Первый тип сферолитов приурочен, главным образом, к участкам с микрозернистым базисом,<sup>1</sup> а второй тип — к гранофировым разновидностям.

### СРАВНЕНИЯ И ВЫВОДЫ

Наиболее часто эвтектические прорастания встречаются в кислых породах. Поэтому причину образования эвтектических структур следует искать в особенностях химического состава пород. Johansson (1905) на основании подсчетов отдельных компонентов пришел к выводу, что некоторые эффузивы являются породами эвтектического типа. Пересчитав химические анализы наших пород и нанеся эти данные на диаграмму, приведенную в работе Johansson (1905, 134, фиг. 2), а также сопоставив в табл. 2 эти данные с данными, приведенными в той же работе (стр. 130, табл. IV), я пришел к заключению, что наши породы относятся, по классификации Johansson, к породам эвтектического типа II, т. е. к кали-натровому типу.

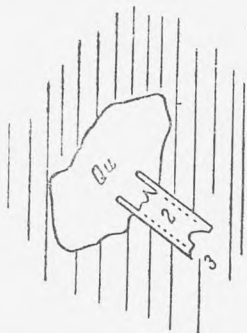
Таблица 2

Некоторые породы эвтектического состава

Наименование породы и местонахождение	Отношение молекул кварца и базальтового полевого шпата	an	or	ab
Гранофир (гора Чабор на Алтае, обр. 179) . . . . .	1.98	0.25	1	1.25
То же (Mafahlid Island) . . . . .	1.92	0.17	1	1.40
Липарит (Yellowstone Park) . . . . .	1.76	0.28	1	1.53
Обсидиан (Medicine Lake, Calif.) . . . . .	2.11	0.25	1	1.43
То же (Lipari) . . . . .	2.17	0.22	1	1.28
» (Cerro de las Novayas, Mexico) . . . . .	2.18	0.18	1	1.31
» (Mono Lake, Calif.) . . . . .	2.27	0.15	1	1.31
Гранофир (гора Чабор на Алтае, обр. 185) . . . . .	2.18	0.33	1	0.82
Липарит-трахит (Yellowstone Park) . . . . .	1.70	0.17	1	0.81
То же. Mc. Rinnegs Pass, Nevada . . . . .	2.41	0.23	1	0.71

Формы отдельных минералов и их взаимных прорастаний в описанных выше породах очень сильно напоминают формы кристаллизации сплавов эвтектического типа; но так как в последних хорошо изучены механизм и кинетика кристаллизации (Бочвар, 1935), то мне кажется, что для понимания процессов кристаллизации в наших породах весьма важно провести аналогию с этими сходными образованиями и позаимствовать соответствующую терминологию. При описании типоморфных минералов я частично уже пользовался некоторыми подходящими терминами для сходных образований. И это было тем более кстати, что некоторые из них уже применяются как в той, так и в другой областях. Так, если термины — сферолиты, дендриты

<sup>1</sup> Первый тип сферолитов имеется в слоистых фельзитах горы Буланак, расположенной в северо-западной части Чойского аймака (района)



Фиг. 8. Соотношения кварца, ортоклаза и микропегматита.

1 — кварц; 2 — ортоклаз; 3 — микропегматит ветвистый.

и первичные кристаллы, — встречаются как в петрографии, так и в металлографии, то такие металлографические термины, как псевдоморфозы эвтектики, полые кристаллы, колонии зерен, эвтектические сферолиты в петрографии не применяются, хотя сходные формы встречаются и в горных породах.

Еще в 1893 г. Judd (1893) описал следующие формы: сферолиты в стекле, разветвления от кристаллов в виде лисьих хвостов, располагающихся из одного или нескольких центров, перистые и щетковидные тела, состоящие из полевого шпата, кварца и магнетита, микролиты в сферолитах и микролиты с вилкообразным строением. Все эти формы напоминают формы, встреченные в наших породах. Они также сходны с формами в сплавах, а потому им можно найти соответствующие металлографические термины: эвтектические сферолиты, дендриты, а также колонии кристаллов, первичные и полые кристаллы.

Соответственные формы указывают и на некоторое сходство условий кристаллизации как в сплавах, так и в горных породах. Так, например, псевдокристаллические формы эвтектики возникают в менее переохлажденных участках, нежели эвтектические сферолиты. И действительно, первые формы встречаются в гранофировых, а вторые в фельзофировых полосах.

Точно так же морфологически сходные полые и кварцевые скелетные кристаллы находятся в генетической связи. Как те, так и другие образуются при быстром росте в переохлажденной жидкости. Кристаллизация их происходит настолько быстро, что активные места кристалла, т. е. ребра и углы, растут во много раз быстрее, чем другие части кристалла. В этих условиях диффузия питающего вещества настолько затруднена, что нужное для постройки кристалла вещество в виде окислов или комплексов проникает преимущественно к местам энергичного роста кристалла, т. е. к углам и ребрам. По поводу формы скелетов кварца Леммлейн пишет, что они имеют несколько периодов скелетного нарастания, когда призматический облик бывал выражен то более, то менее. Далее, в выводах он указывает, что «пирогенные кварцы. . . кристаллизующиеся из магматического расплава, имеют габитус не только «дигексаэдра», но и комбинацию с призмой». Такие формы Леммлейн объясняет кристаллизацией при ритмической, частой смене периодов нарастания и резкого замедления роста (1930, 7; 1932, 72).

С своей стороны я добавлю, что такой рост кристаллов происходит благодаря пульсационной диффузии вещества. В случае же сложных прорастаний диффузия различных веществ происходит повидимому неодновременно. Как мы видели в описательной части, в гетерогенных сферолитах и псевдосферолитах раньше всего кристаллизуется ортоклаз, затем ортоклаз и кварц в виде графического прорастания и, наконец, только кварц. В средней части такого сферолита (в гранофире) соотношения ортоклаза и кварца меняются: к периферии увеличивается кварц и уменьшается ортоклаз до полного его исчезновения. Таким образом в гранофире или микропегматите мы видим одновременное и неравномерное выпадение этих двух компонентов.

О такого рода кристаллизации Бочвар сделал следующий вывод. «Рассматривая процесс в целом, мы должны признать одновременность выделения обеих фаз; рассматривая же только явления на границе жидкость — жидкость плюс кристалл, мы видим последовательно преимущественное извлечение сначала одной из фаз, как это допускал и Уразов, Портевэн, а также Бочвар и Горев, и затем уже отложение второй фазы в жидкости искаженного состава».

В соответствии с этим выводом Бочвара и нашими наблюдениями я рассматриваю кристаллизацию гранофиров не как результат одновременной кристаллизации двух компонентов в строго определенных количествах, а как результат одновременного или неравномерного их выпадения. Они

вероятно так же, как и скелетные вкрапленники, растут пульсационно. Периоды пульсаций у обоих минералов не одинаковы и зависят от условий кристаллизации.

Даже в пегматитах наблюдается в зальбанде рост одного только кварца. Примеры выдающихся из пегматита, одинаково ориентированных кристаллов кварца можно найти в «Пегматитах» Ферсмана (1931).

Таким образом, приняв наши породы как по составу, так и по структуре за породы эвтектического типа, я попытаюсь вообще выяснить, в каких породах и в каких геологических условиях чаще всего происходят процессы эвтектического типа.

С этой точки зрения интересно рассмотреть наиболее часто встречаемую, хорошо изученную и известную в литературе форму скелетных вкрапленников (кварца) и сферолитов.

Вообще говоря, кварц, по замечанию Ферсмана (1913), «несомненно обладает весьма большой амплитудой в колебании своих свойств, равно как и чутко реагирует на изменения в природе и характере процесса».

Вакар (1932, 59—68), приведя несколько примеров из литературы, пришел к выводу, что для роста скелетных вкрапленников кварца благоприятна ультракислая среда.

Однако, если мы перечислим (табл. 3) вместе с теми случаями, которые привел Вакар, еще дополнительно хотя бы немного случаев встречи скелетов кварца, то придем к несколько иному заключению.

Таблица 3

Породы, содержащие скелеты кварца

Название породы	%	Местность	Автор	Структурные особенности и другие замечания
Липарит и обсидиан . . .	72—76	Колыма	Вакар (1932)	Небольшие жилы, секущие песчано-глинистые сланцы; продолжение аплитовых жил гранодиоритов
Микрогранитовый гранофир . . . . .		Шемниц	Hussak (1880)	
Микрогранитовый аплит и гранит-порфир . . .	70—73	о-в Эльба	(Matteucci (1895)	
Риолитовый витрофир (красный). Содержит участки черного риолита	76.2	оз. Верхнее	Vain (1926) Леммлейн (1932)	Некки в базальте
Кварц-порфир . . . . .		Мурзинка	Ферсман (1913)	Жилы
Мелкозернистый пильменный гранит . . . . .		Алтай	Меняйлов (1935)	Основная масса: стекло раскристаллизованное
Кварцевый порфирит (альбитофир) . . . . .	75.4	»	То же Osann (1891)	
Кварцевый порфир . . .		Алжир	Duparc и Pearce	Бипирамидальный кварц
Липарит-пехштейн . . .		Селенгинская Даурия	В. Обручев (1914; 1900)	
Дациит и липарит . . . .		Карачай	И. Кузнецов (1924)	
Кварцевые порфиры и порфириты . . . . .		»	П. Лебедев (1930)	
Кератофиры и кварцевые порфиры . . . . .		Закавказье (Алаверда)	Н. Морозов (1912)	
Кварцевые порфиры . . .				
То же . . . . .				

Из табл. 3 видно, что скелетные вкрапленники кварца встречаются не только в ультракислых, но и в других породах. Они нередки в кислых

и даже среднеосновных породах, включая кварцевые порфиры. Следовательно, образованию кварцевых скелетов благоприятствует, вообще говоря, кислая среда, но не только ультракислая.

Следующим важным фактором, благоприятствующим скелетному росту кварца, являются определенные геологические условия, а именно скелеты обычно приурочиваются к периферии магматических тел, где происходит относительно быстрое остывание магматического расплава. Но об этом будем говорить после рассмотрения химического состава сферолитов и причин их образования.

По расчетам Johansson (1905, табл. V) сферолиты в стекловатом базисе или только одно стекло имеют соотношения кварца и полевых шпатов, близкие к эвтектическим.

По пересчетам Левинсон-Лессинга (1905, 1935) с химического на минералогический состав вариолиты Ялгубы имеют такие соотношения: в вариолях 75% олигоклаза и 23% кварца (+ 1% магнетита), а в основной массе 70% битовнита и 24% оливина (+5% магнетита). Эти соотношения весьма близки к эвтектическим отношениям указанных пар породообразующих минералов, установленных Фогтом.

Произведенные Иностранцевым (1874) микроскопические исследования вариолитов Ялгубы и Дюранса показывают формы кристаллов, сходные с нашими. Такими формами являются полые и первичные кристаллы, волокнистые образования, скелеты со втеками со стороны граней и зональные вариолы. В вариолях, особенно в вариолитах Дюранса, при увеличениях до 50 раз обнаружены закономерно расположенные включения. Они расположены так, что на первый взгляд напоминают письменные структуры. В отличие же от иероглифов письменных гранитов или пегматитов эти включения имеют неправильную и округлую форму.

Таким образом, в сферолитах и вариолитах, судя по химическим анализам и их пересчетам, оказываются также эвтектические соотношения.

Левинсон-Лессинг (1905, 1935), а за ним и Белянкин (1933) для объяснения сферолитообразования выдвигали гипотезу ликвационной дифференциации в жидкой магме. Если становиться на эту точку зрения, то, как мне кажется, причину ликвации нужно искать в стремлении расплава образовать в условиях относительно быстрого охлаждения эвтектические жидкости как наиболее легкоплавкие системы. Жидкости же различного эвтектического состава могут образоваться в таких комбинациях: 1) эвтектическая жидкость в эвтектической и 2) эвтектическая жидкость в неэвтектической. Примером первого рода могут служить вариолиты Ялгубы, а примером второго рода породы, приведенные у Johansson (см. выше).<sup>1</sup>

В отношении условий залегания пород, содержащих разбираемые формы кристаллов, имеются следующие данные.

По представлениям Вакара (1932), липарит с оторочкой обсидиана из Колымского края залегает в виде маломощных жил, являющихся «продолжением аплитовых жил, отцепившихся от интрузии гранодиоритов» (Вакар, 1932, 63). В этих липаритовых жилах встречены также формы, сходные с нашими: гранофировые прорастания, сферолиты криптопегматита, гранофировые ореолы вокруг вкрапленников кварца и др. (Вакар, 1932, 57).

Bain (1926, 75) установил, что витрофир из Agate Point, содержащий скелеты кварца, образует неки в базальте.

По наблюдениям Левинсон-Лессинга (1905, 1935), вариолиты Ялгубы и сферолитовые породы Мугоджар «являются местными наружными фациями».

<sup>1</sup> Иллюстрацией второго рода соотношений может служить любопытный пример эвтектических соотношений в стекле базальта с острова Гукера. По пересчету Влодавца (1934) на потенциальный минералогический состав базальт содержит 74.2% полевошпатовой молекулы и 23.3% кварца.



Наши породы застыли в краевой части гиабиссальной гранитной интрузии. Они явились результатом внедрения магмы, образовавшей штокообразное тело, около клинообразного тела более древнего грубозернистого гранита. Как мы видели выше, это тело застыло в виде симметрично расположенных по обе стороны гранита полос фельзофира и гранофира.

Эти условия залегания и остывания отличают наши породы как от интрузивной, так и от эффузивной фаций. От первой — более низкими температурой и давлением, а от второй — более медленным охлаждением и наличием оболочки твердых пород, препятствующей выделению газов. Повидимому, вследствие этого и образовались своеобразные формы минералов, отличные от тех обеих фаций. Благодаря отмеченным особенностям здесь происходит миграция элементов и окислов, которая привела, во-первых, к различию химического состава полос,<sup>1</sup> а во-вторых, вследствие этого к ритмической и пульсационной кристаллизации. Из-за относительно быстрой кристаллизации происходит образование форм минералов по принципу выделения максимума энергии. Именно к таким и относятся формы эвтектические, скелетные, волокнистые и дендритовые.

Таким образом, в заключение нужно сказать, что наши сферолито-гранофировые породы сформировались в краевой фации гиабиссальной кислой интрузии, которая в результате глубокой дифференциации дала в интрузивной фации породы от гранитов до габбро, а в краевой части дала породы, близкие к кварцевым порфирам и варирующие по составу даже в крайних полосах гранофира от липаритов до пантеллеритов (или деллеитов).

Наконец, нужно отметить, что по сходству структур и минералогического состава магматических тел породы горы Чабор сходны с альбитофирами Рио-Тинто, относимыми М. А. Усовым (1935) к штоковой фации.

#### БИБЛИОГРАФИЯ

- Белянкин Д. С. О сферолитах в техническом стекле. — Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1933, вып. 4.
- Бочвар А. А. Исследования механизма и кинетики кристаллизации сплавов эвтектического типа. ОНТИ, 1935.
- Вакар В. А. Жильные липариты и обсидианы из Колымского края. — Тр. Петр. инст. Акад. Наук СССР, 1932, вып. 3.
- Влодавец В. И. К петрографии острова Гукера. — Тр. Аркт. инст., 1934, 13.
- Иностранцев А. О вариолите. — Зап. Мин. общ., сер. в, 1874, 9.
- Кузнецов И. Г. Геолого-петрографический очерк и генезис Карачаевского серебро-свинцово-цинкового месторождения. — Мат. по общ. и прикл. геол., 1924, вып. 2.
- Лебедев П. И. Геолого-петрографический очерк Карачая в связи с его полезными ископаемыми и минеральными источниками. — Тр. Сев.-Кавк. ассоц. научно-иссл. инст., 1930, № 75, вып. 15.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О своеобразном типе дифференциации в вариолите Ялгубы. — Тр. Петр. инст. Акад. Наук СССР, 1935, вып. 5.
- Сферолитовые породы Мугоджар. — Тр. СПб., общ. ест., 1905, 33, вып. 5, 131—170.
- Леммлейн Г. Г. Коррозия и регенерация кварцевых вкрапленников в кварц-порфирах. — Доклады Акад. Наук СССР, 1930, 341.
- Скелетные кристаллы кварца в липаритах. — Тр. Петр. инст. Акад. Наук СССР, 1932, вып. 3.
- Меняйлов А. А. Геолого-петрографическое описание части Чойского аймака Ойротской автономной области в Западной Сибири. — Мат. по петр. и геохим.

<sup>1</sup> Различие химического состава установлено в сходных породах крайних полос (обр. 179 и 185), т. е. в гранофирах. Мы не можем говорить о направлении дифференциации, поскольку у нас нет химических анализов пород всех полос. Однако мы видим некоторое сходство в характере дифференциации в наших породах и в липаритах Колымы, а именно как в жилах последней, так и в образце 179 вместе с накоплением  $\text{SiO}_2$  происходит обогащение  $\text{K}_2\text{O}$ . Кроме того, в периферии этих жил (в обсидиане) происходит накопление  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{H}_2\text{O}$ ; в наших же породах (т. е. в обр. 185) этого нет.

- Кузнецк. Ала-тау и Алтай, ч. 3. Тр. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук, Сиб. сер., 1935, вып. 19.
- Морозов Н. А. Алавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы и генезис. — Изв. СПб. политехн. инст., 1912, 17.
- Обручев В. А. Геол. иссл. и разв. работы по линии Сиб. ж. д., 1914, вып. 22, ч. 1.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. ОНТИ, 1934.
- Попов В. Новый метод исследования сферолитовых образований. — Тр. СПб. общ. ест., 1905, 33.
- Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика. — Пробл. сов. геол., 1935, 5, № 9, 795—810.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, их научное и практическое значение, т. I. — Тр. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук, сер. полезн. ископ., 1931, вып. 1.
- Его же. К вопросу о природе кварца из гранит-порфиров. — Изв. Акад. Наук СССР, 1930, 7, 1001.
- Яковлев С. А. Геологическое описание листа 10-десятиверстной карты Томской губернии (лист Улала). — Тр. Геол. части каб., 1915, 8.
- Vain G. W. Diffusion in Agate Point vitrophyres. — Amer. Journ. Sci., 5 ser., 1926, № 61.
- Johannson H. S. Om de eutektiska blondningarnas — Geol. Fören. Förh. Stockh., 1905, 27.
- Judd J. W. On Inclusion of Tertiary in the Gabbro of the Cuillin Hills, Skye. — Quart. Journ. Geol. Soc., 1893, 49, May.
- Duparc L. et Pearce F. Les roches éruptives des environs de Menerville (Algérie). Mém. Soc. Phil. et Nat. Genève, 1900, 33, № 2.
- Hussak E. Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. Sitz.-Ber. math.-nat. Kl. Akad. Wiss. Wien, 1880, 82.
- Matteucci R. V. Le rocce porfiriche dell'isola d'Elba. Atti S. Toscana Sci. Nat. Pisa, 1895, 14.
- Ossann A. Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine des Gabo de Gata, II. — Zt. geol. Ges., 1891, 43.
- Vogelsang H. Philosophie der Geologie und mikroskopische Gesteinsstudien. Bonn, 1867.

A. A. MENAÏLOV

## ТИПОМОРФИЗМ В СФЕРОЛИТО-ГРАНОФИРНЫХ ПОРОДАХ ГОРЫ ЧАВОР В ГОРНОМ АЛТАЕ

### SUMMARY

The spherulite-granophyre rocks of the type of quartz porphyries from Mt. Tchabor (Mountainous Altai) are the marginal facies of the hypabyssal granitic intrusion. Near the coarse-grained granite, occur rocks in the shape of bands arranged symmetrically in the following order: felsites — intermediate — granophyres.

The forms of minerals in these rocks are as follows: spherulites and pseudo-spherulites, porphyry phenocrysts, primary crystals, skeletal crystals, rims and additions upon primary crystals, split forms of growth, adhesions of small crystals to larger ones, and granophyre.

The forms listed are characteristic, according to Bochvar (1935), of the crystallization of a melt of the eutectic type, and in their chemical composition our rocks, according to Johannson (1905), may be regarded as rocks of the eutectic type. In other words, the facies (and formation) in question is presumed to be characteristic for its crystallization of the eutectic type accompanied by processes of recooling, diffusion and eutectics. The formation of spherulites and micropegmatites is a special form of the eutectic crystallization in the marginal part of the hypabyssal granitic block.

Translated by A. Brashnina

В. К. МОНИЧ**О СОСТАВЕ НЕКОТОРЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ  
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Детально разработанная акад. М. А. Усовым стратиграфическая и тектоно-магматическая схема Западной Сибири (1936), заслужившая в ее основных чертах признание со стороны лучшего знатока геологии Сибири акад. В. А. Обручева (1936, 1939), дает возможность на рациональной основе проводить обобщение разрозненных количественных химико-минералогических данных о составе западно-сибирских изверженных горных пород.

В настоящей статье рассматриваются типовые и средние составы додевонских магматических формаций Кузнецкого Ала-тау, с отдельными дополнениями, относящимися к некоторым характерным формациям Салаира и Саян. Алтайские магматические породы здесь не рассматриваются, так как недавно вышедшая сводная петрографическая работа Н. А. Елисеева (1938) в числе более обширных проблем разрешает в общих чертах и задачу, стоящую перед нашей работой.

Стремясь к единообразию петрографической номенклатуры, при дальнейшем описании я выбрал в качестве основных руководств классическое сочинение Розенбуша (1934) и новейший справочник по специальной петрографии Трёгера (Tröger, 1935). Для химической классификации основой являются системы Ниггли (Niggli, 1936) и А. Н. Заварицкого (1926, 1933); в качестве эталонов для сравнения — средние типы пород, вычисленные Дэли (1936).

При пересчете анализов на количественный минералогический состав я пользовался данными П. Н. Чирвинского (1911, 1928).

Все описываемые ниже магматические формации сведены для большего удобства в виде таблицы, которая приведена в заключительной главе.

**МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ И ВЕРОЯТНОГО  
АРХЕОЗОЯ**

(табл. 13, на стр. 304—305)

В этой сложной группе магматических и метаморфических образований петрографическому изучению подверглось лишь небольшое количество важнейших формаций, описание которых содержится в работах В. А. Кузнецова (1939), К. В. Радугина (1936; 1939), М. А. Усова (1935<sub>1</sub>, з: 1936) и В. К. Монич (1938<sub>1</sub>). Основываясь на этих данных, можно дать характеристику четырех-пяти широко распространенных типов нижнепротерозойских интрузий. Химические анализы приведены в табл. 1.

Таблица 1

Химический состав магматических и метаморфических формаций из нижнего протерозоя и возможного археозоя<sup>1</sup>  
(в вес. процентах)

Объемлы	I			II		III		IV				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
SiO <sub>2</sub> . . . . .	75.78	60.53	62.10	50.22	56.63	72.39	71.25	71.19	72.03	72.61		
TiO <sub>2</sub> . . . . .	Следы	0.40	Следы	1.34	1.00	0.38	0.05	0.51	0.19	0.22		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12.81	17.90	15.94	15.74	17.96	13.73	15.86	12.25	14.49	13.70		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2.18	2.72	4.08	5.26	2.53	0.70	0.83	0.74	0.96	1.16		
FeO . . . . .	0.49	3.47	5.50	7.10	5.39	1.61	0.60	1.46	1.10	1.05		
MnO . . . . .	0.09	—	Следы	0.26	0.35	—	0.27	—	0.10	0.08		
MgO . . . . .	0.29	1.57	2.16	5.38	2.31	0.47	0.16	0.61	0.42	0.43		
CaO . . . . .	1.38	3.58	3.65	8.99	5.93	1.79	2.27	2.49	1.94	1.94		
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.41	3.87	3.69	3.09	3.60	4.06	5.10	5.63	4.09	4.26		
K <sub>2</sub> O . . . . .	2.65	4.47	2.02	0.49	1.69	3.97	2.56	3.91	3.83	3.61		
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	0.55	0.51	—	1.29	1.96	0.38	0.30	0.64	0.40	0.48		
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	0.35	0.52	—	0.69	0.48	0.35	0.09	0.17	0.15	0.19		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.00	—	—	0.20	0.38	—	0.07	—	0.07	0.07		
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	0.39	—	—	—	—	—	—	—	—		
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	0.13	0.13		
Сумма . . . . .	99.98	99.93	99.14	100.05	100.21	99.83	99.43	99.60	99.90	99.93		

## Пересчет по Ниггли

si . . . . .	457.0	214.4	210.4	125.4	179.0	382.3	357.3	347.8	375.1	382.9
al . . . . .	45.3	37.4	32.3	23.0	33.3	42.5	46.7	35.4	44.0	42.4
fm . . . . .	15.6	25.7	37.5	44.9	32.2	13.3	8.0	12.8	12.0	13.0
s . . . . .	8.9	13.7	13.5	23.8	20.1	10.0	12.4	13.1	10.8	10.9
alk . . . . .	30.2	23.4	16.7	8.3	14.4	34.2	32.9	38.7	33.2	33.7
k . . . . .	0.34	0.44	0.26	0.09	0.23	0.41	0.25	0.31	0.39	0.36
mg . . . . .	0.17	0.32	0.30	0.45	0.34	0.28	0.14	0.35	0.25	0.26

## Пересчет по А. Н. Заварицкому

a . . . . .	10.9	15.5	11.2	7.7	11.0	14.0	14.8	15.9	14.2	14.3
c . . . . .	1.6	4.5	4.5	7.0	7.2	1.8	2.7	0	2.3	1.8
b . . . . .	5.1	8.6	13.9	25.7	12.7	3.2	2.6	5.8	2.7	3.2
s . . . . .	82.4	71.4	70.4	59.5	69.1	81.0	79.9	78.3	80.8	80.7

1 — тыдынский гранулит, по разрезу р. Н. Терси (В. А. Кузнецов, 1939).

2 — биотитовый гнейс шорской формации, левый берег р. Мрассу ниже р. Ташелгы (Монич, 1938<sub>1</sub>).

3 — биотитовый гнейс из вероятного докембрия Западного Саяна (Баженев, 1934).

4 — амфиболовое габбро ташелгинской интрузии: средний состав из двух анализов (В. А. Кузнецов, 1939 и новый, неопубликованный анализ).

5 — хлоритизированные биотито-амфиболовые диориты ташелгинской интрузии с р. Саянзас ниже устья р. Громовой (В. А. Кузнецов, 1939).

6 — порожинский гнейсо-гранит р. Мрассу, средняя часть порога (Монич, 1938<sub>1</sub>).

7 — аплит-гранит горы Крестовой (верховье р. Ср. Терси). (В. А. Кузнецов, 1939).

8 — красный порожинский гранит (Монич, 1938<sub>1</sub>).

9 — средний состав порожинских гранитов из трех анализов: анал. 6, 7 и вычисленный состав (Монич, 1938<sub>1</sub>, 20, анал. 6); P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и ZrO<sub>2</sub> — данные одного анализа.

10 — средний химический состав древнейших гранитов Кузнецкого Ала-тау, вычисленный из пяти анализов.

<sup>1</sup> В этих и в следующих анализах также включается потеря при прокаливании.



### Гранулиты

Анализ 1 — гранулиты р. Н. Терси́ (табл. 1). Толща гранулитовых гнейсов была выделена мною в древнем докембрии района Мрасских порогов в Горной Шории (Монич, 1938<sub>1</sub>); затем она была изучена в 1938 г. В. А. Кузнецовым (1939) в бассейнах рр. Ср. и Н. Терси́, где выделяются крупные массивы — Тыдынский и Маганаковский, сложенные гранулитами. Мегаскопически, это — однообразные желтовато-белые, мелкозернистые, сильно рассланцованные, крайне лейкократовые породы с тонкими чешуйками серебристой слюды, редкими чешуйками хлоритизированного биотита и отдельными мелкими зернами красного алмайдина.

Текстура гранулитов тонкосланцеватая и линзовидно-пластинчатая. Структура гетеробластовая, приближающаяся к порфиробластовой и очковой с проявлением кристаллизационной сланцеватости. Более крупные очковые вкрапления полевого шпата, изредка кварца и граната достигают величины 2—3 мм; они округлены или фестончаты и цементируются тонкозернистым аллотриоморфным агрегатом кварца, альбита, слюды, цоизита.

Количественный минералогический состав гранулита из разреза р. Н. Терси́ характеризуется следующими соотношениями минералов (в объемных процентах): микроклин 28.9, альбит 29.5, кварц 35.9, мусковит и серицит 4.0, титаномагнетит 0.9, лимонит и пирит 0.5, гранат 0.3, сфен 0.01.

Сравнительная химико-минералогические данные с типовыми составами ближайших по химизму аляскистов по Дэли (1936, анализ 116) и гранулитов по Розенбушу (1934, 622, анализы 4, 8), мы находим, что тыдынские породы обладают рядом оригинальных особенностей, которые заставляют думать, что в образовании этих пород на ряду с изверженными аляскито-гранитовыми породами некоторое участие принимали осадочные, богатые кварцем породы. Тыдынские гранитоиды отличаются высоким содержанием кремнекислоты при одновременной бедности щелочами и фемическими компонентами. Это обуславливает аплитовый характер гранитоидов Тыдына, но от типичных аплит-гранитов и аляскистов они все же заметно отличаются. В них значительно понижено содержание щелочей, причем особенно низко содержание калия, в то время как для аляскистов характерно скорее несколько повышенное содержание калия по отношению к нормам для известково-щелочных гранитов. Трёгер для типовых аплит-гранитов и аляскистов дает содержание щелочных полевых шпатов 42—64% при содержании  $K_2O$  в 4.77—4.89% (Tröger, 1935, 20—28). По содержанию щелочей, глинозема и железа тыдынские породы близки к некоторым типичным гранулитам из докембрия Финляндии и Саксонии, судя по анализам и описаниям, приводимым у Розенбуша (1934, 622, анализы 4, 8), и даже к несколько отличающимся по виртуальному составу биотито-гранатовым гранулитам архея Алданской плиты, описываемым Д. С. Коржинским (1936, 19). Минералогический состав и характерные текстурно-структурные особенности также сближают тыдынские гранитоиды с типовыми образцами слюдистых, бедных гранатом докембрийских гранулитов. Учитывая подобные черты близости, можно будет выделять своеобразные гранит-аплитовые и аляскинто-гранитовые породы, развитые в древнейших геологических образованиях Кузнецкого Ала-тау, под собирательным групповым наименованием **г р а н у л и т о в**.

В отдельных зонах для гранулитов характерно наличие гибридизированных или даже несомненно первично-осадочных метаморфических пород, зажатых пачками среди обычных гранитоидов. Таковы, например, впервые указываемые для Кузнецкого Ала-тау гранато-ставролитовые кристаллические сланцы, обнаруженные В. А. Кузнецовым (1939) в толще гранулитов по рч. Л. Маганаковой (бассейн р. Ср. Терси́). Мегаскопически это мелкозернистые, сланцеватые, буровато-серые породы с волнисто-чешуйчатым и узловатым изломом по сланцеватости, плоскости которой про-

должны чешуйками золотистой слюды. Средний размер зерен 0.3—0.6 мм. По особенностям структуры эти мелкозернистые породы приближаются к тонкозернистым сланцеватым гнейсам. Их количественный минералогический состав определяется следующим образом (в объемных процентах): ставролит 35, гранат 30—35, альбит и кварц 25, биотит и мусковит 3—5, андалузит, силлиманит, кордиерит (?) 1—3, цоизитовый минерал 3—4. Кроме того, в виде незначительной примеси содержатся магнетит, графит, циркон, рутил, апатит, хлорит.

Характерной особенностью парагенезиса минералов этих пород является высокое содержание ставролита и альмандина при самом незначительном количестве минералов группы андалузита и кордиерита. Очевидно, что первичные осадочные породы отличались своеобразным химизмом: на ряду с избыточным глиноземом породы содержали избыточное по сравнению с магнем количество железа, вследствие чего избыточный глинозем связывается в гранате и ставролите почти без образования магнезиальных минералов и простейших алюмокремневых соединений.

Парагенетический комплекс минералов этих пород является высокотемпературным и отвечает среднеглубинной зоне регионального метаморфизма. Можно отметить некоторое сходство пород с фацией регионального метаморфизма области Трондхем по Гольдшмидту.

### Гнейсы шорской формации

Анализ 2 — биотитовые гнейсы из шорской формации кристаллического докембрия Горной Шории (Монич, 1938<sub>1</sub>, 7—11). Петрографическая характеристика этих гнейсов дана М. А. Усовым (1936); некоторые дополнительные данные имеются в работах К. В. Радугина (1936, 1939<sub>1</sub>) и моей работе (Монич, 1938<sub>1</sub>). Количественный минералогический состав гнейсов таков (в объемных процентах): микроклин 31.6, альбит-олигоклаз 30.5, кварц 14.6, мirmekит 5.5, биотит 9.1, роговая обманка 2.3, гранат 1, эпидот 1.7, рудный минерал 0.6, хлорит 1.1, титанит 0.2, прочие минералы 1.8.

Минералогический состав и структура гнейсов показывают, что возможно их происхождение путем глубокого регионального метаморфизма каких-то древних осадочных пород. Химический состав их не удовлетворяет составу нормальных изверженных пород, что указывает на возможность отнесения их к метагнейсам или к гибридизированным интрузиям. Таким образом, данный анализ представляет метаморфические породы сомнительного магматического генезиса.

Анализ 3 — биотитовые гнейсы из вероятного докембрия Западного Саяна (Баженев, 1934, 77), сходные с предыдущими. Это — средне-или мелкозернистые породы, состоящие из кварца, микроклина, плагиоклаза и параллельно расположенных листочков биотита. Гнейсы пропитываются послойными жилами пегматитов с турмалином и белой слюдой, а также тонкими жилками пегматита. Количественный минералогический состав саянских гнейсов, вычисленный мною из анализа, таков (в весовых процентах): плагиоклаз (№ 40) 45—46, микроклин 10, кварц 23, биотит 13—14, хлорит 2, рудные 6. Химизм саянских гнейсов также довольно далек от химизма нормальных изверженных горных пород, грубо отвечая кварцево-диоритовому составу. Первично-магматическое происхождение саянских гнейсов в некоторой мере сомнительно.

### Комплекс ташелгинских зеленокаменных интрузий

Ташелгинские интрузии впервые выделены в самостоятельную группу и описаны М. А. Усовым в районе Мрасских порогов (1936). Позже аналогичные интрузии детально изучены В. А. Кузнецовым из района р. Ср. Терси (1939).

Анализ 4 — средний состав наиболее распространенных габбровых разновидностей интрузий из участка р. Ср. Терси.

Петрографически, это — очень характерные среднезернистые мезократовые, слегка гнейсовидные амфиболовые породы, отличающиеся значительным развитием вторичных минералов — сессюрита, хлорита и уралита, что придает им зеленокаменный облик. Часто встречаются разновидности с игольчато-призматической роговой обманкой (игольчатое амфиболовое габбро). Структура породы гипидиоморфная, с эвгедральной роговой обманкой. Главные минералы — сосюртитизированный, почти непрозрачный плагиоклаз с альбитовой каемкой, а также удлиненнопризматические зерна слабо плеохроичной серо-зеленой роговой обманки, содержащей включения апатита, сфена, эпидота, цоизита и хлорита, вследствие чего минерал имеет сетчатый вид, характерный для минералов метаморфических горных пород.

Количественный минералогический состав амфиболового габбро с рч. Александровки (правый приток р. Ср. Терси) таков (в объемных процентах): плагиоклаз 55.0, роговая обманка 36.5, крупнозернистый цоизит 7.2, апатит 0.4, рудный минерал (магнетит-титаномгнетит) 0.4, лимонит 0.2, сфен 0.3. Минералогический состав данной породы отвечает составу типового роговообманкового габбро (Tröger, 1935).

Средний химический состав габбровых разновидностей лишь в общих чертах приближается к среднему составу мирового габбро по Дэли, показывая ряд своеобразных особенностей. В качестве отличительных особенностей исследуемого габбро намечается резко уменьшенное содержание алюминия, магния и кальция при значительно повышенном содержании железа. Из второстепенных особенностей можно отметить несколько повышенное содержание титана, марганца и натрия.\*

Анализ 5 — диориты, связанные постепенными переходами с вышеописанными габбровыми разновидностями. Мегаскопически, это — среднезернистые массивные породы с игольчатыми призмочками хлоритизированной роговой обманки (до 3 мм длиной). Главные минералы — нацело серицитизированный и цоизитизированный плагиоклаз, сильно раздавленный кварц, хорошо ограниченная буровато-зеленая роговая обманка и зеленый, почти нацело хлоритизированный биотит. Второстепенное значение имеет спорадически развитый микроклин. Акцессорные минералы — апатит, сфен, магнетит, рутил, ортит. Вторичные — хлорит, эпидот, клиноцоизит, цоизит, серицит, каолинит. Структура пород близка к монцонитовой с резким идиоморфизмом плагиоклаза и роговой обманки при ксеноморфизме микроклина и кварца. Количественный минералогический состав их может быть представлен (по В. А. Кузнецову, 1939) составом типового образца с рч. Саянзас (в объемных процентах): плагиоклаз 68.4, роговая обманка 9, хлорит 11.6, микроклин 2.7, кварц 6.9, апатит 0.6, сфен 0.7, магнетит 0.1.

По минералогическому составу подобные породы могут быть названы лейкократовыми хлоритизированными биотито-роговообманковыми диоритами.

По химическому составу эти породы отвечают составу диорита, differing от типовых составов по Дэли (1936) и Трёгеру (Tröger, 1935, анал. 308) несколько пониженным содержанием магния и кальция при некотором увеличении алюминия и железа. Из второстепенных особенностей отмечается повышенное содержание титана, марганца и натрия при пониженном содержании калия. В общем устанавливаются те же самые характерные особенности химизма, что и для габбро, хотя в более кислых разновидностях интрузии значительно возрастает относительная роль алюминия.

С районами развития этой интрузивной формации обычно связаны золотоносные россыпи. В породах интрузии и в ее кровле залегают кварцевопирротиновые, кварцево-пиритовые и кварцево-галенитовые жилы с бедным содержанием золота и серебра.

### Порожинские граниты

Порожинские граниты в виде самостоятельной и характерной интрузии докембрия Горной Шории были выделены М. А. Усовым (1935<sub>1,3</sub>; 1936) и К. В. Радугиным (1936), причем был установлен вероятный нижнепротерозойский их возраст. Петрографическое описание этой интрузии дается М. А. Усовым; некоторые дополнительные детали содержатся в моей работе (Монич, 1938<sub>1</sub>), наконец, в работе В. А. Кузнецова (1939) дается описание аналогичной интрузии из бассейна р. Ср. Терси (массив горы Крестовой).

Наиболее распространенные разновидности интрузии представлены апализмами 6—8 (табл. 1).

Анализ 6 — порожинский гнейсо-гранит; р. Мрассу, средняя часть порога. Макроскопически, это — крупнозернистые, несколько порфировидные, отчетливо гнейсовидные породы белого или розового цвета. Под микроскопом они состоят из крупных порфиобластов яспорешетчатого микроклина с крупными вростками альбит-олигоклаза, биотита и мусковита. Структура гранитная, переходящая в гранобластовую со сравнительно поздним выделением биотита. Плагноклаз, развитый в меньшем по сравнению с микроклином количестве, представлен олигоклазом № 19—20. Довольно часто наблюдается мирмекит. Кварц, составляющий около 30%, развит в виде крупных мозаичных ксеноморфных зерен и в виде более мелких, заполняющих вместе с плагноклазом, хлоритом, мусковитом и биотитом промежутки между зернами полевых шпатов. Сильно хлоритизированный бурый биотит переполнен включениями магнетита и циркона. На ряду с биотитом присутствует также мусковит (0.3%). Весьма редко встречается хлоритизированная роговая обманка (0.2—0.5%). Широким развитием пользуется сфен; кроме того, встречаются заметно плеохроичный эпидот, цоизит, клиноцоизит. Акцессорные минералы — циркон, апатит, магнетит, гематит, шприт, рутил, а по данным шлихового опробования — также монацит, молабденит (?) (Митропольский, 1937).

Количественный минералогический состав порожинских гранитов определяется средними данными, приведенными в табл. 2.

Таблица 2

Количественно-минералогический состав порожинских гранитов  
(в объемных процентах)

Минералы			Минералы		
	1	2		1	2
Микроклин . . . . .	43.3	35.2	Эпидот и родственные с ним . . . . . Магнетит и гематит . . Сфен . . . . . Циркон . . . . .		
Олигоклаз . . . . .	22.2	23.0		1.4	1.4
Альбит в пертитовых вростках . . . . .	4.3	3.9		0.1	0.3
Кварц . . . . .	28.8	30.9		0.1	0.2
Биотит . . . . .	2.7	5.0		0.1	0.1

1 — порожинский гнейсо-гранит, наиболее распространенная розовая разновидность; среднее по трем образцам.

2 — порожинский гранит; среднее по шести образцам.

По минералогическому составу порожинские граниты представляют среднее между типовыми составами аплит-гранита и энгадинита по Трёгеру (Tröger, 1935, анализы 12, 13), ближе отвечая составу последнего.

По особенностям химического состава порожинские граниты отвечают энгадинито-гранитовому типу из лейкогранитовых магм Нитгли, отличаясь несколько повышенным содержанием кремнекислоты, кальция и несколько



пониженным содержанием щелочей. Вследствие этого намечается переход в поземито-гранитовый тип химизма, который является характерным для докембрийских гранитов, поскольку при его вычислении принимался в расчет средний состав докембрийских гранитов по Дэли (Niggli, 1936, 377). Любопытна аналогия химизма порожинских гранитов с розовыми гранитами днепровской группы Украинского кристаллического массива (Монич, 1938).

Анализ 7 — аплит-граниты горы Крестовой (верховье р. Ср. Терси). Крупнозернистые массивные или слегка гнейсовидные снежнобелые и желтоватые породы. Структура гнидиоморфная с намечающейся порфировидностью кристаллов микроклина. Тонкорешетчатый микроклин образует крупные, слабо ограненные зерна, средним размером 1.5—2 мм. Плаггиоклаз представлен тонко сдвойникованными идиоморфными призматическими кристаллами с довольно большим количеством листочков серицита и с неотчетливым зонарным строением. В средних зонах состав плаггиоклаза отвечает андезину № 36. Плаггиоклаз заметно преобладает над микроклином. В небольших количествах развит также мирмецит. Кварц встречается в виде крупных, слегка подавленных ксеноморфных зерен в количестве более 30%. В небольших количествах развит густобурый биотит, листочки которого приурочены ко швам зерен породы. Встречаются вторичные минералы — хлорит, мусковит, серицит и минералы эпидотовой группы. Характерно незначительное содержание акцессорных — апатита, циркона и почти полное отсутствие рудных минералов.

Количественный минералогический состав гранитов определяется следующим подсчетом (в объемных процентах): кварц 37.8, плаггиоклаз 36.3, микроклин 22.5, биотит 2.1, вторичные минералы 1.2, акцессорные 0.1 В. А. Кузнецов, 1939).

По особенностям минералогического состава крестовские граниты могут быть отнесены к лейкократовым, богатым кварцем и плаггиоклазом аплит-гранитам, близким к поземититам Ниггли и Трёгера (Tröger, 1935). Ближайшим химическим типом по классификации Ниггли является поземит-гранитовый тип. Своеобразной чертой химизма крестовских аплит-гранитов является весьма низкое содержание фемической группы элементов.

Анализ 8 — красный порожинский гранит, р. Мрассу: наиболее поздние граниты Порожинского массива. Мегаскопически, это — крупнозернистые, несколько порфировидные, светлорасные лейкократовые массивные породы. Толстопризматические кристаллы красного микроклина достигают величины 25 мм. Структура гнидиоморфная или порфир-гранитовая с наличием зазубренных границ между минералами. Крупные кристаллы микроклина ясно решетчатые и содержат грубые вроски альбита № 5—8. Остальная масса плаггиоклаза относится к олигоклазу № 20. Крупные зерна волнисто гаснувшего катаклазированного кварца сцементированы по трещинам мелкозернистым кварцевым агрегатом (цементная структура). Темноцветные представлены густобурым хлоритизированным биотитом и очень редко почти бесцветной роговой обманкой.

Из акцессорных минералов характерными являются ортит, магнетит, сфен, гематит, рутил, эпидот, хлорит, мусковит. Количественный минералогический состав красных порожинских гранитов, определенный из трех образцов, таков (в объемных процентах): микроклин 30.5, плаггиоклаз 31.0, кварц 32.8, биотит 3.8, роговая обманка 0.5, эпидот 0.2, ортит 0.02, сфен 0.3, магнетит 0.6, циркон 0.2, апатит 0.03.

По минералогическим особенностям, это — несколько обогащенный щелочными полевыми шпатами (считая и альбит пертитовых вростков) аплит-гранит.

По химическим особенностям этот аплит-гранит может быть отнесен к щелочным гранитам, на что указывает высокий индекс  $alk$ , превышаю-

щий ал. При пересчете, по Заварицкому, гранит ясно пересыщен щелочами:  $c = 0$ . Значительная щелочность гранита не проявляется минералогически. В общих чертах химизм гранита приближается к нормально-щелочно-гранитовому типу Ниггли.

Имеющийся аналитический материал об интрузиях этой группы позволяет дать первые приближенные вычисления среднего состава древнейших гранитов Кузнецкого Ала-тау (анализы 9, 10). Здесь и далее во всех приводимых цифрах средних составов, если нет оговорки, результат получен делением суммы окислов в процентах на общее число анализов пород данной группы, но не на число определений. Исключение делается для второстепенных редких элементов, содержащихся в сотых долях процента и определяемых всего одним-двумя анализами (BaO, SrO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, NiO, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). В этом случае делителем является число определений.

На примере вычисленных средних возможно установить некоторые дополнительные характерные особенности состава докембрийских гранитов Кузнецкого Ала-тау, сравнивая полученные данные со средним составом докембрийского гранита и мирового гранита по Дэли (1936). Для сибирских гранитов отмечается заметно повышенное содержание кремнекислоты (вместо 71% более 72). Повышено также общее содержание щелочей, причем особо характерным следует считать переход сибирских докембрийских гранитов в натровый тип с молекулярным содержанием калия в 36—39% от общего содержания щелочей, тогда как обычно в гранитах содержание калия составляет более 40 и даже 45% от общего содержания щелочей. Наконец, весьма типичной особенностью является заметно уменьшенное содержание железа по сравнению со средними типами. По всем этим особенностям наш средний состав близко отвечает типовому аллитовому граниту, по А. Н. Заварицкому (1933, 107).

В связи с интрузиями порожинских гранитов отмечается монацитонность россышей и признаки молибденовых руд (Митропольский, 1937). Возможно активное участие порожинских гранитов в образовании ташелгинских железорудных месторождений; но вообще роль порожинских гранитов в минерализации еще не ясна.

#### МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АЛЬГОНКА (табл. 3)

Академик М. А. Усов выделил в альгонке Западной Сибири три эффузивные и две интрузивные формации (1936). Все эти формации являются относительно слабо изученными в геологическом и петрографическом отношении.

#### Эффузивы альгонка

Анализ 11 — диабазовый порфирит, правый берег р. Кюндомы ниже дер. Тарлашки, около 5 км ниже с. Спасского (Афанасьев, 1937, 27). Диабазовый порфирит образует дайку мощностью 1.5 м, пересекающую карбонатную формацию протерозоя, и вероятно связан с главенствующей в данном участке мунжинской формацией зелено-черных диабазов (Радугин, 1939).

Мегаскопически, это — мелкозернистая плотная черная порода. Основная масса ее представляет буроватое стекло, частью слабо действующее на поляризованный свет. Многочисленные мелкокристаллические выделения представлены роговой обманкой и рудным минералом, преимущественно ильменитом. В отдельных участках заметны жилочки микрозернистого кварца (?), являющегося вероятно результатом вторичного окремнения. По особенностям структуры и состава эта порода должна быть отнесена к эффузивным породам дайковой фации (Усов, 1936).

Химизм этих пород совершенно оригинальный и не находит аналогов в системе Ниггли (Niggli, 1936). Характерно высокое содержание алюминия и железа, при несколько пониженном содержании магния и исключительно низком содержании кальция. Замечается также высокое содержание титана и значительная потеря при прокаливании. Особенности химизма породы возможно связать с минералогическим составом ее лишь в том случае, если принять в расчет наличие основного, богатого водой и железом стекла и модального железистого оливина в основной массе и, может быть, учесть значительное содержание эпимагматического карбоната железа, что замечалось М. А. Усовым в отношении диабазов мунжинской формации (Усов, 1936). Данные этого анализа пока единственного, повидимому не могут быть приняты за характерные для эффузивов мунжинской формации. Поэтому в дальнейшем при вычислении средних составов альгонкских пород они не принимаются в расчет.

Анализ 12 — лабрадоровый порфирит около рудника Коммунар, в верховьях кл. Безымянного (Эдельштейн, 1909, 70). Главные составные части — лабрадор, часто альбитизированный, и синезеленая волокнистая роговая обманка, местами сплошь забивающая породу. Структура бластоофитовая с прорастанием плагиоклаза роговой обманкой. Местами порфириты переходят в амфиболитовые породы. Характерно также появление вторичного биотита и реже пироксена и граната (Булытников, 1933).

В химическом отношении коммунаровские эффузивы являются своеобразными базальтовыми породами с высоким содержанием алюминия при умеренном содержании щелочей и низком железа и титана. Намечается наличие серы (в пирите). Химизм данного типа не укладывается в существующую схему Ниггли, хотя он имеет все же кое-что общее с нормальным габбро-диоритовым химизмом. Можно, например, заметить некоторую аналогию с типовым составом понезита (анализ 345 из Трёгера), но в последнем больше кальция и меньше щелочей.

Подобный химизм относится к тому своеобразному типу, который недавно было предложено выделить под наименованием мартайгинского магматического типа (Монич, 1937).

Возрастное положение коммунаровских эффузивов в некоторой мере еще не ясно. Имеется мнение о кембрийском возрасте этих эффузивов (Эдельштейн, 1932). К такому мнению одно время склонялись геологи, изучавшие Коммунаровский рудоносный район, т. е. Д. И. Калинин (1936) и А. Я. Булытников. Учитывая эти мнения, а также некоторые аналогии в условиях залегания и явную близость химизма коммунаровских эффузивов с кембрийскими эффузивами Мариинской тайги, я также включал коммунаровские эффузивы в мартайгинскую петрографическую формацию кембрия, правда отмечая довольно значительное их отличие (Монич, 1937, 24).

Последующий более тщательный анализ имеющихся данных по геологии этого района и, в частности, анализ новых геологических карт заставляет склониться к тому, что более обстоятельно аргументировано другое мнение, выдвинутое М. А. Усовым, определившим для этих относительно глубоко метаморфизированных эффузивов верхнеальгонкский возраст (1935, 1936).

Следовательно, устанавливается замечательный факт значительного сходства состава базальтовых лав альгонка и кембрия, что указывает на родственность магматических очагов базальтовых излияний этих двух периодов. Впрочем, давно уже Л. Г. Котельников (1936) показал, что разновозрастные базальтовые породы Кузнецкого Ала-тау имеют много общих черт, хотя менее схематичный анализ имеющегося материала несомненно выявил бы и некоторые характерные типовые особенности для разновозрастных формаций.

В рудоносном отношении диабазовые порфириды альгонка довольно часто являются вмещающими породами золоторудных месторождений, связанных с верхнеальгонкскими интрузиями коммунаровского типа.

### Габбро-диабазы

Работы Академии Наук СССР по марганцу установили, что в образовании марганцеворудных месторождений Горной Шории и Северной Ойротии исключительное участие принимают древнейшие для данного района основные разновидности типа габбро-диабазов. Г. Д. Афанасьев отмечает, что «особенное обогащение марганцовыми рудными прожилками было обнаружено в контактах кварцитов с породами габбровой формации» (Афанасьев, 1935, 109; 1937, 69) и указывает, что первичный цикл концентрации марганца связан с габбровой магмой (Афанасьев, 1937, 86). Вместе с тем Г. Д. Афанасьев считает, что накопление марганцовых руд в кварцевых и карбонатных прожилках в скарнах и зонах тектонических разломов связано с более поздним внедрением гранодиоритовой магмы и отмечает возможность генетической связи марганцовых месторождений с железорудными. Не приходится отрицать возможной множественности и разновозрастности генетических типов марганцеворудных месторождений Сибири, частично связанных и с железорудными, как это показывает, например, работа Н. Д. Синдеевой (1934); но вопрос сводится к тому, каков возраст основной массы гипогенного марганцового оруденения, имеющего широкое региональное проявление в Кузнецком Ала-тау и в хребте Арга (Сб. Полезн. ископ. Зап.-Сиб. края, 1934; Булытников, 1937). Ответ на этот вопрос мы находим в труде М. А. Усова, где устанавливается, что широко проявляющиеся в альгонкских породах окремнение со следами сульфидов и образование марганцовых руд имеют гипогенное происхождение и связаны с мазульской фазой тектогенеза альгонкского (мрасского) цикла.

М. А. Усов, выделяя мазульскую фазу тектогенеза, не намечал связанных с нею магматических пород, поскольку таковые еще не были обнаружены в то время. Но теперь кажется возможным именно с этой фазой складчатости связывать проявления рудоносных древних интрузий габбровой магмы в силу следующих соображений: 1) установлена пространственная и в некоторых случаях генетическая связь минерализации, приуроченной исключительно к докембрийским отложениям, с выходами древних основных пород; 2) гранодиоритовые и гранитные интрузии, якобы участвующие активно в процессе минерализации, являются значительно более поздними, т. е. девонскими и варисскими, как, например, турочакские и пугастские граниты (Радугин, 1939<sub>1</sub>; Монич, 1938<sub>2</sub>), и не имеют существенного значения в образовании марганцовых месторождений; 3) дайковые монцонитовые породы, сформированные в рудоносных альгонкских нарушениях и рассматриваемые в качестве гибридных пород, связанных с гранитной интрузией (Афанасьев, 1935), являются независимой, также повидимому альгонкской интрузией, близкой по типу к верхнеальгонкским коммунаровским монцодиоритам (об этом ниже); 4) наконец, в кембрийских отложениях, как это установлено К. В. Радугиным, наблюдается мощный цикл переотложения марганцовых месторождений альгонка в виде карбонатных руд (Радугин, 1939<sub>2</sub>).

Таким образом указание М. А. Усова о докембрийском возрасте и гипогенном характере большей части марганцовых месторождений Западной Сибири хорошо подтверждается геологическими исследованиями последних лет. Следует здесь отметить, что внимательное изучение геологии и литологии верхнепротерозойских и нижнекембрийских отложений в свете высказанных М. А. Усовым идей о генезисе сибирских марганцовых месторождений дало возможность К. В. Радугину открыть одно из наиболее



Типовые и средние химические составы альгонкских магматических пород  
(в вес. процентах)

Оксиды	V		VI					VII	V-VII	
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	45.71	48.30	47.46	41.41	32.80	47.51	46.75	49.92	48.08	
TiO <sub>2</sub> . . . . .	3.10	0.59	2.35	0.96	1.54	1.64	1.39	1.29	1.35	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20.05	20.59	16.35	2.46	12.05	15.70	14.51	18.41	16.14	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4.10	3.14	2.79	7.27	11.74	2.54	3.30	2.46	2.95	
FeO . . . . .	10.55	5.62	9.96	4.11	6.48	8.05	7.14	5.22	6.34	
MnO . . . . .	0.39	Следы	0.20	0.21	0.26	0.12	0.11	0.09	0.11	
MgO . . . . .	4.91	5.13	3.99	11.13	7.40	7.10	7.40	4.81	6.32	
CaO . . . . .	1.79	6.72	8.85	27.38	22.70	8.97	11.28	7.38	9.65	
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1.30	3.23	4.32	0.31	0.27	2.92	2.59	4.00	3.18	
K <sub>2</sub> O . . . . .	1.56	2.32	0.38	0.15	0.13	1.08	1.12	2.09	1.53	
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	5.05	4.11	2.86	2.38	4.01	3.51	3.43	4.07	3.72	
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	0.81	—	0.32	0.27	0.80	0.41	0.34	0.23	0.29	
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	2.09	—	0.43	0.61	—	0.36	
BaO . . . . .	Следы	—	—	0.05	—	—	0.05	0.14	0.10	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.06	—	—	Следы	—	—	—	0.02	0.02	
FeS <sub>2</sub> . . . . .	—	0.32	—	—	—	—	0.05	—	0.03	
Сумма	99.88	100.07	99.83	100.18	100.18	99.98	100.07	100.13	100.17	

## Пересчет по Ниггли

si . . . . .	126.9	124.3	121.1	72.7	57.2	113.6	107.5	133.0	117.3
al . . . . .	32.7	31.2	24.6	2.6	12.4	22.2	19.6	28.8	23.1
fm . . . . .	54.4	38.2	40.0	45.2	44.5	46.2	45.1	36.0	41.4
s . . . . .	5.3	18.6	24.2	51.5	42.4	23.1	27.9	21.2	25.5
alk . . . . .	7.6	12.0	11.2	0.7	0.7	8.5	7.4	14.0	10.0
k . . . . .	0.37	0.32	0.05	0.23	0.22	0.20	0.23	0.25	0.23
mg . . . . .	0.38	0.52	0.32	0.65	0.43	0.55	0.57	0.53	0.56

## Пересчет по А. Н. Заварицкому

a . . . . .	9.6	8.8	10.5	0.8	0.7	8.3	7.5	12.6	9.6
c . . . . .	6.2	9.4	6.2	1.1	8.1	2.6	6.1	6.7	6.4
b . . . . .	14.5	26.0	24.8	55.1	50.9	31.7	31.2	19.2	26.0
s . . . . .	69.7	55.8	58.5	43.0	40.3	57.4	55.2	61.5	58.0

41 — диабазовый порфирит, р. Кондома (Афанасьев, 1937, 27).

42 — лабрадоровый порфирит, рудник Коммунар (Эдельштейн, 1909, 70).

43 — ажинское габбро; гора Ажи, участок Бостокского месторождения (Афанасьев, 1934, 129).

44 — ажинский пироксенит; там же (Афанасьев, 1935, 124).

45 — гранитит (ажинит), там же (Афанасьев, 1937, 36).

46 — габбровые интрузии мазульской фазы; средний состав из пяти анализов.

47 — химический состав базальтовой магмы альгонка из семи анализов (1 порфирит, 5 габбро-диабазов, 1 пироксенит).

48 — средний химический состав монциодоритов из пяти анализов (Эдельштейн, 1909, 74—76; Афанасьев, 1935, 132—134; Кашкай, 1936, 120).

49 — средний химический состав альгонкских магматических пород из 12 анализов, вошедших в состав анализов 17 и 18.

замечательных марганцовых месторождений Сибири, судя по предварительным данным (Радугин, 1939<sub>2</sub>). По справедливости это месторождение следовало бы назвать Усовским месторождением, по имени М. А. Усова, положившего столь много самоотверженного труда в дело изучения сибирских минеральных месторождений.

В табл. 3 приводится типовой и средний химический состав габбро-диабазов мазульской фазы (анализы 13—15).

За типовой состав габбровых интрузий мазульской фазы можно принять состав ажинского габбро из участка Востокского марганцового месторождения (анализ 13). Здесь основные породы образуют довольно крупные пластовые интрузии до 100 м мощностью, залегающие в известняках и кремнистых сланцах докембрия. В их окраинных частях проявляется афанитовое сложение при полнокристаллически-среднезернистой офитовой структуре в срединных частях. Главными компонентами пород являются плагиоклаз,

Таблица 4

Количественно-минералогический состав габбровых интрузий мазульской фазы

Минералы	1	2	3
Плагиоклаз . . . . .	42.3	45	44.4
Ортоклаз и кварц (?) . . . . .	—	7	2.1
Титан-авгит и авгит . . . . .	42.0	—	—
Роговая обманка . . . . .	—	38	42.0
Хлорито-серпентин . . . . .	7.6	—	4.0
Рудные минералы . . . . .	6.8	10	2.7
Апатит . . . . .	0.6	—	1.0
Прочие . . . . .	—	—	3.7

4 — ажинское габбро, по П. И. Лебедеву (1936).

2 — калатаракский габбро-диабаз; вычислено мною из анализа (вес. процентов).

3 — габбро-диабаз с р. Кондомы; по М. А. Кашкаю (1935).

часто альбитизированный, и титанистый марганецсодержащий авгит, или в некоторых случаях актинолитизированная роговая обманка. Из второстепенных минералов характерно значительное содержание лейкоксенизированной ильменита, апатита, изредка пирита и гематита. Из вторичных минералов развит зеленый хлорит, серпентин и продукты разрушения плагиоклаза. Количественный минералогический состав ажинского габбро и некоторых других пород этой группы приведен в табл. 4.

Химизм ажинского габбро приближается к нормально габбро-диоритовому, отличаясь от такового несколько пониженным содержанием кремниевой кислоты и фемических составных частей, а также исключительным натровым характером. П. И. Лебедев (1936) указывает на химическую близость ажинского габбро с особым типом мелафиров Центральной Шотландии, описанных F. Walker под названием толейитов. Действительно, судя по типовому составу толейита (Tröger, 1935, анализ 344), химизм этих пород сходен, хотя ажинское габбро все же заметно отличается более высоким содержанием железа, титана и натрия в щелочах при уменьшенном содержании магния, кальция, калия. Весьма существенна разница в минералогическом составе, поскольку толейиты являются типичными стекловатыми эффузивами с содержанием до 26% коричневого стекла, состава риолита или обсидиана.

В Ажинском массиве габбро проявляются переходы в ультраосновные породы, состав которых представлен анализами 14 и 15.

В других месторождениях, например по р. Калтарак на участке Чебодагского месторождения марганца, аналогичные по возрасту и составу магматические породы, залегающие в виде даек различной мощности, имеют вид типичных габбро-диабазов (Афанасьев, 1937, 19—22), иногда кварцевых габбро-диабазов (Афанасьев, 1937, 24—26), во многом подобных известным карельским габбро-диабазам, судя по описаниям П. И. Лебедева (1913) и В. М. Тимофеева (1935).

По химическому и минералогическому составу габбро-диабазы (более основные) аналогичны ажинскому габбро, приближаясь к типовому составу оливнинового диабаза, по Трёгеру (Tröger, 1935, анализ 391).

Несколько отличными по химико-минералогическому составу являются роговообманковые габбро-диабазы с р. Кондомы (Кашкай, 1935), отличающиеся повышенным содержанием магния и калия при уменьшенном содержании железа. Химизм этих пород нормально-габброидный, близко отвечающий среднему химическому составу оливнинового диабаза по Дэли. По химико-минералогическому составу очень близки к габбро-диабазам р. Кондомы габбро-диабазы, развитые в докембрийских отложениях северо-западной оконечности Кузнецкого Ала-тау, для которых имеется один анализ с р. Яя, вблизи пос. Орлинского (Мин.-строит. мат. Кузбасса, 1932, 130). Химизм последних приближается к горнблендитовому типу Ниггли с несколько повышенным содержанием алюминия и кальция и пониженным содержанием железа. Устанавливается также некоторое сходство со средним составом лимбургитов. Крайне основной или ультраосновной состав этих пород указывает, что они связаны с габровой интрузией, а не являются спессартитами, как полагают авторы, описавшие эти породы (Мин.-строит. мат. Кузбасса, 1932).

Все эти анализы дают возможность вычислить средний состав габбровых интрузий мазульской фазы (анализ 16).

Средний химический тип для этих интрузий (без пироксенитов и гранитов) нормально-габброидный с чертами михаранитового (пониженное  $f_m$ , повышенное  $s$  и  $alk$ ). Валовой химической состав основных магматических пород альгонка (анализ 17) дает некоторое представление о химическом составе базальтовой магмы этого периода. Устанавливается близость ее со средним составом плато-базальта. Ее своеобразными чертами будут являться пониженное содержание кремнекислоты и железа при повышенном содержании магния, кальция и калия.

Сравнение альгонкских габбровых пород с амфиболовым габбро ташелгинского типа показывает заметные различия состава этих интрузий, особенно в отношении минералогического состава и структурных особенностей. Химически альгонкское габбро отличается несколько большей основностью: содержание кремнекислоты понижено, а содержание магния повышено. В то же время характерно значительное обеднение железом, так что фемический комплекс относительно невысок. Замечается в качестве выдержанного признака богатство альгонкских габбровых пород титаном. Наконец, довольно характерна обычно высокая потеря при прокаливании, даже в свежих разностях, что связано с наличием в породах хлорито-серпентиновых минералов.

### Интрузии монцодиоритов

Верхнеальгонкские интрузии монцонитов и авгитовых диоритов выделены М. А. Усовым в типичном развитии для Коммунарковского золоторудного района, где они изучались Я. С. Эдельштейном (1909), А. Я. Булыничковым (1933), Д. И. Калининским (1936), А. А. Аргуновой (1934), а для других районов Е. И. Горевановым (1934). С этими интрузиями генетически связана богатая золоторудная формация, примером которой является Коммунарковская группа месторождений. В нашем распоряжении имеется

пока лишь очень небольшое количество данных о количественном составе пород этой важной интрузии; но все же можно попытаться наметить некоторые характерные особенности химико-минералогического состава данной формации, исходя из валового состава предположительно докембрийских монцодиоритовых пород (анализ 18).

Для интрузий Коммунарковского участка имеется два анализа у Я. С. Эдельштейна (1909), причем оба они относятся к одной и той же относительно маломощной дайке, представляя, повидимому, состав дайковых отщеплений интрузии, так что химический состав коммунаровских интрузий не представлен достаточно типичными образцами. Дайка в своей средней части сложена темной красновато-зеленоватой породой панидиоморфной структуры. Преобладающим минералом является идиоморфный, сильно пелитизированный плагиоклаз с прозрачной периферической зоной. Вокруг кристаллов плагиоклаза наблюдается тонкая гранофировая оторочка. Имеется в породе также и свободный кварц в виде мелких зернышек в интерстициях. В значительном количестве развита длиннопризматическая зеленовато-бурая сильно плеохроичная роговая обманка. Из примесей — много апатита. Распространены вторичные — хлорит и кальцит. В краевых частях дайка порода делается тонкокристаллической, порфировой. Основная масса имеет флюидальное строение, а во вкрапленниках, наряду с роговой обманкой и плагиоклазом, появляется довольно свежий пироксен, так что по минералогическому составу эта часть дайки отвечает распространенному здесь типу порфировых авгитовых диоритов, описываемых М. А. Усовым (1936), А. Я. Булытниковым (1933) и А. А. Аргуновой (1934).

Эти породы впервые были описаны под названием вогезита (Эдельштейн, 1909), но минералогический и химический их состав не отвечает этому определению (Tröger, 1935, анализ 249). Химизм описанных пород приближается к нормально-диоритовому типу, но повышенное относительное содержание щелочей указывает на монцонитовый характер химизма. И действительно, по составу породы в значительной мере сходны с мангеритами (Tröger, 1935, анализ 277). Характерно значительное изменение состава породы в краевых частях дайки, залегающей в альгонкских лабрадорных порфиритах, а также вероятно и в отдельных дайках. Эти изменения сводятся к увеличению основности породы и связанному с ним увеличению содержания алюминия и железа.

К контакту описанных пород приурочены золотоносные кварцевые прожилки (Эдельштейн, 1909).

К типу коммунаровских интрузий относится ортоклазовое габбро с р. Б. Суеты (Горная Шория) вблизи прииска Викторьевка (Кашкай, 1936, 120). Габбро, вскрытое разведочными канавами на золото, содержит золотоносные кварцевые прожилки. Структура этих пород габброофитовая. Преобладает сосоритизированный плагиоклаз. Судя по анализу, в некотором количестве содержится также и ортоклаз, трудно отличимый вследствие общей измененности породы. Свежий пироксен представлен авгитом с  $2V = +57^\circ$  и  $cNg = 43^\circ$ . В заметном количестве присутствует хлоритизированный биотит. Из аксессуарных минералов развиты апатит и титаномагнетит. Значительным развитием пользуются вторичные минералы — хлорит, серпентин, сѐрицит, цоизит, эпидот и кальцит. Из химического анализа вычисляется следующий примерный минералогический состав (в весовых процентах): плагиоклаз-андезин (№ 35) 40—42, ортоклаз 10—12, пироксен 30—32, магнетит, ильменит, апатит 7—8, биотит 6—7.

По минералогическому и химическому составу викторьевское габбро должно быть отнесено к семейству мангеритов. Довольно близко отвечает оно составу типового ортоклазового габбро, по Trögerу (Tröger, 1935, анализ 280) и составу собственно мангерита (Tröger, 1935, анализ 278).



К этой же группе интрузий следует, повидимому, относить монцонитовые дайковые породы, пересекающие ажинское габбро. Детальное описание их, сопровождаемое двумя химическими анализами, дано Г. Д. Афанасьевым (1935, 132, 134). Приконтактовые части даек тонкозернистые афанитовые; они имеют микролито-порфировую структуру, характеризующуюся вытянутыми табличками плагиоклаза, пронизанного игольчатыми кристалликами пироксена и роговой обманки. Изредка заметны мелкие выделения кварца. Породы в срединных частях дайки принимают диоритовый облик.

По химическому и минералогическому составу эти породы отвечают монцонитам и монцодиоритам (калидиоритам). Петрографически они подобны коммунаровским монцодиоритам.

Г. А. Афанасьев рассматривает эти породы, как гибриды от смешения молодой гранитной магмы с ажинским габбро; но для этого нет достаточных оснований. Дифференциация в дайках монцонитов не может служить доказательством гибридизации, так как подобные изменения состава представляют весьма обычное явление. Петрографические наблюдения в контактах даек показывают, что контактовое их воздействие на габбро даже в ксенолитах минимально (Афанасьев, 1935, 138). Глубинные явления ассимиляции и ксеногибридизма в данном случае также маловероятны, так как устанавливается отсутствие связи между монцонитовыми породами и гранитной магмой. На геологическую самостоятельность данного типа интрузии указывают следующие факты: 1) выходы монцонитовых и гранитных пород наблюдаются независимо друг от друга, причем монцонитовые породы приурочены к докембрийским породам и преимущественно к ажинскому габбро, а граниты залегают в более молодых отложениях; граниты при этом не дают краевых образований холодного контакта и слабо дифференцированы в краях даек; 2) геологический возраст гранитов — девонский и последевонский (Монич, 1938<sub>2</sub>; Радугин, 1939<sub>1</sub>), монцониты же имеют альгонкский возраст, так как они являются примерно одновременными с тектоническими кварцитовыми брекчиями, прослеживающимися только в альгонкских толщах (Афанасьев, 1935, 135); 3) характерно также некоторое участие монцонитов в марганцовом оруденении (Афанасьев, 1935, 135), хотя сами по себе наблюдающиеся факты, повидимому, связаны с явлением экзометаморфизма монцонитовыми дайками ранее образованных рудных тел.

Все эти факты указывают на самостоятельный характер бостокских монцонитовых пород. Следует рассматривать их в качестве самостоятельной дайковой интрузии магмы монцонитового состава.

По возрасту и петрографическим особенностям эта дайковая интрузия ближе всего соответствует коммунаровской интрузии.

Средний химический состав монцодиоритов, вычисленный из всех имеющихся пяти анализов, приведен в табл. 3 (анализ 18). Химизм приблизительно нормально-диоритовый с отношением индексов монцонит-диоритового типа, но с более низким содержанием калия. В пересчете, по Заварицкому, химизм также приближается к монцонитовому. Поэтому этим породам присваивается собирательное название монцодиоритов.

Средний состав альгонкских магматических пород, вычисленный из 12 анализов более распространенных разновидностей (анализ 19), может дать нам некоторое представление об исходном составе родоначальной магмы в альгонкский период. Повидимому, это — базальтовая магма, но значительно отличающаяся по составу от базальтового субстрата Дэли (1936). Для альгонкских магматических пород характерно повышенное содержание алюминия, кальция и щелочей и значительно пониженное содержание железа при заметно возросшей роли магния в фемической группе.

## Кембрийские эффузивы (табл. 5)

Кембрийский период в Западной Сибири характеризуется неоднократным и весьма активным проявлением вулканизма (Обручев, 1935, 1936, 1938; Усов, 1936). В течение этого периода образовано громадное количество разнообразных по составу и фациальности эффузивных пород, расчленяющихся, по данным М. А. Усова, на восемь разновременных и разнородных формаций. Имеющиеся петрографические данные пока еще недостаточны для детальной характеристики кембрийских вулканических пород по отдельным формациям.

## Печёркинская формация

Распространенными разновидностями установленной М. А. Усовым (1935<sub>2</sub>, 3; 1936) жерловой фаши среднекембрийской печёркинской формации можно считать кварцевые кератофиры и леннепорфиры, представленные соответственно анализами 20 и 21 (табл. 5).

Анализ 20 — кварцевые кератофиры. По внешнему виду, это — плотные светложелтые или зеленовато-серые расслацованные породы с порфировой структурой. Хорошо заметны вкрапленники плагиоклаза, относящегося к альбиту № 3—6. Иногда в качестве вкрапленников выступает также и кварц. Основная масса состоит из тонко выкристаллизованной смеси кварца, щелочных полевых шпатов (преимущественно альбита) и в незначительных количествах серицита и хлорита.

В химическом отношении эти породы изучены Г. С. Лабазиным на участке Салаирского рудника (рукопись), И. В. Дербиковым и коллективом авторов для Урского района Салаира (Дербилов, 1937; Мин.-строит. мат., Кузбасса, 1932) и А. Меняйловым в Северной Ойротии (1937). Эти данные, отличающиеся значительным сходством, позволяют вычислить средний химический состав салаирских кварцевых кератофиров из четырех анализов (анализ 20). По химическому составу салаирские породы совершенно своеобразны и не находят близких аналогов среди выделяемых типовых разновидностей. Они несколько приближаются к кварцевым кератофирам, — более к их среднему составу, вычисленному Дэли (1936, анализ 12), и менее к типовому Трёгера (Tröger, 1935, анализ 76). Существенные отличия химизма заключаются в повышенном содержании кремнекислоты, особенно в отношении к общему количеству оснований, в резко повышенном содержании магния и отчасти железа. Содержание щелочей при этом значительно ниже, чем это обычно устанавливается в аналогичных эффузивах, особенно содержание калия; резко уменьшено содержание кальция.

Анализ 21 — леннепорфиры. Выделены под названием кварцевых порфиридов на салаирском руднике Г. С. Лабазиным (рукопись) и на участке Ново-Урского полиметаллического месторождения И. В. Дербиковым (1937). Белые или розовато-белые отчетливо порфировые, часто сильно расслацованные породы. Порфировые вкрапленники кварца и альбита достигают 6 мм в поперечнике, но обычно около 2 мм. Количество вкрапленников составляет 20—25% общего объема породы. Местами породы заметно обогащены графитом (Нижне-Урское месторождение). Основная масса состоит из мелких зерен кварца, альбита и чешуек серицита. Крупные зерна кварца в этой массе распределены неравномерно, частью в виде линзообразных скоплений. Местами видно, что крупные вкрапленники кварца обрастают мелкозернистым вторичным кварцем. Сравнительно редко в этих породах наблюдаются корродированные вкрапленники альбита. Количественный минералогический состав леннепорфира салаирского рудника, вычисленный мною из частного анализа (Лабазин, рукопись), определяется в следующем виде (в весовых процентах:) кварц 55.5, альбит и серицит 40,

**Химический состав кембрийских эффузивов**  
(вес. проценты)

Оксиды	VIII				IX	X	XI	XII	IX — XII	VIII—XII
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO <sub>2</sub> . . . .	72.81	78.47	74.50	75.23	49.93	49.40	51.68	50.05	50.24	60.57
TiO <sub>2</sub> . . . .	0.23	0.27	0.25	0.17	0.95	1.01	1.43	1.36	1.10	0.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	12.91	12.20	12.83	12.61	20.77	21.90	15.18	14.37	19.13	16.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	2.94	1.65	1.61	2.39	4.63	6.38	3.44	6.44	4.75	4.24
FeO . . . .	1.45	—	1.45	0.83	5.24	5.44	7.93	6.77	5.95	3.63
MnO . . . .	0.14	Следы	0.14	0.08	0.17	—	0.11	1.79	0.30	0.20
MgO . . . .	1.23	0.62	1.10	0.97	3.35	2.49	5.09	4.94	3.77	2.60
CaO . . . .	1.21	0.73	0.87	1.01	7.77	7.43	4.83	5.27	6.90	4.37
Na <sub>2</sub> O . . . .	4.27	2.42	4.31	3.48	3.62	0.35	3.83	4.41	3.41	3.38
K <sub>2</sub> O . . . .	0.95	2.09	0.91	1.44	1.18	0.64	0.11	0.68	0.86	1.23
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . .	1.15	1.09	1.59	1.12	1.97	4.97	5.88	3.19	3.18	2.22
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . .	0.51	0.16	0.55	0.31	0.23	—	0.37	0.04	0.21	0.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	—	—	—	—	0.14	—	—	0.41	0.12	0.09
S . . . .	—	—	—	—	0.10	—	—	—	0.06	0.03
BaO . . . .	0.10	0.06	—	0.04	—	—	—	—	—	0.02
Сумма . . . .	99.90	99.76	100.11	99.68	100.04	100.01	99.88	99.72	99.98	99.87

Пересчет по Ниггли

si . . . . .	383.9	566.1	429.4	446.1	132.0	142.4	148.7	130.7	136.1	211.6
al . . . . .	40.0	51.9	43.4	44.1	32.3	37.2	25.7	22.1	30.5	33.4
fm . . . . .	28.2	15.8	23.9	23.5	34.3	37.7	48.5	50.8	39.0	35.9
c . . . . .	6.7	5.8	5.3	7.1	22.1	23.0	15.0	14.8	20.0	16.5
alk . . . . .	25.1	26.5	27.4	25.3	11.3	2.1	10.8	12.2	10.5	14.2
k . . . . .	0.15	0.36	0.13	0.22	0.18	0.55	0.02	0.09	0.15	0.20
mg . . . . .	0.34	0.43	0.39	0.37	0.39	0.29	0.45	0.39	0.39	0.38

Пересчет по А. Н. Заварицкому

a . . . . .	10.3	7.8	10.2	9.2	10.6	1.8	9.0	10.9	9.6	9.5
c . . . . .	1.4	0.8	1.0	1.3	9.9	9.8	6.1	4.4	9.1	5.5
b . . . . .	9.2	8.1	8.4	8.5	16.5	26.5	20.9	24.6	17.8	13.8
s . . . . .	79.1	83.3	80.3	81.0	63.0	61.9	64.0	60.1	63.5	71.2

- 20 — кварцевые кератофиры печёркинской формации. Средний состав из четырех анализов; BaO — одно определение.
- 21 — лентепорфиры печёркинской формации из трех анализов (Лабазин, рукопись; Дербинов, 1937); TiO<sub>2</sub> — данные одного анализа.
- 22 — средний состав эффузивов печёркинской формации из четырех лучших анализов (Лабазин, рукопись; Меньшиков, 1937; Мин.-строит. мат. Кузбасса, 1932).
- 24 — средний химический состав эффузивов мартайгинской формации из шести анализов.
- 25 — авгитовый порфирит Абаканского завода (Ю. А. Кузнецов, 1929), новопросветовская формация среднего кембрия (Усов, 1936).
- 26 — спилитовые порфиры орлиногорской формации среднего кембрия из двух анализов (Мин.-строит. мат. Кузбасса, 1932; Монич, 1937).
- 27 — альбитизированный порфирит с р. Б. Ик на Салаире (Монич, 1937).
- 28 — валовой химический состав кембрийских базальтовых лав из 10 анализов.
- 29 — валовой химический состав разнообразных кембрийских эффузивов из 18 анализов. Примерный состав родоначальной магматической массы кембрийских вулканов.

(причем серицита около 17), хлорит 2.3, рутил 0.2, андалузит 2.0. При пересчете получается избыточный глинозем, связанный в молекуле андалузита — минерала, не указываемого для салаирских порфиров, но, вообще говоря, возможного в них. Допустимо, что избыток глинозема связан с постмагматической концентрацией пиррофиллита вместо серицита.

Химизм рассматриваемых пород своеобразный и не имеет аналогий среди выделяемых петрографических типов. По классификации Ниггли возможно отнести их в группу перацидитовых химических типов. Характерным является очень высокое содержание кремнекислоты и свободного кварца, повышенное содержание глинозема и магния при слишком малом содержании кальция и несколько пониженном щелочей, что отличает наши породы от типовых и средних составов кварцевых порфиров и липаритов. Попытка найти некоторые аналогии среди типовых составов, выделяемых Трёгером (Tröger, 1935), также не приводит к удовлетворительным результатам. Несколько сходных петрографическим типом являются леннепорфиры, изученные в Вестфалии, и, в частности, типовой состав их (Tröger, 1935, анализ 11). Все же в салаирских породах, при общем сходстве количественного минералогического состава этих пород, больше алюминия и магния, но заметно меньше кальция и щелочей.

Своеобразие состава салаирских пород в известной мере определяется факторами постмагматического метаморфизма, что обуславливает присущий данной формации анхиметаморфический характер; но в значительной мере оно связано со своеобразными первичными особенностями магмы, поскольку оно отчетливо выражается в средних составах формации.

По этим признакам салаирские породы заслуживали бы особого наименования, но требуется дальнейшее химико-минералогическое изучение формации. Временно можно называть эти породы, по наиболее близкому типу, леннепорфирами.

Леннепорфиры имеют интрузивные формы залегания. Наблюдаются отчетливые их контакты с кварцевыми кератофирами. Леннепорфиры играют повидимому активную роль в образовании полиметаллических рудных месторождений, связанных с печёркинской формацией.

### Мартайгинская формация

Недавно мною была сделана попытка сопоставить все имеющиеся химико-минералогические данные об основных кембрийских эффузивах Западной Сибири (Монич, 1937). С той поры не появилось новых данных, касающихся непосредственно этого вопроса, а потому можно ограничиться лишь некоторым уточнением ранее сделанных выводов, исходя из новейших геологических материалов. К сожалению, приходится отметить, что остается неизвестным точное местоположение некоторых эталонных образцов эффузивов, описываемых Д. В. Никитиным (1936), с обширной территории Мариинской тайги, так как петрографическое описание и химические анализы в его работе помечены лишь номерами коллекции без указания их местонахождения. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что эффузивы рудника Коммунар, сходные по химическому составу с кембрийскими эффузивами, должны быть отнесены в более древнюю группу (см. выше).

Наибольшее количество анализов и петрографических определений для основных кембрийских эффузивов падает на территорию Мариинской тайги (северная и северо-восточная оконечности Кузнецкого Ала-тау,) где основные кембрийские эффузивы пользуются весьма широким распространением. Все изученные кембрийские эффузивы Мариинской тайги обладают сходными особенностями состава, причем в сумме эти особенности настолько выдержаны и характерны, что могут служить основанием для выделения особой мартайгинской петрографической формации в эффузивном кембрии



Кузнецкого Ала-тау. Геологический возраст этой формации определяется лишь приближенно — в пределах среднего или верхнего кембрия (Зенкова, 1938; Монич, 1937, 1938<sub>2</sub>; Усов, 1936). Вероятна известная геологическая самостоятельность данной петрографической формации, так как столь мощный, относительно спокойный и выдержанный по составу лавовых излияний вулканизм не имеет близких аналогий среди изученных эффузивных формаций кембрия (Усов, 1936).

Характерным членом мартайгинской формации являются плагиоклазовые порфириты, представляющие диагенетизированные аналоги лабрадорит-андезитов и своеобразных плагиоклазовых базальтов. Другим весьма характерным членом формации являются пироксеновые и роговообманковые порфириты, состоящие из андезина или лабрадора и уралитизированного авгита или диопсида. Количественный минералогический состав роговообманковых (уралитовых) порфиритов с Берикульского рудника определяется следующими данными (в объемных процентах): роговая обманка во вкрапленниках 20.1, роговая обманка в основной массе 51.0, плагиоклаз 18.9, рудные 9.5, сфен 0.3, апатит 0.2. По химическому составу они сходны с плагиоклазовыми порфиритами, хотя содержание алюминия в них несколько понижено, а содержание фемической группы повышено. Наконец, довольно широко распространены амигдалоидные порфириты спилитового облика. Наиболее молодые горизонты эффузивной толщи представлены своеобразными «фельзитовыми порфиритами» (Монич, 1937), для которых приблизительные аналогии можно найти лишь в группе кварцевых базальтов и некоторых основных дацитов. Поскольку эти породы развиты лишь спорадически, в виде местных дополнительных излияний, они при вычислении среднего химического состава мартайгинской формации не учитываются.

Средний химический состав мартайгинских эффузивов (анализ 24) приближается к среднему составу мелафиров, по Дэли, с некоторыми своеобразными особенностями. В числе таковых можно отметить: 1) высокое содержание алюминия, 2) относительно бедное содержание фемических компонентов; 3) несколько уменьшенное содержание кальция; 4) существенно натровый характер с переходами в альбитовые спилитовые порфириты; 5) заметное содержание сульфидной серы, что повидимому связано с метасоматозом пород, часто вмещающих рудные месторождения.

Те же самые особенности отчетливо сохраняются и в валовом химическом составе всех анализированных кембрийских основных эффузивов (анализ 28). Это свидетельствует повидимому о родственной близости магматических очагов кембрийского вулканизма на обширной территории.

Для мартайгинской формации ближайшим петрографическим и геологическим аналогом являются эффузивы новопросветовской формации низов среднего кембрия (анализ 25). Более молодые эффузивные формации кембрия (анализ 26), и, может быть, даже низов силура (анализ 27) переходят в значительно отличающиеся от мартайгинского типа отчетливо фемические натровые типы, формируя характерные альбитовые диабазы и спилиты.

Интересно, что имеется много общих черт в химическом составе и кислых и основных эффузивов кембрия. Для тех и других характерным является повышенное содержание алюминия и значительно сниженное содержание железа, кальция и щелочей по сравнению с аналогичными средними типами. Такое близкое сходство разнообразных по составу пород в отношении содержания важнейших элементов при их примерной геологической одновозрастности свидетельствует об определенной родственности магматических очагов вулканических извержений. Поэтому не лишена интереса попытка вычислить состав родоначальной магматической массы, с которой были связаны кембрийские вулканы. Поскольку представленные анализы породы являются наиболее широко распространенными типами кембрийских лав, причем более редкие типы представлены соответственно меньшим

количеством анализов, валовой химический состав эффузивных пород кембрия из 18 анализов может дать общее представление о составе родоначальной магмы (анализ 29). Магма, питавшая кембрийские вулканы, в среднем имела андезитовый состав.

Следует отметить исключительную роль кембрийских эффузивов в качестве благоприятного коллектора рудоносных эманаций, исходивших от одновременных и позднейших (верхнекембрийских и девонских) интрузий. Кембрийские эффузивы являются вмещилищем золоторудных (Монич, 1937; Никитин, 1936), полиметаллических (Дербинов, 1937; Лабазин, рукопись) и железорудных (Кузнецов Ю. А., 1939) месторождений.

### СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ (табл. 6)

До начала мощного интрузивного вулканизма верхнекембрийской эпохи в Саянах, а отчасти, повидимому, в Кузнецком Ала-тау и Салаире (Усов, 1939<sub>2</sub>) широко проявились весьма характерные интрузии майнских гранитидов и западносаянских офиолитов. В отношении количественного состава эти формации изучены лишь в Западном Саяне, преимущественно работами И. К. Баженова (1934), М. А. Усова (1936, 1939<sub>2</sub>), В. Д. Томашпольской (1937) и М. Н. Злобина (1934). Немногочисленный аналитический материал по этим формациям приводится в табл. 6.

### Майнские гранитоиды

Эти характерные интрузивные породы описаны в литературе под разными названиями (Баженов, 1934; Ю. А. Кузнецов, 1929; Усов, 1936), отчасти оттого, что состав интрузии в различных участках довольно разнообразный, с переходами от более основных до относительно кислых типов, отчасти же в связи с тем, что данная интрузия имеет своеобразный состав, трудно сравнимый с обычными типами пород. Наиболее распространенными являются среднезернистые желтовато- или розовато-белые, слегка порфировидные породы, состоящие из светлоокрашенного альбита, довольно крупных округленных зерен серого или лилового кварца, из зеленовато-черной роговой обманки, а изредка и биотита. Под микроскопом устанавливается своеобразная гранитная, переходная к гранулитовой структура длинных призм мутного плагиоклаза № 8—12 и обильного, частью индивидуализированного кварца, содержание которого достигает 60%. Зеленая роговая обманка почти полностью хлоритизирована. Отмечается усиленный постмагматический аутометасоматоз, приводящий к широкому развитию вторичных минералов — актинолита, эпидота, хлорита, серицита.

Химизм майнских гранитоидов (анализ 30) весьма своеобразен, отличаясь от ближайших типов очень высоким содержанием кремнекислоты, повышенным содержанием железа и значительно пониженной щелочностью исключительно натрового характера. По химико-минералогическому составу эти своеобразные гранитоиды лишь приблизительно могут быть сравнимы с обогащенными кварцем плагиоклазовыми гранитами. Заслуживает быть отмеченным сходство состава майнских гранитоидов и кислых эффузивов кембрия (см. анализ 20). Это сходство свидетельствует о генетической близости магматических очагов кембрийского вулканизма Салаира, Кузнецкого Ала-тау и Западного Саяна.

Майнские гранитоиды играют большую роль в металлогении Западного Саяна. С ними генетически связаны месторождения меди (Майнское месторождение) и золота (Баженов, 1934).

### Офиолитовая формация

Под этим сборным наименованием выделяется характерная группа гипербазитов (анализы 31, 32) и базитов (анализ 33), теснейшим образом ассо-

цированных и особенно широко развитых в Западном Саяне. Возраст этой группы пород, по М. А. Усову, среднекембрийский (1936, 1939).

Анализ 31 — лерцолит, Кантегирский массив в Западном Саяне, хребет Бóрус (Томашпольская, 1937). Плотные темнозеленые породы, состоящие из оливина, проросшего лучисто-волокнистым антитеромом. В меньшем количестве присутствуют пироксены в виде отдельных разобщенных зерен среди серпентина. Удастся измерить преобладающий диаплаг-диопсид с  $cNg = 34-35^\circ$ . Вместе с тем встречается и ромбический пироксен, но обычно он глубоко серпентинизирован. В небольшом количестве присутствуют хромит, магнезит, кальцит, тальк, тремолит. По минералогическому и химическому составу породы следует отнести к семейству перидотитов к типу лерцолитов и диаплаг-перидотитов. При сравнении с типовым составом лерцолита (Tröger, 1935, анализ 735) выявляется значительная серпентинизация породы, несколько уменьшенное содержание Si, Al и увеличенное содержание Ca. По этим особенностям они приближаются к дунитам и саксонитам (гарцбургитам).

Анализ 32 — бронзовые гарцбургиты из того же местонахождения представляют тонкозернистые, темносерые, значительно серпентинизированные породы, состоящие из серпентиновых минералов и талька с остатками оливина и бронзита ( $2V = 84.5^\circ$ ). В небольшом количестве присутствуют хромит, магнетит. По химическому и минералогическому составу породы приближаются к типовым гарцбургитам и саксонитам (Tröger, 1935, анализ 731—32). Но типовые гарцбургиты содержат гиперстен, а саксониты — энстатит; саянские же перидотиты содержат по преимуществу

Таблица 6

**Химический состав среднекембрийских интрузий**  
(вес. проценты)

Оксиды	XIII				Оксиды	XIV			
	30	31	32	33		30	31	32	33
SiO <sub>2</sub> . . . . .	73.01	39.62	40.65	43.21	Пересчет по Ниггли				
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.23	—	—	0.19					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12.56	2.31	—	18.63	si . . . . .	366.1	57.0	55.5	76.0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2.03	2.83	2.71	3.72	al . . . . .	37.2	2.0	0.2	19.2
FeO . . . . .	2.74	5.17	4.06	2.64	fm . . . . .	27.0	95.8	98.8	61.2
MnO . . . . .	0.09	0.27	0.04	0.27	c . . . . .	18.6	1.7	0.9	19.0
MgO . . . . .	0.92	39.92	44.64	19.77	alk . . . . .	17.2	0.5	0.1	0.6
CaO . . . . .	3.45	1.12	0.58	10.11	k . . . . .	0.16	—	—	—
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2.96	0.19	0.05	0.36	mg . . . . .	0.26	0.90	0.92	0.85
K <sub>2</sub> O . . . . .	0.82	0.06	0.01	0.02	Пересчет по А. Н. Заварицкому				
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	1.60	7.82	6.47	0.96					
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	0.10	0.12	0.03	0.12	a . . . . .	7.7	0.4	0.1	0.9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	0.03	—	—	c . . . . .	0.7	1.1	0.05	12.3
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—	0.35	—	b . . . . .	9.5	61.8	64.15	36.1
NiO . . . . .	—	0.23	—	—	s . . . . .	82	36.7	35.7	50.7
Сумма . . . . .	100.51	99.69	99.69	100.00					

30 — майнский плагиоклазовый гранит; Западный Саян, р. Кындырла в 5 км выше пос. Кындырла (Баженов, 1934, 82).

31 — лерцолит; Западный Саян, хр. Бóрус (Томашпольская, 1937).

32 — бронзовые гарцбургиты; Западный Саян, р. Кантегир, в 1.2 км выше кл. Амбарного (Злобин, 1934, 81).

33 — эвкрит; Западный Саян, северный склон горы Изык (Томашпольская, 1937)

бронзит и частью гиперстен. Впрочем, В. Н. Лодочников в своей монографии для восточно-саянских серпентинитов указывает энстатит с  $2V = 74.5^\circ$  (1936, 24).

Апализ 33 — эвкрит, Западный Саян, северный склон горы Изык (Томашпольская, 1937). Это — несколько более поздние по сравнению с ультрабазитами интрузивные породы. Они отличаются ленточным сложением при панидиоморфной структуре; сосюртитизированный плагиоклаз развит, примерно, в равном количестве с темноцветными, представленными диопсидом, отчасти баститизированным ромбическим пироксеном. Судя по химическому составу, имеется также форстеритовый оливин. По особенностям химического состава они приближаются к эвкритам и оливиновым эвкритам (алливалит, Tröger, 1935, апализ 364); но все же содержание железа много ниже нормы.

С породами офиолитовой группы генетически связаны месторождения асбеста (Сб. Полезн. ископ. Зап.-Сиб. края, 1934), талька (Боговаров, 1938). В связи с породами офиолитовой группы встречены также и месторождения хромита (Сб. Полезн. ископ. Зап.-Сиб. края, 1934). Наконец, в связи с этим породами встречаются платиноиды (Сб. Полезн. ископ. Зап.-Сиб. края, 1934; Сб. Полезн. ископ. Красноярск. края, 1938). Офиолиты и сами по себе могут явиться ценным огнеупорным и декоративным материалом. В этом отношении заслуживают внимания серпентиниты среднего течения р. Томи, расположенные в 210 км от Сталинска на берегах славной реки.

### ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Сложный комплекс верхнекембрийских интрузий расчленяется на пять характерных, несколько одновременных интрузивных формаций. Можно наметить следующий примерный порядок формирования этих интрузий: 1) габбровые интрузии; 2) дайковая интрузия диоритовых порфиритов; 3) гранодиоритовые интрузии; 4) сиенитовые интрузии; 5) интрузия нефелиновых сиенитов. Невыясненной остается последовательность 3-й и 4-й интрузий. Некоторые признаки указывают на тесную связь сиенитов с габбро, по отношению к которым гранодиориты являются позднейшими; но в то же время отмечается, что сиениты и фельдшпатитовые породы являются заключительными фазами верхнекембрийского интрузивного цикла (Усов, 1936). Геологический возраст всех этих интрузий укладывается в пределах верхнего кембрия, поскольку они прорывают верхний кембрий и встречаются в нижнем силуре в гальках конгломератов (Зенкова, 1938; Радугин, 1936, 1939<sub>1</sub>; Усов, 1935<sub>3</sub>, 1936).

### Габбровая формация (табл. 7 и 8)

В Маринской тайге (табл. 7) наиболее основные разновидности интрузии (из анализированных) представлены габбро-перидотитами (анализ 34) и оливиновыми норитами (анализ 35).

Первый тип пород по составу приближается к эвкритовому и пироксено-габброидному типам Ниггли. Оливиновые нориты Маринской тайги по химизму занимают также промежуточное положение между средним составом оливинового габбро и оливиновых норитов, по Дэли, приближаясь к эвкритовому типу Ниггли. В качестве характерных индивидуальных особенностей состава обоих представителей нужно отметить: 1) пониженное содержание кремнекислоты, глинозема и щелочей; 2) очень высокое содержание фемической части, в которой доля магния составляет около 70%, превышая нормы аналогичных типов; 3) повышенное содержание кальция. Минералогически эти особенности выражаются в значительном содержании богатого магнием монопироксена и гиперстена, близкого



Таблица 7

## Типовые составы важнейших разновидностей габбровой формации верхнего кембрия в Маринской тайге (XV)

(вес. проценты)

Оксиды	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
SiO <sub>2</sub> . . . . .	44.18	45.79	47.10	47.20	48.77	50.39	52.33	54.35	48.81	48.60
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1.89	0.78	1.25	1.55	0.71	1.02	1.46	1.22	1.13	1.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15.16	16.68	17.75	17.11	20.85	18.86	17.66	19.05	18.69	18.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2.28	1.46	7.91	1.66	5.12	2.28	1.66	3.52	2.39	2.40
FeO . . . . .	7.27	8.57	5.32	8.31	3.09	5.18	6.59	5.71	7.38	7.31
MnO . . . . .	0.31	0.15	0.41	0.10	0.11	0.12	0.28	0.15	0.24	0.21
MgO . . . . .	12.89	11.15	6.30	6.28	6.30	5.01	3.74	2.82	5.75	6.71
CaO . . . . .	14.97	11.54	7.73	11.05	10.49	12.72	9.71	7.50	9.99	10.39
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0.19	1.64	3.38	0.97	2.05	3.08	4.57	3.78	2.78	2.51
K <sub>2</sub> O . . . . .	0.18	0.53	0.89	3.65	1.13	0.97	0.97	1.14	1.38	1.15
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	0.71	1.99	1.26	2.42	1.39	0.53	0.37	1.00	1.27	1.23
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	0.15	0.09	0.45	0.17	0.14	0.03	0.42	0.04	0.26	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	0.10	—	0.19	—	0.22	—	0.11	0.06
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0.04	—	—	—	0.12	—	0.03	0.02
S . . . . .	—	—	0.17	—	0.01	—	—	—	0.05	0.04
Сумма	100.18	100.37	100.06	100.47	100.35	100.19	100.10	100.28	100.26	100.17

## Пересчет по Ниггли

si . . . . .	84.6	92.2	110.2	110.3	115.8	119.8	136.3	153.9	115.6	112.8
al . . . . .	17.1	20.1	24.5	23.6	29.2	26.4	27.1	31.6	26.0	24.8
fm . . . . .	52.3	50.9	47.1	41.4	37.7	32.5	32.6	33.2	40.0	41.9
c . . . . .	30.0	25.1	19.4	27.5	26.8	32.4	27.0	22.8	25.5	26.0
alk . . . . .	0.6	3.9	9.0	7.5	6.3	8.7	13.3	12.4	8.5	7.3
k . . . . .	0.4	0.17	0.10	0.70	0.27	0.18	0.13	0.16	0.25	0.24
mg . . . . .	0.71	0.67	0.47	0.53	0.53	0.55	0.45	0.36	0.52	0.55

## Пересчет по А. Н. Заварицкому

a . . . . .	0.7	4.3	9.3	7.3	6.7	9.7	11.8	10.5	8.5	7.5
c . . . . .	9.6	9.1	3.2	7.4	8.3	9.0	6.2	8.1	8.7	8.8
b . . . . .	38.7	33.6	30.5	31.9	24.9	15.4	20.3	15.4	23.9	25.5
s . . . . .	51.0	53.0	57.0	53.4	60.1	65.9	61.7	66.0	58.9	58.2

34 — габбро-перидотит, гора Пестрая в верховье р. Тайдон (Никитин, 1936). Минералогический состав: оливин, авгит, в небольшом количестве бурая роговая обманка, анортит, изредка — бронзит. Аксессуары — сфен, апатит, ильменит. Структура гипидиоморфная, среднезернистая.

35 — оливиновые нориты Маринской тайги, из двух анализов (Никитин, 1936).

36 — меланократовое габбро из двух анализов (Монич, 1937, стр. 29 и неопубликованный анализ из участка Центрального рудника). Минералогический состав образца из Бериккульского рудника (в объемных процентах): лабрадор (№ 50—56), замещаемый альбитом, 45%; ортоклаз и альбит 3; кварц 0.5; роговая обманка и в подчиненном количестве пироксен 45; псевдоморфозы, вероятно, по ромбическому пироксену (хлорит, тальк, уралит) 3.1; магнетит 2; апатит 4.2; циркон; сфен 0.1.

37 — ортоклазо-биотитовое габбро (Никитин, 1936). Панидиоморфная или габброофитовая структура; кислый лабрадор, авгит, роговая обманка (часто преобладает), биотит, ортоклаз (до 5%), магнетит, рутил, апатит. Судя по несколько необычному отношению щелочей, анализ не совсем типичен.

- 38 — биотито-эвкритовое габбро (al — габбро) из двух анализов (Никитин, 1936, анализ 178—25 и неопубликованный анализ из участка Центрального рудника). Офитовая и габбро-офитовая структуры. Основной лабрадор, розовый титанавгит, зеленая роговая обманка, биотит, в небольшом количестве баркевикит, немного ортоклаза, местами нефелин (?). Из примесей отмечается магнетит, титано-магнетит, апатит, хлоритсерпентин.
- 39 — лейкократовый габбро (Никитин, 1936, анализ 176—25).
- 40 — ортоклазовый белугит из Бериккульского рудника (Монич, 1937, 28); кислый лабрадор, ортоклаз, спорадически кварц, авгит с каемкой актинолита, биотит, бурая роговая обманка. Из аксессуарных — магнетит, апатит, редко пирит.
- 41 — диорит (Никитин, 1936, анализ 273—24).
- 42 — средний химический состав мартайгинского габбро из семи анализов, вошедших в состав анализов 36—40.
- 43 — средний химический состав габбровой формации Марининской тайги из 40 лучших анализов (анализы 34, 35, 41 и семь анализов габбро, вошедших в анализ 24).

к бронзиту, в заметном содержании оливины и богатого анортитом плагиоклаза. Судя по этим особенностям, оливиновые нориты Марининской тайги не относятся к самостоятельным представителям серии габбро-норито-анортитовых пород, а являются дифференциатами в ряду габбро — габбро-перидотит, т. е. следуя терминологии Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1931, 329), они относятся к уральскому (алькалпихтовому), а не к южно-русскому типу габбровых формаций.

Особенно большим разнообразием состава отличаются различные габбровые разновидности интрузий, пользующиеся наиболее широким развитием. В настоящее время выделяется пять типовых разновидностей габбро, представленных анализами 36—40, причем последний тип является, вероятно, одним из самых распространенных типов интрузии и может быть выделен в качестве весьма характерного. Этот тип интрузии недавно был описан мною из района Бериккульского рудника под названием биотито-ортоклазового габбро (Монич, 1937). Химизм этих пород, по классификации Ниггли, отвечает белугитовому типу лейкогабброндных магм (Niggli, 1936, 360); если же следовать систематике Трёгера, то данный тип пород следует отнести к семейству габбро-диоритов, причем в качестве своеобразной черты, хорошо выдерживающейся и в прочих типах габбровых пород Марининской тайги, выделяется обычно довольно значительное содержание ортоклаза.

Анализ 41 представляет наиболее кислую из всех известных разновидностей габбровой формации Марининской тайги, причем отмечается довольно широкое распространение подобных пород (Монич, 1937; Никитин 1936). Это — относительно лейкократовые породы с панидиоморфной или монцитонитовой структурой, состоящие из андезина № 30, ксеноморфного ортоклаза и подчиненного кварца, с умеренным содержанием бурой и зеленой роговой обманки, диоксида (или авгита) и биотита. В качестве примесей выступают магнетит, пирит, апатит, титанит и циркон. По химическому составу они приближаются к типовому составу диоритов, по Трёгеру, и к среднему составу диоритов, по Дэли, отличаясь некоторыми своеобразными чертами химизма, которые наглядно выступают также и при рассмотрении среднего состава габбро Марининской тайги (анализ 42) и среднего валового состава габбровой формации в целом (анализ 43). Судя по этим данным, родоначальная магматическая масса интрузии представляла габбровую магму, по составу близкую к среднему мировому габбро (Дэли, 1936, анализ 57). Намечаются следующие отличительные особенности мартайгинского габбро: 1) содержание кремнекислоты для большей части разновидностей заметно понижено против типовых, но в среднем составе при учете диоритовых разновидностей это различие сглаживается; 2) содержание титана слегка повышено; 3) повышено также содержание железа, а содержание магния, наоборот, значительно снижено; 4) в среднем несколько понижено содержание кальция, хотя для многих разновидностей отмечается некоторое повышение

содержания этого компонента (габбро-перидотиты, нориты, белугиты); 5) замечается некоторая обогащенность щелочами.

На территории Хакасии габбровая формация верхнекембрийских интрузий имеет ограниченное развитие, в то время как гранодиориты и граниты, наоборот, развиты заметно более широко, чем в Мариинской тайге. Габбровые интрузии проявляются здесь в виде небольших штоков и линз в известняках и в приконтактных зонах верхнекембрийских интрузий. Можно думать, что магма поглотила некоторые количества известняка (Зив, 1939, 109). Анализированные разновидности пород формации (табл. 8) показывают значительное своеобразие химического и минералогического состава, в некоторой мере повидимому обусловленное контаминацией родоначальной магмы. Затем, характерным является более резкий размах дифференциации, приводящий к значительному развитию крайне основных эвкритовых разновидностей габбро (анализ 44) и к образованию анортозитов — битовнититов (анализ 45) и магнетит-корундитов (анализ 46). Новейшая характеристика обычного типа хакасского габбро (анализ 47) дана Е. Ф. Зив (1939). Средний химический состав хакасского габбро (анализ 48), вычисленный из четырех анализов (Зив, 1939 и Эдельштейн, 1910; 1915, 100), при сравнении его с составом мирового габбро, по Дэли, показывает некоторые своеобразные черты химизма, прослеживаемые и для отдельных типов формации. К числу таковых следует отнести пониженное содержание кремнекислоты, алюминия, магния и натрия при резко повышенном содержании кальция. При сравнении со средним типом мартайгинского габбро устанавливаются некоторые заметные отличия, частью обусловленные вероятно первичными различиями состава магматических масс к периоду кристаллизации. Хакасское габбро заметно выделяется меньшим содержанием глинозема, магния и щелочей при резко повышенном содержании кальция.

Анализ 49 дает средний химический состав габбровой формации верхнего кембрия из 15 лучших анализов. Средний состав формации отвечает среднему габбро (по Дэли), немного лишь отличается уменьшенным содержанием магния и калия при значительном обогащении кальцием. Поскольку эти же особенности присущи многим разновидностям интрузии, повидимому они связаны с характерным своеобразием состава родоначальной габбровой магмы верхнего кембрия.

### Диоритовые порфириты

Для участка Бериккульских золоторудных месторождений и отчасти для ряда других пунктов в связи с габбровой формацией отмечается весьма широкое проявление дайковых диоритовых порфиритов, рассекающих множеством даек породы габбровой формации и особенно породы кровли интрузии. Дайки прорывают уже отвердевшую, но еще не вполне остывшую габбровую интрузию. Представлены они полнокристаллическими порфировыми темносерыми породами с крупными выделениями зеленоватого андезина (10—15 мм) и более мелкими выделениями роговой обманки и биотита. Из темноцветных преобладает темнобурая роговая обманка с вросками рутила, замещаемая актинолитом. В некоторых случаях значительным развитием пользуется диопсид, обрастающий роговой обманкой. Основная масса пойкилоофитовая и микропойкилитовая. Она состоит из мелких призмочек плагиоклаза, небольшого количества микропертита и кварца, гнездообразных скоплений бурой и зеленой роговой обманки, кальцита, магнетита, апатита, рутила и цоизита.

По минералогическому и химическому составу (анализ 50) диоритовые порфириты представляют породы, близко родственные белугитам и диоритам габбровой формации. Очевидно, диорит-порфириты являются продуктом

кристаллизации изолированной порции той же самой габбровой магмы, заметно дифференцированной в сторону общего обогащения ее кремнием, алюминием и щелочами при обеднении железом, магнием и кальцием.

Таблица 8

Состав важнейших разновидностей габбровой формации верхнего кембрия в Хакасии. Диоритовые порфириды Берикюла (вес. проценты)

ОКСИДЫ	XV						XVI
	44	45	46	47	48	49	50
SiO <sub>2</sub> . . . . .	45.37	44.08	5.55	46.98	47.16	48.49	57.02
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1.10	Нет	5.80	1.97	1.23	1.19	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15.38	32.51	41.19	15.71	15.77	17.54	18.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5.10	0.71	16.90	4.89	4.36	3.03	1.58
FeO . . . . .	4.65	1.66	23.90	7.14	5.29	6.51	4.68
MnO . . . . .	0.15	0.10	—	0.18	0.12	0.18	0.08
MgO . . . . .	6.07	0.39	2.22	5.73	5.57	6.27	2.94
CaO . . . . .	17.51	16.88	1.04	10.40	14.88	11.29	6.30
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0.96	0.71	—	3.29	2.17	2.50	3.84
K <sub>2</sub> O . . . . .	0.89	0.64	—	0.93	0.89	1.08	2.89
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	1.62	} 2.12	} 0.42	1.54	1.70	1.45	1.08
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	—			0.24	0.06	0.16	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.51	—	—	0.97	0.50	0.18	—
S . . . . .	—	—	0.07	0.03	0.03	0.03	0.03
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	0.08	0.10
BaO . . . . .	—	—	—	—	—	0.10	—
Сумма . . . . .	99.31	99.80	97.09	100.00	99.73	100.08	99.73

Пересчет по Ниггли

si . . . . .	101.3	107.8	10.9	111.0	106.6	113.2	175.3
al . . . . .	19.9	46.9	47.2	21.7	21.0	24.1	32.7
fm . . . . .	37.0	6.2	50.7	43.2	36.8	40.3	29.3
c . . . . .	39.8	44.3	2.1	26.2	36.1	28.3	21.0
alk . . . . .	3.3	2.6	—	8.9	6.1	7.3	17.0
k . . . . .	0.39	0.36	—	0.16	0.22	0.23	0.34
mg . . . . .	0.54	0.24	0.13	0.47	0.52	0.54	0.46

Пересчет по А. Н. Заварицкому

a . . . . .	3.7	3.1	—	8.7	6.3	7.4	13.0
c . . . . .	7.0	27.1	1.3	6.4	7.7	4.8	6.1
b . . . . .	35.0	3.8	86.8	28.2	29.9	29.8	13.2
s . . . . .	54.3	66.0	11.9	56.7	56.1	58.0	67.7

44 — эвкритовое габбро из двух анализов; участок Туймского месторождения (Эдельштейн, 1940).

45 — анортозит (битовнитит); лог Синангдй, в 27 км на юго-запад от рудника Каялых-Узень (Курбатов и Солодовникова, 1936). Небольшие линзы среди эвкритового габбро. Минералогический состав (в объемных процентах): битовнит (№ 75—90) 91.5, уралитизированный диаллаг 3, биотит 4.5, магнетит 1.

46 — наждачные породы (магнетит-корундиты); там же. Средний состав из четырех анализов (Курбатов и Солодовникова, 1936; Тимофеевский, 1937). Черные с металлическим блеском мелкозернистые тяжелые породы (уд. вес 4.5). Средний минералогический состав (в объемных процентах, из шести подсчетов): черно-



зеленый герцинит 39.2, корунд 30.6, ильменит 14.1, магнетит 19.4; спорадически развит битовнит — до 30, хлорит и серпентин до 20; диаспор до 5. Линзы наждачных пород залегают среди аноксидов. По заключению Б. А. Тимофеевского (1937), 95% массы таких рудных линз могут быть отнесены к высокосортным наждакам.

- 47 — обычный тип габбро первой фазы хакасских интрузий (Зив, 1939, 14). Паналлотриоморфная или габброофитовая структура. Главные минералы — зонарный лабрадор, местами андезин, зеленая и бурая роговые обманки, прорастающие друг друга и переходящие в сине-зеленую роговую обманку; широко также развит и монопироксен, в переменных количествах встречается хлоритизированный биотит, а спорадически кварц и ортоклаз. Акцессорные — магнетит, титанит, апатит и циркон. Довольно много вторичных минералов — альбита, эпидота, цоизита, хлорита, кальцита, серицита. Химизм габбро приблизительно отвечает михаритовому типу Ниггли, но содержит меньше кремнекислоты, алюминия и магния при повышенном содержании щелочей.
- 48 — габбро; Хакассия. Средний состав из четырех анализов (Зив, 1939; Эдельштейн, 1910, 1915).
- 49 — средний состав габбровой формации верхнего кембрия из 45 анализов.
- 50 — диоритовые порфириты; Берикюль (см. раздел XVI, стр. 305). Средний состав из двух неопубликованных анализов.

### Гранодиоритовая формация

Эта важная и широко распространенная интрузивная формация, с которой генетически связаны многие месторождения золота, мышьяка, меди, вольфрама и молибдена (Булытников, 1938; Зив, 1929; Монич, 1937; Никитин, 1936; Спейт, 1934; Усов, 1935<sub>3</sub>, 1936), довольно детально изучена в петрографическом отношении, главным образом, работами И. К. Баженова (1940), А. Я. Булышникова (1928, 1929), Е. Ф. Зив и В. Д. Тимофеева (Зив, 1939; Зив и Тимофеев, 1936), В. К. Монич (1937), Д. В. Никитина (1936), М. А. Усова (1935<sub>3</sub>, 1936), А. Н. Чуракова (1916, 1932) и Я. С. Эдельштейна (1909, 1915, 1936).

На основании этих материалов можно дать средние типовые составы важнейших разновидностей интрузивных пород формации для двух основных районов ее развития — Марининской тайги и Хакассии (табл. 9, анализы 51—58) — и вычислить средний состав формации (анализ 59). Не вдаваясь в детали петрографического описания формации, достаточно полно охарактеризованной в вышеуказанных работах, отметим лишь некоторые особенности ее состава, выявляющиеся из средних типовых данных. В Марининской тайге развиты своеобразные гранодиориты, нередко переходящие в основные разновидности пеллейитового и лейкопеллейитового химизма, близкие по составу к кварцевым диоритам (анализы 51, 52). Средний состав гранодиоритов Марининской тайги (анализ 53) представляет промежуточный тип между гранодиоритами и кварцевыми диоритами, отличаясь от среднего состава гранодиоритов, по Дэли (1936, анализ 45), меньшим содержанием Si, Fe, Mg, K и повышенным содержанием Al, Ca. Очень своеобразной чертой этих гранодиоритов является их лейкократовый характер, необычный для гранодиоритов и тем более для кварцевых диоритов. Относительно редко встречающиеся граниты Марининской тайги (анализ 54) относятся к семейству аплит-гранитов, характеризуюсь энгадинито-гранитовым химизмом.

Заметно отличный характер имеют гранодиориты Хакассии (анализ 55), чаще переходящие в плагиоклазовые граниты (анализ 56). Попрямому отчетливо выражен лейкократовый характер, но в отношении содержания Fe, Mg и Ca они более приближаются к среднему составу гранодиоритов. Своеобразной чертой их является повышенное содержание щелочей, особенно натра, что характерно также и для гранитов Хакассии. Гранодиоритовые разновидности интрузии в Хакассии имеют значительно более ограниченное распространение, чем в Марининской тайге, будучи подчинены

Таблица 9

Химический состав гранодиоритовой формации верхнего кембрия (XVII) по районам и в среднем

(вес. проценты)

Объекты	Марийская тайга				Хакассия				Среднее
	51	52	53	54	55	56	57	58	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	59.06	68.24	63.65	72.86	62.90	69.80	74.81	71.47	67.52
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.82	0.24	0.53	0.23	0.78	0.34	0.12	0.27	0.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19.99	15.93	17.96	14.87	16.77	16.38	13.86	15.53	16.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2.34	2.67	2.50	0.34	0.85	1.96	0.87	1.60	1.91
FeO . . . . .	3.38	0.54	1.96	1.15	3.43	0.71	0.38	0.60	1.40
MnO . . . . .	0.08	0.05	0.07	0.04	0.13	0.04	0.11	0.06	0.07
MgO . . . . .	2.00	0.67	1.33	0.48	2.26	0.49	0.35	0.44	0.93
CaO . . . . .	5.52	3.84	4.68	1.18	3.48	1.89	0.99	1.59	3.08
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.81	3.88	3.84	4.14	5.60	4.34	4.70	4.46	4.24
K <sub>2</sub> O . . . . .	1.68	2.25	1.97	3.78	2.97	3.46	2.77	3.23	2.64
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	1.04	0.72	0.55	0.70	0.63	0.55	0.30	0.46	0.58
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	0.28	0.09	0.18	0.13	0.18	0.22	0.25	0.23	0.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	0.06	0.03	—	0.17	0.10	сл.	0.07	0.06
S . . . . .	—	0.06	0.03	—	—	—	—	—	0.01
Сумма	100.00	99.24	99.28	99.90	100.15	100.28	99.51	100.01	99.75

Пересчет по Ниггли

si	197.4	306.2	243.9	389.1	238.7	333.7	431.1	364.2	263.4
al	39.3	42.1	40.5	46.8	37.5	46.0	47.1	46.5	43.0
fm	25.3	16.1	21.4	12.2	20.5	14.0	10.0	12.0	17.5
c	19.6	18.3	19.3	6.7	14.3	9.7	6.3	8.9	14.4
alk	15.8	23.5	18.8	34.3	27.7	30.3	36.6	32.7	25.1
k	0.23	0.28	0.26	0.37	0.26	0.26	0.17	0.32	0.29
mg	0.40	0.30	0.34	0.34	0.63	0.26	0.34	0.25	0.34

Пересчет по А. Н. Заварицкому

a	11.2	12.1	11.5	14.0	16.6	14.0	14.0	13.6	13.1
b	6.9	4.7	5.9	1.4	3.0	2.3	1.2	1.8	3.7
c	11.6	4.2	7.9	4.8	7.6	6.0	2.9	8.6	6.9
s	70.3	79.0	74.7	79.8	72.8	77.7	81.9	76.0	76.9

- 51 — лейкопеллитовые гранодиориты Марийской тайги из трех анализов (Монич, 1937, анализы 40, 47).
- 52 — гранодиориты Марийской тайги из трех анализов (Никитин, 1936 и неопубликованный анализ).
- 53 — средний состав гранодиоритов Марийской тайги из шести анализов.
- 54 — граниты из Марийской тайги (Монич, 1937, анализы 383—26).
- 55 — хакасские гранодиориты из бассейна р. Сарала-Юс (Баженов, 1940).
- 56 — плагиоклазовые граниты Хакассии из четырех анализов (Баженов, 1940; Зив, 1939; Чураков, 1916).
- 57 — аплит-граниты Хакассии из двух анализов (Баженов, 1940, анализы 1422—2, 2124).
- 58 — средний состав гранитов Хакассии из шести анализов.
- 59 — средний состав гранодиоритовой формации верхнего кембрия из 16 анализов.

плагиоклазовым лейкократовым гранитам и аплит-гранитам, как показывают анализы 56—58 (Баженов, 1940; Ю. А. Кузнецов, 1932<sub>2</sub>).

Хакасские граниты имеют довольно своеобразный химический и минералогический состав, значительно отличающийся от среднего типового состава гранитов, по Дэли и Трёгеру, но в общем довольно близкий к составу гранитов Марининской тайги. Характерно заметное уменьшение содержания железо-магнезиальной группы, обуславливающее резко лейкократовые аплит-гранитовые типы интрузии; замечается также отчетливо выраженный патровый характер гранитов, обычно несколько обогащенных к тому же алюминием. Средний химический тип гранитов Хакассии примерно отвечает энгадинито-гранитовому типу аплит-гранитовых магм по Ниггли (Niggli, 1936), с несколько повышенным содержанием алюминия, железа, магния и калия. От довольно близких по составу докембрийских гранитов (анализы 9, 10) хакасские граниты отличаются повышенным содержанием алюминия, кальция и более резко выраженным натровым характером.

Из сопоставления составов гранитных и гранодиоритовых интрузий Марининской тайги и Хакассии можно заключить, что своеобразные гранодиориты Марининской тайги не имеют полной аналогии в гранитоидном комплексе верхнекембрийских интрузий Хакассии, выделяясь петрографически в обособленную группу, представляющую по видимому особый тип верхнекембрийских интрузий. Петрографический анализ, таким образом, подтверждает выдвинутое М. А. Усовым (1935<sub>3</sub>, 1936) положение о наличии особой беркульской фазы верхнекембрийских интрузий, хотя недавно В. А. Заварицкий (1938) приводил некоторые несущественные возражения против этого вывода, указывая на трудность определения геологического возраста интрузий в этом сложном по своему геологическому строению и слабо изученном районе.

Средний состав гранитоидов верхнего кембрия (анализ 59), вычисленный в виде валового состава из 16 анализов,<sup>1</sup> приближается к составу гранодиоритов, отличаясь от их среднего состава, по Дэли (1936), несколько повышенным содержанием Si, Al и Na при пониженном содержании феррического комплекса и кальция. Учитывая этот средний состав, я называю данную формацию гранодиоритовой, хотя действительный петрографический состав ее значительно отклоняется от среднего типа.

### Сиенитовые интрузии (табл. 10)

По имеющимся количественным данным выделяется пять типов сиенитовых интрузий, для которых в табл. 10 даются типовые и средние составы. Первый тип представляет нормальные щелочноземельные сиениты, переходящие в кварцевые сиениты (нордмаркиты) и сиенито-диориты (монцониты). Сиениты этого типа описаны Е. Ф. Зив (1939) из Карышского массива (роговообманковые сиениты), Я. С. Эдельштейном (1915, 1936) из участка месторождения Юлия (кварцево-пироксеновые сиениты) и из окрестностей месторождения Терезии (кварцевые сиениты). Д. В. Никитиным аналогичные, хотя и более основные монцонитовые разновидности интрузии были описаны под названием сиенито-диоритов из Марининской тайги (Никитин, 1936<sub>3</sub>, анализ 469—26). Средний химический тип этих довольно широко варьирующих по составу пород, вычисленный из пяти анализов (анализ 60), примерно отвечает среднему составу щелочноземельных сиенитов, отклоняющихся к типу нордмаркитов, заметно обогащенных кремнием с меньшим, чем обычно, содержанием Fe, Mg, Ca при намечающемся натро-

<sup>1</sup> Семь анализов гранитоидов из Марининской тайги, семь анализов из Хакассии, один неопубликованный из Саралинского рудоносного поля, один из ольховско-чибиженской интрузии (Булытников, 1929).

Таблица 10

Формации сиенитов и нефелиновых сиенитов верхнего кембрия  
(вес. проценты)

Оксиды	XVIII						
	60	61	62	63	64	65	66
SiO <sub>2</sub> . . . . .	61.86	58.64	54.12	55.47	57.03	53.32	55.10
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.56	0.25	0.85	0.29	0.12	0.25	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16.10	17.08	13.08	22.38	23.25	21.28	22.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3.42	9.44	8.94	2.58	1.06	1.69	3.52
FeO . . . . .	2.70	3.51	2.99	0.82	1.73	2.47	1.12
MnO . . . . .	0.03	—	—	Следы	0.04	0.61	0.05
MgO . . . . .	1.96	0.68	2.40	0.19	0.18	0.29	0.67
CaO . . . . .	3.59	3.29	8.25	2.45	1.85	2.15	2.33
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4.49	4.89	5.47	8.02	7.86	6.02	5.95
K <sub>2</sub> O . . . . .	3.97	1.85	2.76	5.79	5.52	8.62	7.60
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	0.99	0.22	0.88	1.31	1.00	1.81	0.63
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	0.09	—	0.50	—	0.23	0.34	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.17	—	5.14	Следы	—	Следы	0.16
CO <sub>2</sub> . . . . .	0.04	—	—	—	—	0.99	—
SO <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	0.57	—	—	0.22
Cl . . . . .	—	—	—	0.16	—	0.31	—
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	0.10	—	—	—
Сумма	99.97	99.85	100.38	100.13	99.87	100.15	99.71

## Пересчет по Ниггли

si . . . . .	220.8	191.0	147.9	183.5	193.1	174.4	178.6
al . . . . .	33.9	32.9	21.0	43.7	46.3	41.0	42.4
fm . . . . .	27.8	36.2	35.2	9.5	8.9	14.3	15.2
c . . . . .	13.7	11.5	24.3	8.9	6.9	7.7	8.0
alk . . . . .	24.6	19.4	19.5	37.6	37.9	37.0	34.4
k . . . . .	0.37	0.20	0.25	0.32	0.32	0.48	0.46
mg . . . . .	0.39	0.10	0.28	0.11	0.11	0.11	0.23

## Пересчет по А. Н. Заварицкому

a . . . . .	15.8	13.8	15.7	27.2	29.2	29.8	25.5
c . . . . .	2.9	4.1	0.6	2.1	2.4	1.4	2.9
b . . . . .	10.3	14.3	23.4	4.6	4.2	8.0	5.6
s . . . . .	71.0	67.8	60.3	66.1	67.2	63.7	66.0

60 — средний состав кварцсодержащих щелочноземельных сиенитов верхнего кембрия из пяти анализов (Зив, 1939; Никитин, 1936; Эдельштейн, 1915, 1936).

61 — эгириновый сиенит Берикюля (Монич, 1937).

62 — нефелиновые сиениты вблизи Тырданова улуса в Хакасии (по неопубликованным данным В. Д. Томашпольской).

63 — буланкульские фойяиты из трех анализов (Ю. А. Кузнецов, 1933; Куплетский, 1937; Эдельштейн, 1912).

64 — нефелиновые сиениты Дедовой горы из двух анализов (Никитин, 1930; Эдельштейн, 1910).

65 — шорит, Горная Шория, рч. Кочура; канкринито-содалито-анальцимовый лепидомелановый сиенит (Афанасьев, 1937).

66 — фойяиты горы Пестрой в верховье р. Тайдон из двух анализов (Ю. А. Кузнецов, 1933; Филимонов, 1938).



вом характере. Подобные сиениты, переходящие в щелочные, по данным Б. А. Тимофеевского (1936), слагают лакколиты, отчасти выраженные в рельефе, и представляют несомненно, последующую за гранитами дополнительную фазу интрузий, что отмечено М. А. Усовым (Усов, 1936, 94) и для других районов. В комплексе хакасских интрузий, отличающихся несколько повышенной щелочностью, имеют распространение также сиениты, тесно связанные с гранитами и гранодиоритами, судя по наблюдениям Е. Ф. Зива (1939) и Я. С. Эдельштейна (1932<sub>2</sub>; 1936).

Другой тип сиенитовых интрузий, ясно обособленных от гранодиоритов и гранитов в виде самостоятельной фазы верхнекембрийского интрузивного комплекса, представлен щелочными эгириновыми сиенитами (Монич, 1937). Химический состав этого типа сиенитов дается анализом 61. Количественно-минералогический состав (в объемных процентах): микропертит 48.8, плагиоклаз 24.6, кварц 13.8, эгирин 5.2, магнетит 5.4, биотит 0.3, апатит 1.2, сфен и циркон 0.2, вторичные минералы 0.5.

Остальные типы сиенитовых интрузий представлены нефелиновыми сиенитами, которые, как обычно, отличаются значительным разнообразием петрографического состава даже в пределах одного и того же массива. Последнее обстоятельство заставляет ограничиться приведением типовых и средних составов по отдельным массивам (анализы 62—66).

С эгириновыми сиенитами бериккульского типа ассоциируются своеобразные, относительно меланократовые и бедные нефелином эгирино-биотитовые и эгирино-меланитовые нефелиновые сиениты. Типовым примером их могут служить нефелиновые сиениты, развитые вблизи улуса Тырданова (Бабинцев, 1933; Чураков, 1932<sub>1</sub>), состав которых дается анализом 62 по неопубликованным данным В. Д. Томашпольской.

Несколько иной характер носят широко известные в литературе фоййиты Булан-куля (Бабинцев, 1933; Ю. А. Кузнецов, 1933; Кушлетский, 1937; Усов, 1936; Эдельштейн, 1912, 99) и сходные с ними нефелиновые сиениты Дедовой горы в истоках рр. Урѳпа и Кѳи (Никитин, 1936; Чураков, 1932<sub>2</sub>). Средние составы этих пород даны в анализах 63 и 64. Характерна значительная обогащенность этих пород алюминием и щелочами, причем довольно отчетливо выражен их натровый тип. Другой отличительной чертой является их лейкократовый состав; особенно мало в них магния. Минералогически буланкульские фоййиты выделяются содержанием флюорита и редкоземельных минералов, в частности торита (Лабазин, 1930), что сближает их с отмеченными ниже фельдшпатоидными породами средиземноморского типа (табл. 11).

Особо должны быть выделены своеобразные лепидомелановые фоййиты и бороланиты горы Пестрой в верховьях Тайдона (анализ 66) и не имеющие себе близких аналогов канкринито-содалито-анальцимовые лепидомелановые сиениты из Горной Шории (анализ 65), которые целесообразно повидимому выделить под местным названием ш о р т о в. Обе эти интрузии, хотя и различаются по виртуальному минералогическому составу, но имеют сходный химизм средиземноморского типа, резко выделяясь среди фельдшпатоидных пород верхнего кембрия своим явным калиевым характером. Из особенностей минералогического состава для них отмечается постоянное содержание черно-зеленого лепидомелана в качестве главного темноцветного компонента, дополняемого в отдельных типах гранатом (меланитом), присутствием содалита, анальцима и значительное содержание густофиолетового флюорита.

Возможно, что два последних типа нефелиновых сиенитов связаны с более молодым вулканическим циклом, как это давно уже указывается А. Н. Чураковым на примере пуласкинов, нефелиновых сиенитов и берешитов Базырского участка (1932<sub>1</sub>), а М. А. Усовым для Сайбарского массива нефелиновых сиенитов-сайбаритов (1935<sub>2</sub>).

В генетической связи с сиенитами отмечаются баритовые жилы, иногда с галенитом (Усов, 1936; Чураков, 1932). А. Н. Чураков склонен ставить в зависимость от них и некоторые медные месторождения Хакассии (Чураков, 1932). Концентрация редкоземельных радиоактивных минералов, имеющая место, по данным Г. С. Лабазина (1930), главным образом в пегматитах нефелиновых сиенитов, заслуживает определенного внимания. Сами по себе нефелиновые сиениты описанных типов представляют большой интерес в двух отношениях: 1) как сырье для стекольно-керамической промышленности (маложелезистые разновидности) и 2) как агрономическая руда (разности, богатые калием). Наиболее интересным типом для этих целей являются тайдонские сиениты и шориты.

Таблица 11

Количественно-минералогический состав верхнекембрийских и каледонских нефелиновых сиенитов  
(объемные проценты)

Минералы	1	2	3	4
Калиевый полевой шпат и микропертит . . . . .	45.1	57.1	55.1	26.9
Альбит . . . . .	17.1	—	10.6	25.2
Нефелин . . . . .	26.7	—	16.5	36.2
Лепидомелан . . . . .	Имеется	8.7	5.2	—
Щелочные пироболы . . . . .	7.3	—	—	17.7
Флюорит . . . . .	Имеется	0.6	0.9	Имеется
Гранат . . . . .	—	0.3	5.0	—
Магнетит и другие рудные . . . . .	0.2	0.4	0.4	0.05
Апатит . . . . .	Имеется	0.2	0.1	Редок
Сфен . . . . .	0.2	—	1.1	Имеется
Циркон . . . . .	0.1	0.6	0.2	Редок
Канкринит . . . . .	Имеется	23.7	5.0	—
Содалит, анальцим . . . . .	3.3	8.4	—	—

1 — средний минералогический состав буланкульских фойяитов из двух подсчетов (Бабинцев, 1933; Ю. А. Кузнецов, 1933; Куплетский, 1937; Эдельштейн, 1912).

2 — шорит из двух подсчетов (Афанасьев, 1937 и новый подсчет автора).

3 — средний минералогический состав фойяитов и бороланитов горы Пестрой из пяти подсчетов (Ю. А. Кузнецов, 1939).

4 — сайбарит (Ю. А. Кузнецов, 1933; Куплетский, 1937).

## МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАЛЕДОНСКОГО ЦИКЛА (табл. 12)

### Диорито-диабазы

Данная формация, обнаруженная пока лишь на Салаире и в Западном Саяне, недавно детально изучена А. Я. Булыньниковым и Н. Н. Смирновой (1939). Несмотря на основной характер пород, обладающих габброидным химизмом, по составу плагиоклаза (в среднем андезин № 32) их можно отнести к диоритовому семейству. Средний количественный минералогический состав из шести подсчетов таков (в объемных %): андезин 39.1, микропегматит 4.4, кварц 2.7, ортоклаз 0.8, уралитовая и первичная роговая обманка, редко монопироксен 10.0, хлорит 24.6, эпидот, цоизит, клиноцоизит 13.7, лейкоксен по ильмениту 4.1, сфен и апатит 0.6, в незначительном количестве встречены также ортит, рутил, гематит, карбонаты, пирит. Средний химический состав пород, вычисленный из шести анализов (Булыньников и Смирнова, 1939) приводится в табл. 12 под № 67. Химизм нормально габбро-диоритовый, переходящий в михарайтовый.

По составу салаирские диабазы сходны с альгонскими габбро-диабазами Кузнецкого Ала-тау (см. выше), хотя по их средним составам можно установить, что каледонские диабазы Салаира по преимуществу несколько богаче кремнекислотой, алюминием и щелочами, беднее феррическими компонентами и более свежи, так как обладают меньшей потерей при прокаливании. В общем они ближе отвечают составу диорито-диабазов, а не габбро-диабазов. Диорито-диабазы нередко сопровождаются золото-турмалиновыми кварцевыми жилами с флюоритом, сульфидами, баритом. Изредка в жилах встречается и шеелит (Булытников, 1934; Булытников и Смирнова, 1939). По сумме петрографических и геохимических признаков вполне можно проводить различия между докембрийскими габбро-диабазами и каледонскими диорито-диабазами. Замечается большое сходство салаирских диорито-диабазов с карельскими габбро-диабазами (Лебедев, 1913; Тимофеев, 1935).

### Верхнесилюрийские кислые эффузивы

М. А. Усов отметил довольно широкое развитие кислых эффузивов кварц-альбитофирового состава в верхнесилюрийское время (Усов, 1936). К этому типу эффузивов относятся, согласно указаниям М. А. Усова (1935<sub>3</sub>), описанные П. И. Лебедевым (1934), И. В. Дербиковым и М. Н. Злобиным (1935) кварцевые кератофиры горы Абагас в районе Тейского месторождения (анализ 68). По химическому и минералогическому составу эти породы относятся к типу кварцевых трахитов, но значительное преобладание натрия над калием при намечающемся общем обогащении щелочами заставляет сопоставить эти породы с кератофирами. Впрочем, в других разновидностях верхнесилюрийских кислых эффузий (Кашкай, 1936; Никитин, 1936) этот признак не выдерживается, и средний состав среднекислых эффузивов Кузнецкого Ала-тау из трех анализов (анализ 69) близок к составу кварцевых трахитов. К этому же типу эффузий ( $S_2$ ) Д. В. Никитин относит кварцевые порфиры Маринской тайги, состав которых представлен анализом 70 (Никитин, 1936). Интересно то, что данная группа кислых эффузий значительно отличается по химизму от более древних кембрийских кератофигов и леннепорфигов заметно пониженным содержанием кремнекислоты и явным обогащением алюминием и щелочами при значительной роли калия. Эффузивная магма силура имела преимущественно сиенитовый (трахитовый) состав.

### Бостониты

Неоднократно М. А. Усов упоминает в ряде работ о мелких штоках альбитит-порфигов верхнесилюрийского возраста (1935<sub>3</sub>, 1936). В недавнее время, в связи с промышленным освоением Таштагольского железорудного месторождения, Ю. В. Асановым (1936) были детально изучены породы этого типа, причем было сделано до 29 химических анализов из различных участков штоковых тел.

Оказалось, что по минералогическому и химическому составу эти своеобразные породы, заметно обогащенные щелочами и, в частности, калием, приближаются к типу бостонитов (Дэли, 1936, анализ 126). Макроскопически, это — мелкозернистые до тонкозернистых розовые, красновато-серые и темносерые породы, часто пересеченные кальцитовыми и кварцево-кальцитовыми жилками. Структура — частью бостонитовая, частью панидиоморфная с намечающимся кое-где порфировидным и флюидальным сложением. В состав пород входят идиоморфные табличатые зерна микропертита, антипертита и альбита, небольшое количество кварца и значительное количество серицита (около 15—16%). Акцессорные — титанит, магнетит и апатит. Вторичные — карбонаты, кварц, хлорит, лейкоксен, серицит. Жильной фацией бостонитов являются кварцевые микросиенит-порфиры

(анализ 70). Заключение Ю. В. Асанова об активной роли бостонитов в минерализации Таштагольского месторождения (1936) заслуживает признания, так как давно уже подмечена связь железорудных месторождений с сиенитовой магмой (Чураков, 1931) и недавно П. И. Лебедев привел новые доказательства справедливости этого положения (1937).

### Патынское габбро

В результате исследований, произведенных Академией Наук СССР (1931—1934 гг.), появился ряд замечательных петрографических работ П. И. Лебедева (1934, 1935) и Г. М. Саранчиной (1935, 1936), детально освещающих петрографический состав одной из любопытнейших интрузивных формаций Кузнецкого Ала-тау — титано-магнетитового габбро гольца Патын в Горной Шории. После того как будет закончена работа И. П. Комарова по детальной геологической съемке этого массива, мы будем располагать монографическими сведениями о геологическом строении, петрографическом составе и промышленных перспективах этой интересной интрузивной формации. Типовые составы важнейших разновидностей интрузии с детальным выяснением их генезиса даются в упомянутых работах (Лебедев, 1934, 1935; Саранчина, 1935, 1936). Здесь я ограничиваюсь лишь вычислением среднего химического состава обычного патынского габбро и рудного титано-магнетитового габбро (анализы 73, 74). При рассмотрении среднего состава патынского габбро устанавливается, что даже в своих обычных, не рудных разновидностях оно легко отличается от габбровых интрузий другого возраста и по минералогическому и по химическому составу. Минералогические особенности его были правильно намечены М. А. Усовым (1935<sub>3</sub>, 1936) еще до получения точных данных. Средний химический тип патынского габбро отвечает пироксено-габброидному типу с чертами эвкритового химизма (уменьшенное  $al$ ).

При сравнении этого состава с наиболее близким по внешним особенностям мартайгинским типом габбровых пород обнаруживается, что патынское габбро является более основным, содержит много меньше алюминия, щелочей (особенно калия) и значительно больше титана, железа, магния, кальция. Еще более своеобразным петрографическим типом является титано-магнетитовое рудное габбро, имеющее состав исситов-пироксенитов и отличающееся также повышенным содержанием кальция и особо высоким содержанием титана и железа, хотя содержание этих элементов, как показали разведки, все же не достигает богатых промышленных концентраций.

### Нефелиновые сиениты

Изучение Патынского массива показало, что в генетической связи с габбровой магмой образуются своеобразные нефелино-гранато-меллилитовые породы (Саранчина, 1935, 1936), нефелиновые сиениты и щелочные граниты (Усов, 1936, 121). Щелочные интрузии близкого геологического возраста известны в других участках описываемой области. К их числу, по мнению М. А. Усова (1935<sub>3</sub>), относятся нефелиновые сиениты горы Сайбар в Восточном Саяне, получившие от Я. С. Эдельштейна наименование с а й б а р и т о в (Эдельштейн, 1929; Куплетский, 1937). Привожу средний химический состав сайбаритов из двух анализов (анализ 75). Сайбариты, содержащие до 36% нефелина, представляют довольно своеобразный тип фельдшпатоидных пород, резко выделяющихся среди ранее охарактеризованных верхнекембрийских типов. Отмечается значительное богатство щелочами при исключительном значении натрия и в сильной степени выраженный меланократовый характер. Сходные типы нефелиновых сиенитов выделяются Трёгером под наименованием луявритов (Tröger, 1935, анализ 42).



**Магматические формации каледонского цикла**  
(вес. проценты)

Окислы	XIX		XX		XXI		XXII		XXIII
	67	68	69	70	71	72	73	74	75
SiO <sub>2</sub> . . . . .	48.61	65.60	64.26	74.61	60.10	73.35	45.64	39.43	2.11
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2.03	0.88	0.48	Следы	0.25	0.11	1.50	5.50	0.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16.01	18.19	19.00	10.98	18.02	14.95	14.95	10.67	17.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5.69	1.79	1.87	3.92	2.00	2.01	4.86	9.92	9.90
FeO . . . . .	6.20	1.17	1.43	2.16	1.02	0.42	6.04	10.74	1.41
MnO . . . . .	—	0.03	0.07	0.03	0.18	0.02	0.16	0.45	0.16
MgO . . . . .	4.65	0.74	0.98	0.21	0.86	0.28	8.36	6.39	0.62
CaO . . . . .	9.61	0.40	1.56	0.54	3.24	0.88	14.17	13.72	1.33
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.76	8.56	4.83	3.38	4.59	1.60	2.30	1.16	9.52
K <sub>2</sub> O . . . . .	0.51	1.56	4.03	4.02	5.98	3.76	0.43	0.06	4.03
H <sub>2</sub> O <sup>+110°</sup> . . . . .	1.09	0.81	1.16	0.22	3.32	2.43	1.09	0.26	1.60
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup> . . . . .	1.25	0.40	0.41	0.04	0.19	0.29	0.13	0.78	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.57	—	—	—	0.14	0.05	0.33	—	0.03
BaO . . . . .	—	0.04	0.04	—	—	—	Следы	Нет	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	0.03	0.08	0.47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	0.02	—	Cl = 0.13
FeS <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	0.06	—	(хлор)
Сумма . . . . .	99.98	100.17	100.12	100.11	99.89	100.15	100.12	99.16	99.57

Пересчет по Ниггли

si . . . . .	121.3	272.8	267.1	434.4	229.1	454.6	95.0	81.0	158.4
al . . . . .	23.5	44.8	46.2	36.8	40.3	54.7	18.4	13.0	30.8
fm . . . . .	41.0	14.1	17.1	28.8	15.1	14.9	44.7	54.2	29.4
c . . . . .	25.6	1.8	7.2	1.4	13.0	5.9	31.8	30.3	4.2
alk . . . . .	9.9	39.3	29.5	33.0	31.5	24.5	5.1	2.5	35.6
k . . . . .	0.08	0.11	0.36	0.44	0.46	0.61	0.10	0.05	0.22
mg . . . . .	0.42	0.32	0.36	0.17	0.35	0.20	0.59	0.36	0.09

Пересчет по А. Н. Заварицкому

a . . . . .	9.4	20.7	15.9	12.7	19.7	8.6	5.6	2.8	23.2
c . . . . .	6.4	0.5	1.9	0.7	2.7	1.0	7.2	4.2	0
b . . . . .	25.1	5.7	9.7	5.4	5.9	11.0	34.3	42.8	16.2
s . . . . .	59.1	73.1	72.5	81.2	71.7	79.4	52.9	50.2	60.6

- 67 — диорито-диабазы Салаира из шести анализов (Булытников и Смирнова, 1939).  
 68 — кварцевый кератофир, Тейское железорудное месторождение, гора Абагас (Дербинов, 1935; Злобин, 1935; Лебедев, 1934).  
 69 — средний состав силурийских кератофиров из трех анализов (Кашкай, 1936; Лебедев, 1934; Никитин, 1936, анализ 57/23).  
 70 — кварцевый порфир из Мариинской тайги (Никитин, 1936).  
 71 — бостониты Таштагольского месторождения; средний состав из 28 анализов (Асанов, 1936).  
 72 — кварцевые микросениит-порфиры Таштагола (Асанов, 1936).  
 73 — патынское габбро из пяти анализов (Лебедев, 1934, 1935; Саранчина, 1935).  
 74 — титано-магнетитовое рудное габбро горы Патын из двух анализов (Лебедев, 1934, 1935).  
 75 — сайбариты горы Сайбар, среднее из двух анализов (Ю. А. Кузнецов, 1938; Эдельштейн, 1929).

Таблица 13

Средние химические составы главнейших додевонских магматических формаций Западной Сибири

Индекс формации и № анализа в тексте статьи	Наименование формации или характерные петрографические типы	Выявленные полезные ископаемые	Геологический возраст по М. А. Усору	
			возраст	цикл тектогенеза
I — 1 II — 2-3 III — 4-5 IV — 6-10	Гранулиты Биотитовые гнейсы шорской формации Ташелгинские интрузии (амфиболовое габбро и диориты) Порожинские граниты	Вмещают пегматитовые жилы  (Au)  Th, Mo(Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> )	Протерозой, частью, возможно, археозой (I, II)	
V — 11 V — 12 VI — 13-17 VII — 18 V — VII — 19	Диабазовые порфириды мунжинской формации Порфириды коммунаровского типа (диабазовая формация) Габбро-диабазы мазульской фазы тектогенеза Монодиориты Средний состав всех магматических пород	—  Вмещают золото-рудные жилы Mn, SiO <sub>2</sub>  Au, Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>		
VIII — 20-23 IX — 24 X — 25 XI — 26 XII — 27 28 XII — 29 XIII — 30 XIV — 31-33	Кварцевые кератофиры и леннепорфиры печёркинской формации Мартайгинская порфиритовая формация Новопросветовская порфириновая формация Спилитовые порфириды орлиногорской формации Альбитовые диабазы Средний состав базальтов Средний состав различных эффузивов Маинские плагиоклазовые граниты Офолиты и эвкриты	ZnS, PbS, CuFeS <sub>2</sub> , Au, Ag, BaSO <sub>4</sub> . Вмещает Au-As-месторождения Вмещает месторождения Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> . Вмещают Au-W месторождения  CuFeS <sub>2</sub> , Au, (Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> )  Хромит, платина, платиноиды, асбест, тальк	Средний кембрий	Салаирский цикл
XV — 34-43 XV — 44-48 49 XVI — 50 XVII — 51-54 XVII — 55-58 XVII — 59 XVIII — 60 61 XVIII — 62-66	Габбровая формация Мариинской тайги Габбровая формация Хакассии Средний состав габбро Диоритовые порфириды Гранодиоритовая формация Мариинской тайги Гранодиориты и граниты Хакассии (уленьская фаза) Средний состав гранодиоритов Нормальные сиениты Щелочные сиениты Нефелиновые сиениты	(Au)  Au, As(W)  CuFeS <sub>2</sub> , W, Mo  CuFeS <sub>2</sub> , PbS BaSO <sub>4</sub> Нефелин, Th, CaF <sub>2</sub>		
XIX — 67	Диорито-диабазы	Au, Ag, W, Hg	Нижний силур	Каледонский цикл

Продолжение табл. 13

Индекс формации и № анализа в тексте статьи	Наименование формации или характерные петрографические типы	Выявленные полезные ископаемые	Геологический возраст, по М. А. Усову	
			возраст	цикл тектонотенеза
XX — 68-70	Кварцевые кератофиры и кварцевые порфиры Бостониты	$Fe_2O_3$ , Cu	Верхний силур	Камбодонский цикл
XXI — 71-72		$Fe_3O_4$		
XXII — 73-74	Патынское титаномагнетитовое габбро	Титано-магнетит		
XXIII — 75	Нефелиновые сиениты (сайбариты)	Нефелин		

На этом заканчивается рассмотрение количественных данных о составе магматических формаций Западной Сибири. Ограниченный размер статьи не позволяет мне привести фактические данные о составе девонских и более молодых магматических образований, хотя и для них проделана соответствующая работа, частью опубликованная в предварительном виде (Монич, 1937, 1938<sub>1</sub>, 2). Поэтому считаю возможным заметить, что нижеследующие выводы подкрепляются значительно более обширным по сравнению с рассмотренным фактическим материалом.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная работа представляет первый опыт количественной, преимущественно петрохимической характеристики состава магматических формаций Западной Сибири на основе тектоно-стратиграфической схемы М. А. Усова (1936). Сопоставлено около 140 химических анализов додевонских магматических пород; на основе этого даются типовые и средние составы более 20 формаций и намечаются основные особенности их химического и минералогического состава, как это показано в сводной табл. 13. Полученные данные можно широко использовать для нужд обзорной петрографии и геохимии; но еще более важное значение они могут иметь для целей диагностики и сопоставления обычно трудно расчленяемых магматических формаций в районах с широким развитием изверженных горных пород, т. е. в большей части рудоносных районов. В конечном счете подобного рода данные, дополняемые и уточняемые последующими исследованиями, необходимы для надлежащего разрешения важнейшей геологической проблемы современности — правильного прогноза распределения полезных ископаемых на обширных пространствах Западной Сибири.

Рассмотренный фактический петрографический материал подтверждает произведенное М. А. Усовым разделение магматических формаций. Намеченные М. А. Усовым формации являются характерными петрографическими формациями с ясно выраженной индивидуальной физиономией. Каждая из них показывает оригинальный химический и минералогический состав, особенности которого, как правило, неповторимы в сходных образованиях иного возраста и могут явиться одним из основных критериев для выделения формаций, как это доказывалось М. А. Усовым в ряде работ (Усов, 1933, 1936, 1937, 1939). Из рассмотренных здесь формаций вполне сходными являются лишь две — кембрийские и альгонские порфириды; остальные же заметно различаются по особенностям химико-минералогического состава и по типу дифференциации, в то время как однообразные магматические образования показывают удивительное сходство состава на обширных территориях, что позволяет вычислить приближенные средние и типовые составы формаций.

Имеющиеся в настоящее время материалы о петрографическом составе магматических формаций различного возраста позволяют обосновать эмпирическим путем принцип подобия геологически разновозрастных магматических формаций. В краткой форме этот принцип может быть формулирован следующим образом: в пределах одной орогенической зоны разновозрастные или близкие по возрасту магматические формации, как правило, подобны по своим важнейшим геологическим, петрографическим и геохимическим особенностям. Этот принцип, вытекающий из всей петрографической практики, широко используется геологами и петрографами; но до настоящего времени не проделаны обобщающие исследования, выясняющие возможности и пределы применения принципа подобия, могущего иметь руководящее петрологическое значение, хотя М. А. Усов многократно указывал на возможность широкого использования этого принципа и в геологии и в петрографии (Усов, 1935<sub>3</sub>, 1936, 1937, 1939<sub>1</sub>).

Попытка теоретического исследования этого вопроса приводит к мысли, что монофилетическая теория развития магмы, господствующая в современной петрологии, не может удовлетворительно объяснить эту закономерность. Поэтому совершенно справедливо, что общепринятая петрологическая гипотеза (Боуэн, 1934; Дэли, 1936) подвергается жестокой критике со стороны виднейших петрографов нашей страны (Левинсон-Лессинг, 1939; Лодочников, 1936, 1939; Усов, 1936, 1939<sub>2</sub>). Магма многообразна в различные геологические периоды и в различных геотектонических областях. С течением времени изменяется состав магматических масс и даже самый ход дифференциации, в связи с чем меняется и геохимическая характеристика эндогенных процессов минерализации. При этом сильно усложняющее влияние оказывает неравномерность развития магматических масс в течение одного периода в различных районах единой орогенической зоны, примером чего могут служить верхнекембрийские интрузии Кузнецкого Ала-тау.

Фактор времени, еще недостаточно оцененный петрографией, необходимо положить в основу современной обзорной петрографии. В частности крайне необходимо начать определение абсолютного возраста магматических формаций, особенно из числа наиболее активных в процессах рудообразования. Разнообразные формации горных районов Западной Сибири представляют благоприятный материал для такого рода исследований. Этот путь необходим для правильного и скорого разрешения проблемы прогноза полезных ископаемых и детального изучения геохимических и металлогенических эпох и провинций Сибири.

Обоснованием и успешным началом этой актуальной работы мы обязаны трудам акад. В. А. Обручева (1926, 1935, 1936, 1938, 1939) и акад. М. А. Усова (1935<sub>3</sub>, 1936, 1939<sub>1</sub>).

Минералогический кабинет  
Томского университета  
им. В. В. Куйбышева  
20 марта 1940 г.

#### БИБЛИОГРАФИЯ

- А р г у н о в а А. А. Материалы по петрографии горных пород Подлунного гольца. 1934, рукопись.
- А с а н о в Ю. В. Таштагольское железорудное месторождение Горной Шории. 1936, рукопись.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. Петрографическое исследование в басс. р. Бии, Антропа и Иши, Западно-Сибирского края. — Мат. по петр. и геохим. Кузнецк. Ала-тау и Алтай, ч. I. Изд. Акад. Наук СССР, 1934, 94—166.
- Бостокское марганцовое месторождение. — Мат. по петр. и геохим. Кузнецк. Ала-тау и Алтай, ч. 3. М.—Лг., изд. Акад. Наук СССР, 1935, 101—152.
- Петрографические исследования в связи с марганцовым рудением в Ойротии и Горной Шории в 1934 г. — Мат. по петр. и геохим. Кузнецк. Ала-тау и Алтай, ч. 4. М., изд. Акад. Наук СССР, 1937, 5—93.



- Б а б и н ц е в И. Краткий отчет Хакасской нефелиновой партии. — Фонд. отд. Зап.-Сиб. геол. упр., 1933, рукопись.
- Б а ж е н о в И. К. Западный Саян. — Очерки по геологии Сибири. Изд. Акад. Наук СССР, 1934.
- Геологическое строение Юсо-Печищенского района в Кузнецком Ала-тау. — Отд. Фондов Зап.-Сиб. геол. упр., 1940, рукопись.
- Б о г о в а р о в Н. А. Тальк. — Сб. Полезные ископаемые Красноярского края. 1938.
- Б о у э н Н. Л. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934.
- Б у л ь н и к о в А. Я. Саралинский золоторудный район. — Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1928, 7, вып. 3.
- Геологические исследования в Нижне-Кизырском районе Минусинского округа в 1926 г. — Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., 1929, 9, вып. 2.
- Сактычульский золоторудный участок и Калиостровское золотосодержащее железорудное месторождение. — Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, 1933, вып. 1.
- Особенности рудоносности диоритовой каледонской интрузии Салаирского края. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1934, № 4.
- Мазульское марганцовое кобальтсодержащее месторождение. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1937, № 4.
- Б у л ь н и к о в А. Я. и С м и р н о в а Н. Н. Диоритовая формация северо-восточного склона Салаирского края. — Тр. Томск. гос. унив., 1939, 96.
- В о л о г д и н А. Г. Геологические исследования в 1924 году в районе г. Сайбара и Большекетелекского Байтана (восточная часть Минусинского уезда). — Изв. Геол. ком., 1925, 44.
- Г о р е в а н о в Е. И. Древняя золотоносная интрузия Кузнецкого Ала-тау. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1934, № 1, 53—59.
- Д е р б и к о в И. В. Тейско-Тузухинский железорудный район Кузнецкого Ала-тау — Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, 1935, вып. 25.
- Ново-Урское полиметаллическое месторождение Салаира. — Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, 1937, вып. 42.
- Д э л и Р. А. Изверженные породы и глубины земли. 1936.
- Е л и с е е в Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. — Петрография СССР, сер. I, вып. 6. М., изд. Акад. Наук СССР, 1938.
- З а в а р и ц к и й А. Н. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. 1926.
- Пересчет химических анализов изверженных горных пород. ОНТИ, 1933.
- З а в а р и ц к и й В. А. К вопросу о «беркульской фазе тектогенеза» в Алтайском крае. — Сб., посвящ. 50-летию научн. и педаг. деят. акад. В. А. Обручева, т. I. М., изд. Акад. Наук СССР, 1938.
- З е н к о в а А. А. Геологический отчет Кожуховско-Осиновского участка юго-западного склона Кузнецкого Ала-тау. — Фонд. отд. Зап.-Сиб. геол. упр., 1938, рукопись.
- З и в Е. Ф. Шеелитоносность скарнов восточного склона Кузнецкого Ала-тау. ГОНТИ, 1939.
- З и в Е. Ф. и Т и м о ф е е в В. Д. Шеелитоносность скарнов восточных отрогов Кузнецкого Ала-тау. — Изв. Акад. Наук СССР, 1936, № 6.
- З л о б и н М. Н. Геологический очерк района Кантегирского гипербазитового массива Западного Саяна. — Отд. фондов Зап.-Сиб. геол. упр., 1934, рукопись.
- Геологическое строение планшета  $53^{\circ} - 53^{\circ}40' \text{ с. ш.}$   $89^{\circ} - 90^{\circ} \text{ в. д.}$  средней части Кузнецкого Ала-тау. — Томск, фонд. отд. Зап.-Сиб. геол. упр., 1935, рукопись.
- К а л и н и к о в Д. И. Подлунный голец — база Большого Коммунара. — Сб. Трудов Всесоюзн. тр. Золоторазведка, вып. 2. 1936, 45—68.
- К а ш к а й М. А. Об осмистом иридии в золотоносных шлихах Кузнецкого Ала-тау. — Тр. Петр. инст. Акад. Наук СССР, 1934, вып. 6.
- К петрографии интрузивных пород железорудных месторождений Кбндомского района. — Тр. Петр. инст. Акад. Наук СССР, 1935, вып. 5, 93—113.
- К петрографии западного склона Кузнецкого Ала-тау. — Тр. Петр. инст. Акад. Наук СССР, 1936, вып. 7—8, 113—122.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты — Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 86.
- К о т е л ь н и к о в Л. Г. Додевонские и посткарбоновые базальты Кузнецкого Ала-тау и Минусинской котловины. — Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 63.
- К у з а н ц о в В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района западного склона Кузнецкого Ала-тау. — Мат. по геол. Зап. Сибири, № 10(52), Томск, 1940.
- К у з а н ц о в Е. А. и Л у ч и ц к и й В. И. Петрографические провинции СССР. ОНТИ, 1936.
- К у з н е ц о в Ю. А. Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения. — Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., 1929, 8, вып. 3.
- (1) Геология района г. Красноярска. — Изв. Зап.-Сиб. геол.-разв. тр., 1932, 12, вып. 2.

- Кузнецов Ю. А. (2) Об интрузиях Кузнецкого Ала-тау и их рудоносности. — Вестн. Зап.-Сиб. геол.-разв. тр., 1932, вып. 3—4.
- Нефелиновые месторождения в Западно-Сибирском крае. — Вестн. Зап.-Сиб. геол.-разв. тр., 1933, вып. 4.
- Куплетский Б. М. Формация нефелиновых сиенитов СССР. 1937.
- Курбатов С. М. и Солодовникова Л. Л. Месторождение шпинели, корунда и титаномагнетита в Хакасской области Сибирского края. — Тр. Ломоносов. инст. Акад. Наук СССР, 1936, вып. 5.
- Лабазин Г. С. О месторождениях радиоактивных минеральных образований в Хакасском округе б. Енисейской губ. — Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1930, вып. 19.
- Рудные месторождения Салаирского района. — Рукопись, 1932.
- Лебедев П. И. Петрографические исследования на о. Валааме. — Изв. СПб. политехн. инст., 1913, 19.
- Петрографо-геохимическое исследование районов железорудных месторождений Кузнецкого Ала-тау. — Мат. по петр. и геохим. Кузнецк. Ала-тау и Алтая, ч. I. Изд. Акад. Наук СССР, 1934, 5—55.
- Титано-магнетито-габбровый комплекс массива Патын (Кузнецкий Ала-тау). — Тр. Петр. инст. Акад. Наук СССР, 1935, вып. 5, 57—92.
- Проблемы изучения основной магмы. — Пробл. сов. геол., 1936, № 1, 20—33.
- Парагенезис петрографических и железорудных комплексов. — Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия, 1937.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. 1931.
- Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. — Изд. Акад. Наук СССР, 1939.
- Лодочкин В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие. — Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 38.
- Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы. Зап. Всеросс. Мин. общ., 1939, 68, № 2.
- Меняйлов Л. А. Тейское железорудное месторождение. — Мат. по петр. и геохим. Кузнецк. Ала-тау и Алтая, ч. 3. Изд. Акад. Наук СССР, 1935, 52—100.
- Геолого-петрографическое описание части Чойского аймака Ойротской автономной области в Западной Сибири. — Мат. по петр. и геохим. Кузнецк. Ала-тау и Алтая, ч. 4. Изд. Акад. Наук СССР, 1937, 195—295.
- Минерально-строительные материалы Кузбасса. Изд. Акад. Наук СССР, 1932.
- Митропольский Б. С. Редкометальное оруденение Горной Шории. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1937, № 3.
- Мониц В. К. К петрологии района Берикунского рудника в Кузнецком Ала-тау. — Тр. Томск. гос. унив., 1937, 93.
- (1) Геология и петрология района Мрасских порогов в Горной Шории. — Мат. по геол. Зап.-Сиб., 1938, № 1 (43).
- (2) К петрологии девонских интрузий Западной Сибири. — Пробл. сов. геол., 1938, № 8—9.
- Никитин Д. В. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Ала-тау. — Тр. ЦНИГРИ, вып. 124, 1940.
- Обручев В. А. Металлогенетические эпохи и области Сибири. — Изд. Инст. прикл. мин., вып. 21, 1926.
- Геология Сибири, т. I. М., изд. Акад. Наук СССР, 1935.
- Геология Сибири, т. II. М., изд. Акад. Наук СССР, 1936.
- Геология Сибири, т. III. М., изд. Акад. Наук СССР, 1938.
- Распространение докембрия в Сибири. — Стратиграфия СССР, т. I. 1939, 545—570.
- Радугин К. В. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории. — Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, 1936, № 37.
- (1) Геология Горной Шории. Томск, 1939, рукопись.
- Ивановское месторождение кембрийских карбонатных руд марганца. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1939, № 5, 9—15.
- Докембрий Горной Шории. — Тр. XVII Междунар. геол. конгр., 1939, 2, 193—200.
- Рачковский И. П. Пуласкит из юго-западной части Енисейской губ. — Изв. Акад. Наук СССР, 1910, 1497—1500.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. ОНТИ, 1934.
- Сборник. Полезные ископаемые Западно-Сибирского края, т. I. 1934.
- Сборник. Полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск, 1938.
- Саранина Г. М. Петрографо-геохимические исследования Чезыно-Патынского района Горной Шории (Кузнецкий Ала-тау). — Мат. по петр. и геохимии. Кузнецк. Ала-тау и Алтая, ч. 3. Изд. Акад. Наук СССР, 1935, 7—51.
- Комплекс нефелино-меллитито-монтичелитовых руд массива Патын в районе Горной Шории Западной Сибири. — Учен. зап. Ленингр. гос. унив., 1936, вып. 2, 49—60.
- Синдеева Н. Д. Вынос марганца из железорудного комплекса. — Мат. по петр. и геохим. Кузнецк. Ала-тау и Алтая, ч. I. Изд. Акад. Наук СССР, 1934.

- С п е й т Ю. А. О контактовых шеелитовых месторождениях Карышской группы. — Вестн. Зап.-Сиб. геол.-гидро-геодез. тр., 1934, вып. 5.
- Т и м о ф е е в В. М. Петрография Карелии. — Лг., изд. Акад. Наук СССР, 1935.
- Т и м о ф е е в с к и й Б. Геологическое строение Улень-Туимского междурудного района Хакасии. — Фонд. отд. Зап.-Сиб. геол. упр., 1936, рукопись.
- Верхне-Сигангойские месторождения наждака в Хакасии. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1937, № 1, 52—58.
- Т о м а ш п о л ь с к а я В. Д. Гипербазитовая интрузия Западного Саяна. — Томск, 1937, рукопись.
- У с о в М. А. (1) Докембрий Западно-Сибирского края. — Пробл. сов. геол., 1935, № 5.  
— (2) Фации и фазы пород эффузивного облика. — Пробл. сов. геол., 1935, 5, № 9, 795—812.  
— (3) Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края. — Изд. Зап.-Сиб. геол.-гидро-геодез. тр., Томск, 1935.  
— Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. — Изд. Зап.-Сиб. геол. тр., Томск, 1936.  
— Трапповые формации Кузбасса. — Изв. Акад. Наук СССР, геол. сер., 1937, № 4, 743—764.  
— (1) Стратиграфическое положение интрузивных тел. — Сов. геол., 1939, № 4—5.  
— (2) Гипербазитовая формация Западной Сибири. — Сб., посвящ. 50-летию научн. и педаг. деят. акад. В. А. Обручева, т. II, — М., изд. Акад. Наук СССР, 1939, 59—78.
- Ф и л и м о н о в П. М. Нефелиновые сиениты района Центрального рудника Мар-тайги. — Фонды Зап.-Сиб. геол. упр., 1938, рукопись.
- Ч и р в и н с к и й П. Н. Количественный минералогический и химический состав гранитов и грейзенов. М., 1911.  
— Средний химический состав главных минералов изверженных пород и метеоритов. — Изв. Донск. политехн. инст., 1928, 11.
- Ч у р а к о в А. Н. Материалы для тектоники Кузнецкого Ала-тау. Геологическое строение западной части Минусинского у. Енисейской губ. между долинами рр. Уйбата и Бири и истоков рч. Биджи. — Тр. Геол. ком., нов. сер., 1916, вып. 48, 113.  
— Теоретические предпосылки для поисков новых месторождений железных руд в южной части Средней Сибири. — Вестн. геол.-развед. упр. 1931, № 3—4.  
— Кузнецкий Ала-тау. История его геологического развития и его геохимические эпохи. — Очерки по геологии Сибири. Изд. Акад. Наук СССР, 1932.
- Э д е л ь ш т е й н Я. С. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в Ачинском золотоносном округе в 1907 г. — Геол. иссл. в золотон. обл. Сиб., Енисейск. золотон. р., 1909, 7.  
— Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в северо-западной части Минусинского у. в 1908 г. — Геол. иссл. в золотон. обл. Сиб., Енисейск. золотон. р., 1910, 10.  
— Геологические исследования в западной части Минусинского у. в бассейне Абакана. — Геол. иссл. в золотон. обл. Сиб., Енисейск. золотон. р., 1912, 11, 26.  
— Геологические исследования, произведенные в западной части Минусинского уезда в 1912 г. — Геол. иссл. в золотон. обл. Сиб., Енисейск. золотон. р., 1915, 13, 65.  
— О новой области развития щелочных (нефелино-эгириновых) пород в Южной Сибири. — Геол. вестн., 1929, 7, № 1—3, 45—23.  
— Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Ала-тау и Восточного Саяна. — Очерки по геологии Сибири. Лг., изд. Акад. Наук СССР, 1932.  
— Краткий пояснительный текст к листу 11—22 (лист оз. Шира) геологической карты Хакасии. ЦНИГРИ, 1936.
- N i g g l i P. Die Magmentypen. — Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., 1936, 16, H. 2.
- T r ö g e r W. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur-Kompendium. 1935.

*V. K. MONICH*

## ON THE COMPOSITION OF SOME MAGMATIC FORMATIONS OF WESTERN SIBERIA

### SUMMARY

About 140 chemical analyses of pre-Devonian magmatic rocks of the Kuznetsk Alatau, Western Sayan and Salair (Western Siberia) are compared in the paper. The comparison was based on the tectonic-stratigraphic

## Average chemical composition of most important pre-Devonian magmatic formations of Western Siberia

Formation index and percentage of analyses in the text of the paper	Name of formation or characteristic of petrographical types	Useful minerals discovered	Geological age after M. A. Ussov	
			Age	Cycle of tectogenesis
I — 1 II — 2-3 III — 4-5 IV — 6-10	Granulites Biotite gneisses of the Shoria formation Tashelga intrusions (amphibole gabbros and diorites) Porozhinsky granites	Enclose pegmatite veins (Au)  Th, Mo(Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> )	Proterozoic, in part possibly Archaean (I, II)	
V — 11 V — 12 IV — 13-17 VII — 18 V — VII—19	Diabase porphyries of the Munzha formation Porphyrites of the Kommunarovsky type (diabase formation) Gabbro-diabases of the Mazul phase of tectogenesis Monzodiorites Average composition of all magmatic rocks	— Enclose goldbearing veins Mn, SiO <sub>2</sub>  Au, Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	Algonkian	Mrass cycle
VIII — 20-23 IX — 24 X — 25 XI — 26 XII — 27 28 XII — 29 XIII — 30 XIV — 31-33	Quartz keratophyros and lenneporphyries of the Pechorka formation Martaiga porphyrite formation Novoprosvetov porphyry formation Spilite porphyrites of the Orlinaia Gora formation Albite diabases Average composition of basalts Average composition of different effusives Main plagioclase granites Ophiolites and eucrites	Zns, Pbs, CuFeS <sub>2</sub> , Au, Ag, BaSO <sub>4</sub>  Encloses Au, As Encloses deposits of Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> Encloses deposits of Au-W  CuFeS <sub>2</sub> , Au, (Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> ) Chromite, platinum, platinoids, asbestos, talc	Middle Cambrian	Salaïr cycle
XV — 34-43 XV — 44-48 49 XVI — 50 XVII — 51-54 XVII — 55-58 XVIII — 59 XVIII — 60 61 62-66	Gabbro formation of the Mariinsky taiga Gabbro formation of Khakassia Average composition of gabbro Diorite porphyrites Granodiorite formation of the Mariinsky taiga Granodiorites and granites of Khakassia (Ulen phase) Average composition of granodiorites Normal syenites Alkaline syenite Nepheline syenites	(Au)  Au, As(W)  CuFeS <sub>2</sub> , W, Mo  CuFeS <sub>2</sub> , PbS BaSO <sub>4</sub> Nepheline, Th, CaF <sub>2</sub>	Upper Cambrian	
XIX — 67	Diorite-diabases	Au, Ag, W, Hg	Lower Silurian	Caledonian cycle



(Continued)

Formation index and percentage of analyses in the text of the paper	Name of formation or characteristic of petrographical types	Useful minerals discovered	Geological age after M. A. Ussov	
			Age	Cycle of tectogenesis
XX — 68-70	Quartz keratophyres and quartz porphyries Bostonites	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Cu Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	Upper Silurian	Caledonian cycle
XXI — 71-72				
XXII — 73-74	Patyn titaniferous-magnetite gabbro	Titaniferous magnetite		
XXIII — 75	Nepheline syenites (saibarites)	Nepheline		

scheme of Western Siberia as worked out in detail by M. A. Ussov (1936). As a result, typical and in part average compositions of most important pre-Devonian magmatic formations have been computed. This is shown in the accompanying table.

The data obtained make it possible to base empirically the similarity principle of magmatic geologically contemporaneous formations. Within one orogenic zone the magmatic formations that are contemporaneous or close to each other in age are, as a rule, similar in their most important geological, petrographical and geochemical characteristics. This principle is widely used in practice, but its proper theoretical interpretation is lacking, since for this a diversity of the parental magma must be recognized.

Translated by A. Brashnina

# IV

## ТЕКТОНИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

М. А. УСОВ**ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ**

1. В геологии выделяются следующие основные формы тектонических движений земной коры: складчатость, колебательные движения и дизъюнктивные перемещения, приводящие к образованию сбросов и надвигов.

Между некоторыми из этих форм существует морфологическое сходство, принимавшееся в истории развития геотектоники за связь генетическую. Так, складки, с одной стороны, и волны колебательных движений, с другой стороны, очень походят друг на друга, и контракционисты принимали их за различное выражение сокращения земной коры, причем собственно складчатость, ограниченная сравнительно узкими зонами и отличающаяся мощным проявлением, считалась горообразующим процессом, а колебательные движения крупного масштаба — причиной образования континентов и морей. Отсюда — орогенез и эпейрогенез.

Или возьмем сбросы и надвиги. Морфологически эти формы дизъюнктивов схожи, обладая одинаковыми элементами. Поэтому в геологической литературе они часто смешиваются в одну группу под общим названием сбросов.

Мы не будем останавливаться на истории развития представлений о генезисе основных тектонических форм и об их взаимоотношениях, а перейдем непосредственно к изложению наших взглядов на эти вопросы, вытекающих из методологических предпосылок и из действительных отношений, которые выявлены при геологических исследованиях.

2. Все тектонисты, пользующиеся методологией диалектического материализма, согласны в том, что тектоническая жизнь земной коры является выражением борьбы сжатия и расширения в эволюции земной материи. В частности, совершенно ясно, что колебательные движения являются особенно характерным примером этой борьбы. Однако одно до сих пор остается неясным, и этот вопрос, собственно, не дебатировался, даже не ставился: чему отвечают поднятие положительных и опускание отрицательных волн — расширению или сжатию?

Мы полагаем, что развитие форм колебательных движений, т. е. поднятие положительных и опускание отрицательных волн, не есть выражение преобладания сжатия Земли. Действительно, если бы это отвечало сжатию, то волны были бы вполне складками. Но складки суть необратимые формы, тогда как волны колеблются, меняют свою высоту и могут получить обратный знак. Следовательно, волны колебательных движений возникают и растут в результате расширения Земли.

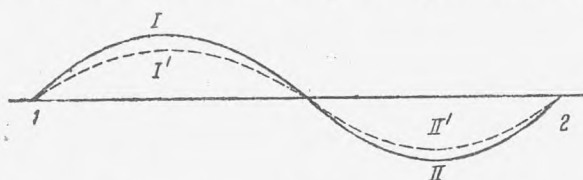
Что это так, явствует и из чисто геометрических отношений. В волнах земная поверхность увеличивается (фиг. 1) и поднимается; это увеличение, по достижении известного предела, сопровождается разрывами, с проявлением сбросов и обрушений, а также выходом магмы на поверхность.

Волны являются формами колебательных движений, т. е. положительные волны не только поднимаются, но и опускаются, а в отрицательных волнах

происходят в это время обратные движения. И здесь может быть только один вывод: опускание положительных и поднятие отрицательных волн являются выражением преобладания сжатия Земли. В это время происходит общее уменьшение земной поверхности как за счет уполаживания волн, так и вследствие общего ее опускания к центру Земли.

3. Волны колебательных движений весьма различны по своей величине: от континентальных выступов и океанических впадин до сравнительно небольших положительных и отрицательных форм рельефа поверхности Земли. Нас сейчас интересуют крупные формы рельефа земной поверхности, носящие в геологии названия геоантиклиналей и геосинклиналей.

Исходя из предыдущего, мы должны прийти к заключению, что эти формы обязаны преобладанию расширения, притом не только при своем образовании, но и в дальнейшем развитии, так как геоантиклинали, несмотря на колебания, поднимаются, а геосинклинали опускаются. Эти движения в течение длительных периодов развития данных форм достигают иногда



Фиг. 1. Положительная ( $I'$ ) и отрицательная ( $II'$ ) волны, развившиеся при расширении; последующее состояние волн ( $I$  и  $II$ ) — результат наступившего сжатия; точки 1 и 2 не сближаются.

тектогенеза и затем длительно развиваются. Как выяснил М. М. Тетяев, при закладывании этих форм происходят крупные движения, почему он назвал колебания этого отрезка времени макроколебаниями (1934). Что касается длительного, эволюционного развития заложившихся в конце предыдущей фазы тектогенеза форм, то оно совершается преимущественно путем небольших пульсаций, которые, впрочем, в сумме могут привести к еще более значительным результатам.

Таким образом, макро- и микроколебания относятся к одним и тем же формам, будучи распределены по различным этапам цикла геотектогенеза.

4. Совсем иное происхождение складок. Складчатость является выражением победы сжатия материи Земли в фазы тектогенеза. Существуют и другие взгляды на генезис складок.

Так, согласно осцилляционной теории Э. Хаармана, складки образуются при скольжении осадочных толщ по склонам поднимающихся туморов. Конечно, эта теория оказалась совершенно несостоятельной.

Затем, еще по предложению М. Рида на складки смотрят иногда, как на результат расширения, например, при повышении температуры осадочной толщи. Недавно М. М. Тетяев стал доказывать, с точки зрения диалектического материализма, ведущую роль расширения материи Земли при проявлении складчатости (1934). В последней своей работе «Геотектоника СССР» он старается обосновать это положение на анализе конкретных структур. Так, с его точки зрения, против складчатости, как проявления сжатия тела Земли, говорят следующие факты: расположение складчатой зоны кольцом вокруг ее платформ; наличие переходной зоны от складчатого пояса к платформе с более простыми складчатыми формами, а также дополнительных складок на платформе; переход сжатых складок по их простирацию в куполообразные формы (Тетяев, 1938, 124). В другом месте я показал, что все эти отношения хорошо увязываются и с точки зрения сжатия (Усов, 1939).

очень большой величины — порядка нескольких километров, как это явствует из мощности геосинклинальных отложений, относящихся обычно к мелководным образованиям.

История основных форм колебательных движений разделяется на два неравных отдела: они закладываются в конце фазы



Вообще же подавляющей массой геологов складчатость принимается как результат сокращения. На это указывают, кроме формы сжатых складок, и расланцовка, и взбросы с надвигами, в некоторых случаях заменяющие складчатость в тесном смысле этого понятия, и пр. Все эти образования, приуроченные к отдельным зонам, порою довольно узким, разделенным промежуточными жесткими массивами, никак нельзя представить себе обязанными воздыманию масс, как результату расширения.

Что сжатие, как и расширение, является основным фактором тектонической жизни Земли, принимается всеми. Но почему нужно утверждать, что в борьбе сжатия и расширения первое не может оказаться победителем? Несомненно, что и в геологические, как и в звездные эры жизни Земли основные скачки в саморазвитии ее материи относились к сжатию, вызвавшему образование складчатых форм, которые приурочивались к наиболее слабым зонам земной коры, особенно к геосинклиналям.

Но сжатие обязательно прерывается расширением, выделяя большое количество энергии. Поэтому фаза тектогенеза является сложной и состоит из подфаз сжатия, развивающего складки, тангенциальные дизъюнктивы и расланцовку пород, и подфаз расширения, приводящего к интрузивным процессам, а также сбросам (Усов, 1939).

Вследствие того, что Земля представляет как бы твердое тело с корой из нормальных твердых пород, высвобождение внутренней ее энергии происходит медленно, и в течение фазы тектогенеза она накапливается, вызывая в конце этой фазы макроколебания уже достаточно закрепленных складчатостью и метасоматизмом осадков, с возникновением основных геоморфологических элементов Земли и с проявлением эффузивного вулканизма.

Но, оказывается, и при последующем медленном и сравнительно спокойном развитии этих элементов, происходящем в результате борьбы сжатия и расширения, превалирует расширение вследствие медленного высвобождения выделившейся при сжатии энергии. В конце концов, при саморазвитии земной материи накапливаются изменения, приводящие к взрыву сжатия, к новой фазе тектогенеза.

5. Теперь обратимся к сбросовым движениям. Они сопровождают расширение тела Земли и, следовательно, могут происходить как при колебательных движениях, более или менее резко выраженных, так и в подфазы расширения фаз тектогенеза.

Наиболее интенсивны сбросовые движения при образовании макроформ колебаний, причем они приурочиваются не только к положительным волнам, как обычно принимается, но и к отрицательным волнам, ибо и в этих волнах имеется тенденция к растяжению, не менее значительная. В сущности, отрицательные волны являются скрытыми грабенами опускания, которые то тут, то там и оформляются.

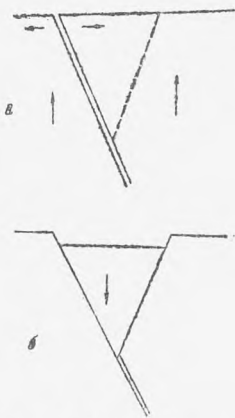
В самом деле, представим себе, что происходит расширение Земли в выбранном секторе ее (фиг. 2, а). Это расширение приводит к поднятию земной поверхности и к растяжению данного участка земной коры в горизонтальном направлении. Так образуется радиальная трещина, имеющая склонность к зиянию. Но под влиянием тяжести масс висячего бока в ней проявляется трещина скалывания обратного падения, по которой клинообразная масса сползает, давая грабен (фиг. 2, б). Конечно, действительного разрыва может и не быть, а наступит растяжение с оседанием, дающее отрицательную волну.

В этой волне или в опускающемся грабене есть большая тенденция к образованию дополнительных трещин, которыми сползающая масса разбивается на ряд клиньев, взаимное распределение которых ликвидирует зияние при меньшей величине перемещений (фиг. 3). Такие полисинтетические грабены или антитетические сбросы весьма распространены, как

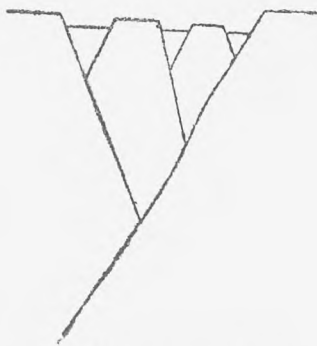
показали детальные исследования, особенно при проведении подземных выработок в соответствующих районах (Pflanzenstiel, 1932).

Глубоко идущие трещины растяжения приводят в движение магму, которая устремляется по ним, компенсируя зияние и не позволяя развиваться значительным сбросам. Например, в Саралинском золоторудном районе Западной Сибири кварцевые жилы так пересекаются дайками диабазов различной мощности, что не остается сомнений в отсутствии вертикальных перемещений по дайковой трещине (фиг. 4).

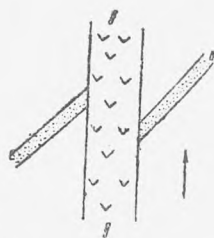
Следовательно, основными проявлениями расширения в консолидированных участках земной коры являются положительные и отрицательные волны, сопровождающиеся, при достаточном развитии, сбросовыми движениями и эффузивным вулканизмом. Эти движения очень характерны для конца фаз тектогенеза, но проявляются и среди эволюционной эпохи, при вспышке превалирующего расширения (Тетяев, 1934; Усов, 1939).



Фиг. 2. Происхождение грабена как двойного сброса.



Фиг. 3. Образование анти-тетических сбросов в сложном грабене.



Фиг. 4. Заполнение диабазом *g* трещины, раздвинувшей отрезки кварцевой жилы *A*.

Что касается сбросовых движений в фазы тектогенеза, то этот вопрос менее ясен. Нужно думать, что в первые подфазы расширения образующимися трещинами пользуется интрузивная магма. Но во вторую половину фазы тектогенеза, при ослаблении интрузивной деятельности и при консолидации складчатой толщи, сбросы начинают встречаться чаще, особенно над апикальной частью интрузивов, где их легче констатировать при помощи жильных образований, которые смещаются этими нарушениями. Наконец, проявляются макроколебательные движения, сопровождающиеся массовыми сбросами, а также крупными полями обрушений, с эффузивами.

6. Таковы, по нашим представлениям, отношения между главными формами тектонических движений. Мы видим, что исходными являются две группы дислокаций: складки и волны, соответственно двум началам геотектогенеза — сжатию и расширению. И как сжатие и расширение связаны тесно друг с другом единством своих противоположностей, так и складки и волны морфологически представляются сходными, будучи противоположны по своему генезису. Какая же все-таки разница между складками и волнами и как отличать их друг от друга? Вопрос этот очень трудный, и в первом приближении на него можно ответить следующим образом.

Складки являются структурными формами, образующимися внутри данной толщи пород при их дифференциальных перемещениях, которые совершенно неизбежны для собирающейся в складки готовой, наложенной толщи. Что касается волн, то они являются собственно геоморфологическими

образованиями, и структура в осадках отрицательных волн возникает по мере отложения осадков, без внутренних дифференциальных перемещений в них. Конечно, углы наклона осадков в волнах незначительны, тогда как радиусы их очень велики. Затем, если для складок характерны тангенциальные дизъюнктивы, то для волн — сбросы, часто еще недоразвитые, в виде флексур. Ясно, что складки большого радиуса кривизны с трудом отличимы от волн; вернее, нужно приложить больше усилий при их исследовании, которое должно захватить крупные пространства, чтобы решить задачу.

Г. Клоос (Cloos, 1933), резко отделивший волны от складок, принимал их в основном за слабые складки, будучи контракционистом. В связи с этим геологи и не считали необходимым ввести в обиход этот новый термин, которому в большинстве случаев отвечают термины «вал» и «синеклиза». Но, если под волнами понимать формы колебательных движений, вызванных притом расширением Земли, данный термин должен получить все права гражданства. Вместе с тем исчезает основная разница между орогenezом и эпейрогenezом, каковые термины теряют свой смысл, так как эпейрогеническими являются существенно макроколебания, и горы также образуются преимущественно за счет эрозии сильно приподнятых положительных волн.

Волны возникают не только в результате расширения всей материи Земли при ее саморазвитии. Они могут быть и чисто локальными образованиями, что достаточно отчетливо показал еще Г. Клоос (Cloos, 1933).

Таковы, например, купола, развивающиеся над соляными залежами, которые аккумуляруются иногда под влиянием местных движений. Такой же характер имеют купола над лакколитами и прогибы под лополитами. Не приходится говорить о мелких волнах, образующихся при карстовых явлениях, при каменноугольных пожарах и т. д.

Анализ этих местных волн, морфологически подобных нормальным волнам, еще более убеждает нас в том, что и последние образуются именно в результате вертикальных движений, связанных с расширением.

7. При всей противоположности в характере движений, приводящих к образованию складок и волн, эти формы бывают связаны по наследству.

Колебательные движения расчленяют бассейны, в котором происходит отложение осадков, на ряд волн 2-го и более мелких порядков. В подчиненных отрицательных волнах образуется более мощная осадочная толща, чем на перемежающихся с ними положительных волнах. Это — естественно, так как материал имеет склонность накапливаться в понижениях и порою размываться, хотя бы путем деренции, на возвышениях дна бассейна.

И вот, когда возникает складчатость, то совершенно естественно, если основные антиклинали закладываются на положительных волнах, а основные синклинали — на отрицательных волнах. Опыты показали, что так всегда и бывает (Chamberlin а. Shephard, 1923). Вместе с тем, детальные исследования в Рурском каменноугольном бассейне привели к выводу, что мощность осадков в антиклиналях всегда меньше, чем в синклиналях (Paesckelmann, 1930; Stach, 1932).

Этому выводу, естественному с теоретической точки зрения и доказанному на практике, М. М. Тетяев в своей работе «Геотектоника СССР» противопоставил положение, что при складчатости происходит «инверсия» первичного ложа собирающейся в складки формации, и антиклинориумы возникают на месте интрагеосинклиналей с мощными отложениями, а синклинориумы — на месте интрагеоантиклиналей (Тетяев, 1938, 298). Доказывается это положение тем, что в антиклинориумах мощность формаций больше, чем в синклинориумах,

Однако, знакомясь с его работой, мы могли найти, собственно, лишь одно указание на действительное измерение мощности осадков, а именно

в Донбассе, где мощность свит карбона как будто возрастает к югу, к кристаллическому ядру денудированного мощного антиклинорнума, на южном крыле которого, теперь закрытом, могут быть угленосные свиты (Тетяев, 1938, 167). К сожалению, эти указания не являются убедительными.

Прежде всего нужно отметить, что денудационный срез далеко отодвинул выходы большей части свит от южной окраины бассейна, так что трудно сказать, какова была их мощность над кристаллическим ядром. Впрочем, сам автор говорит, что южная часть бассейна «в соседстве с кристаллическим основанием обладает очень простой и спокойной тектоникой» (Тетяев, 1938, 164), как будто свойственной не особенно мощной толще осадков и во всяком случае не характерной для настоящих антиклинориумов, которые, по уверению автора, имеют более сложную тектонику, чем синклиноориумы (Тетяев, 1938, 297). Далее, автор оговаривается, что возрастание мощности свит к югу «не является прямолинейным и дает свой внутренний максимум в области Главной антиклинали» (Тетяев, 1938, 167). Недавно А. З. Широков показал по данным бурения, что мощность отложений бассейна к югу уменьшается (1938).

Таким образом, согласно мнению почти всех геологов, основанному на теории и практике вопроса, мы будем считать, что инверсии первичных волновых форм не происходит и что они наследуются позднее проявляющейся складчатостью.

Но этим мы отнюдь не снимаем возможности нахождения в области Донбасса угленосных свит к югу от кристаллического ядра под более молодыми отложениями, ибо там могла быть особая геосинклиналь, отделенная от собственно Донецкой геосинклинали этой геоантиклиналью.

8. Дизъюнктивы не имеют вполне самостоятельного значения, так как они являются производными от складчатых и волновых движений. Вместе с тем иногда их роль в создании структур очень велика и не должна быть преуменьшена: в некоторых случаях они не столько усложняют, сколько заменяют складчатато-волновые тектонические формы.

Производные складчатых форм таковы: взбросы, надвиги, шарьяжи и некоторые сдвиги, разбивающиеся на ряд видов по отношению сместителей к нарушаемым складчатым структурам. Особенно мелко расчленяются дизъюнктивы как тангенциальные, так и радиальные в горной геометрии, где они получили особые названия.

Обычно считают, что тангенциальные дизъюнктивы поражают складки в конце той же фазы тектогенеза. Конечно, это — возможно, ибо осадочные породы только что сформированных складок иногда испытывают расслабцовку. Но считать, что дизъюнктивы всегда связываются с первичной фазой складчатости, было бы неправильно и сильно снизило бы сложность геологической истории. В действительности складки развиваются в ряд фаз тектогенеза, и чем больше они закрепляются диагенезом и структурами, тем резче проявляются дизъюнктивы за счет складчатости (Усов, 1935, 1936).

Что дело обстоит таким именно образом, доказываются многими фактами. Известно, что в фундаменте собирающейся в складки геосинклинальной осадочной толще развиваются тангенциальные дизъюнктивы. Это хорошо видно там, где фундамент начинает обнажаться денудацией. Таковы, например, пеннинская структура альпид, представляющая чешуйчатые надвиги в кристаллической толще, или чешуйчато-надвиговая структура вдоль р. Чуи юго-восточного Алтая, развившаяся в мезозойское время на палеозойской складчатой основе. Здесь мы имеем пример, может быть не редкий, проявления складчатости в форме дизъюнктивов, без наличия молодой геосинклинальной толщи.

Сбросы разных видов, а также сбросо-сдвиги, образующиеся при вращательных движениях, суть производные волновых форм и вообще являются результатом расширения. Всякие ухищрения чистых контракционистов



вывести сбросы, например, за счет обрушения сводов антиклиналей не убедительны, хотя бы потому, что сбросы разбивают по разным направлениям уже готовую складчатую структуру.

При последовательной смене сжатия и расширения дизъюнктивы разных групп могут переходить друг в друга и возобновляться, а также подвергаться складчатости. В практике рудничной геологии Кузбасса, например, известны многочисленные случаи изгибания или выкручивания сместителей взбросов, а также неоднократного возобновления движения по сместителям дизъюнктивов (Усов, 1935). Затем, оруденение сравнительно пологих взбросовых трещин с несомненностью указывает на то, что перед оруденением они раскрывались, в связи с чем по ним и могли происходить перемещения сбросового типа. Наконец, случаи крутых сместителей с расланцованными боками при соответствующем стратиграфическом отношении пород крыльев указывают на то, что взбросовые движения использовали здесь сместители ранее образованных сбросов.

#### БИБЛИОГРАФИЯ

- Тетяев М. М. Основы геотектоники. ОНТИ, 1934.  
 — Геотектоника СССР. ГОНТИ, 1938.  
 Усов М. А. Тектоника Кузбасса. — Пробл. сов. геол., 1935, 5, № 2, 113—134.  
 — Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. — Томск, изд. Зап.-Сиб. геол. тр., 1936.  
 — Стратиграфическое положение интрузивных тел. — Сов. геол., 1939, № 4—5.  
 Шпороков А. З. О мощности отложений Донецкого карбона. — Сов. геол., 1938, 8, № 12, 43—54.  
 Chamberlin R. and Shepherd F. Some experiments in folding. — Journ. Geol., 1923, 31, № 6, 490—513.  
 Cloos H. Ueber antithetische Bewegungen. — Geol. Rundschau., 1928, 19, 246—256.  
 — Ueber Biegungsbrüche und selektive Zerlegung. — Geol. Rundschau., 1933, 24, H. 3/4, 203—219.  
 Paeskelmann W. Ueber Beziehungen zwischen Facies und Tektonik im Devon des Sauerlandes. — Zts. dtsch. geol. Ges., 1930, 82, 590—598.  
 Pfannenstiel M. Die Tektonik des Eisenbahneinschnittes von Uffhausen bei Freiberg. — Geol. Rundschau., 1932, 23, 111—118.  
 Stach E. Gleichzeitigkeit von Sedimentation und Faltung. — Zts. dtsch. geol. Ges., 1932, 84, H. 8, 607—618.

M. A. USSOV

#### THE PRINCIPAL FORMS OF TECTONIC MOVEMENTS

1. In geology the following principal forms of tectonic movements of the earth's crust are distinguished: folding, oscillatory movements and disjunctive displacements, leading to the formation of faults and overthrusts.

Between some of these forms there is a morphological resemblance, which in the history of development of geotectonics was taken for a genetic relationship. Thus, folds on the one hand and waves of oscillatory movements on the other are very much alike, and the contractionists took them for a different expression of the contraction of the earth's crust, while the folding proper, restricted to comparatively narrow zones and characterized by a powerful manifestation, was considered a mountain-making process; and the large-scale oscillatory movements, the reason of the formation of continents and seas. Hence, orogenesis and epeirogenesis.

Or taking faults and overthrusts:—morphologically, these forms of disjunctives are similar, having the same elements. Therefore in the geological literature they are frequently confused in one group under the general name of faults.

We shall not dwell upon the history of development of the ideas of the genesis of the principal tectonic forms and their mutual relations, and shall proceed directly to the presentation of the author's views concerning these questions, following from methodological premises and from actual relationships revealed in the course of geological investigations.

2. All tectonists, using the methodology of dialectic materialism, agree that the tectonic life of the earth's crust is an expression of the struggle of contraction and expansion in the evolution of the matter of the earth. In particular it is quite obvious that the oscillatory movements give an especially characteristic example of this struggle. However, one thing remains uncertain up to the present, and this question proper has not been discussed, it has not been even advanced: to what does the elevation of the positive and the subsidence of the negative waves correspond: to expansion or to contraction?

We think that the development of the forms of oscillatory movements, *i. e.* the elevation of the positive and the subsidence of the negative waves, is not an expression of the predominance of the contraction of the earth. In fact, if it corresponded to contraction, the waves would be completely folds. But folds are irreversible forms, while the waves are oscillating, changing their height, and may receive a reverse sign. Hence, the waves of oscillatory movements originate and grow as a result of the expansion of the earth.

That it is actually so is evident also from purely geometrical relations. In the waves the earth's surface increases (Fig. 1) and rises; this increase, upon attaining a certain limit, is accompanied by ruptures with a manifestation of faults and stopings, and exposures of the magma at the surface as well.

The waves are forms of oscillatory movements, *i. e.* the positive waves not only rise but subside as well, while in the negative waves at that time reverse movements take place. And here only one conclusion is possible: — the subsidence of the positive and the elevation of the negative waves is an expression of the predominance of the contraction of the earth. At this time occurs a general decrease of the earth's surface, but at the expense of a flattening of the waves, and due to its general subsidence towards the center of the earth.

3. The waves of the oscillatory movements are very different in their height: from continental projections and oceanic depressions to comparatively small positive and negative forms of the relief of the surface of the earth. Now we are interested in the large form of the relief of the earth's surface, known in geology under the name of geoanticlines and geosynclines.

From all the aforesaid, we are led to the conclusion that these forms are due to the predominance of expansion, and this not only during their formation but also in the further development, since geoanticlines, in spite of the oscillations, rise, and geosynclines subside. During prolonged periods of development of the given forms these movements sometimes attain a very large extent of the order of several kilometers, as it is evident from the thickness of the geosynclinal deposits, usually belonging to shallow-water formations.

The history of the principal forms of oscillatory movements is divided into two unequal parts: they originate at the end of the phase of tectogenesis and then develop for a long time. As shown by M. M. Tetiaeff, when these forms originate there take place large movements, for which reason he named the oscillations of this interval of time «macro-oscillations» (1934). As to the prolonged evolutionary development of the forms that originated at the end of the preceding phase of tectogenesis, it proceeds mainly in the form of small pulsations, which, however, being summed up may lead to still more considerable results.

Thus, the macro- and micro-oscillations belong to the same forms, being distributed among the different stages of the cycle of tectogenesis.

4. Quite different is the origin of folds. Folding is an expression of the victory of the contraction of the matter of the earth in the phases of tectogenesis. There exist different views concerning the origin of folds.

Thus, according to the oscillation theory of E. Haarman, the folds are being formed during the sliding of sedimentary deposits down the slopes of the rising tumors. Certainly this theory proved to be quite untenable.

Then, as suggested by M. Reade, the folds are sometimes regarded as the result of expansion, e. g. with a rise of the temperature of the sedimentary deposits. Of late M. M. Tetiaeff began to prove, from the standpoint of dialectic materialism, the leading role of the expansion of the matter of earth during the manifestation of folding (1934). In his latest work on the «Geotectonics of the U. S. S. R.» he tries to base this statement upon an analysis of concrete structures. Thus, from his standpoint, evidence against folding as a manifestation of the contraction of the body of the earth is presented by the following facts: the arrangement of the folded zone in a ring around its platform; the existence of a transitional zone from the folded belt to the platform with simpler folded forms, as well as additional folds on the platform; the transition of compressed folds along their strike into quaquaversal forms (Tetiaeff, 124). Elsewhere I have shown that all these relations are in good agreement also from the standpoint of contraction (Ussov, 1939).

The overwhelming majority of geologists consider folding as a result of contraction. This is indicated, besides the shape of the compressed folds, also by schistosity and upthrusts with overthrusts, in some cases substituting folding in the strict sense of this conception, etc. All of these formations, confined to individual zones, at times rather narrow, separated by intervening rigid massifs, cannot be by any means conceived as due to a bulging of mass as a result of expansion.

That contraction, as well as expansion, is the principal factor in the tectonic life of the earth, is accepted by everybody. But why is it necessary to assume that in the struggle of contraction and expansion the former cannot be the conqueror? There is no doubt that both in the geological and in the astral eras of the life of the earth the main leaps in the self-development of its matter referred to contraction, producing the formation of folded forms, which were confined to the weakest zones of the earth's crust, to geosynclines in particular.

But contraction is inevitably interrupted by expansion, liberating a large amount of energy. Therefore the phase of tectogenesis is complicated and consists of subphases of contraction, developing folds, tangential disjunctives and a schistosity of the rocks, and of subphases of expansion leading to intrusive processes, as well as to faults (Ussov, 1939).

Due to the fact that the earth represents something like a solid body with a crust of normal hard rocks, the liberation of its internal energy proceeds slowly, and during the phase of tectogenesis it is accumulated, producing at the end of this phase macro-oscillations of sediments already sufficiently solidified by folding and metasomatism, with a formation of the principal geomorphological elements of the earth and a display of effusive volcanism. But it is found that also during the subsequent slow and comparatively quiet development of these elements, occurring as a result of the struggle of contraction and expansion, the expansion prevails due to a slow liberation of the energy emitted upon contraction. Ultimately in the self-development of the matter of the earth changes are accumulating, that bring about an outburst of contraction, a new phase of tectogenesis.

5. We shall turn now to faulting movements. They accompany the expansion of the body of the earth and, consequently, may occur both during oscillatory movements, more or less sharply pronounced, and during the expansion subphases of the phases of tectogenesis.

The most intensive are the faulting movements during the formation of the macroforms of oscillations, being confined not only to positive waves, as it is generally assumed, but also to negative ones, since in these waves there is a tendency towards extension, a no less considerable one. As a matter of fact the negative waves are concealed grabens of subsidence, which are shaped now at one place and now at another.

In fact, let us imagine that in a selected sector of the earth expansion takes place (Fig. 2). This expansion brings about elevations of the earth's surface and an extension of the given portion of the earth's crust in a horizontal direction. Thus a radial fracture is formed, having a tendency of gaping. But under the action of the weight of the masses of the hanging wall within it a shear fracture with a reverse dip is formed, down which the wedge-shaped mass slips, giving a graben (Fig. 2b). Certainly, no actual rupture can occur, but an extension with subsidence, producing a negative wave.

In this wave or in a subsiding graben there is a large tendency to form additional fractures by which the downslipping mass is broken into a number of wedges, the mutual distribution of which eliminates the gaping with a lesser heave of the displacements (Fig. 3). Such polysynthetic grabens or antithetic faults are widely distributed, as shown by detailed investigations, particularly when carrying out underground workings in the corresponding region (Pffannenstiel, 1932).

Deep-reaching extension fractures set in motion the magma, which rushes into them, compensating the gaping and preventing considerable faults from developing. E. g., in the Sarala gold-mining region of Western Siberia the quartz veins are so transected by dykes of diabases of variable thickness, that there is no room for doubting the absence of vertical displacements along the dyke fracture (Fig. 4).

Consequently, the principal manifestations of expansion in the consolidated portions of the earth's crust are positive and negative waves, accompanied, when sufficiently developed, by faulting movements and effusive volcanism. These movements are very characteristic of the end of the phase of tectogenesis, but are displayed also within an evolutionary epoch, when an outburst of pre-vailling expansion occurs (Tetiaeff, 1934; Ussov, 1939).

As to the faulting movements in the phase of tectogenesis, this question is less clear. It seems that in the first subphases of expansion the fractures formed are used by the intrusive magma. But in the second half of tectogenesis, when the intrusive activity is less strong and the folded mass is consolidated, the faults begin to occur more frequently, especially over the apical part of the intrusives where they are more readily recorded with the aid of vein formations, which are displaced by these disturbances. Finally, macro-oscillatory movements are manifested, accompanied by numerous faults, as well as large fields of stopings with effusives.

6. Such are, according to the author's conception, the relations between the principal forms of tectonic movements. We see that the initial forms are two groups of dislocations: folds and waves, in accordance with the two principles of geotectogenesis — contraction and expansion. And just as the contraction and expansion are intimately related to each other by the unity of their opposites, so the folds and waves are morphologically similar, being opposed to each other in genesis. What is then the difference between the folds and the waves, and how to distinguish them? This is a very difficult question, and in the first approximation it may be answered in the following manner:

The folds are structural forms originating within the given mass of rocks during their differential displacements, which are quite inevitable for the ready stratified formation which is being folded. As to the waves, they are, strictly speaking, geomorphological formations, and the structure in the sedi-



ments of negative waves originates as the sediments are deposited, without internal differential displacements in them. Certainly, the angles of inclination of the sediments in the waves are insignificant, while their radii are very large. Then while characteristic of the folds are tangential disjunctives, characteristic of the waves are faults, frequently underdeveloped, in the shape of flexures. It is clear that the folds with a larger radius of curvature are hardly distinguishable from waves, or better to say a greater effort must be exercised in their study, which must embrace large areas in order to solve the problem.

H. Cloos, who made a sharp distinction between waves and folds (Cloos, 1933), assumed them in the main to be feeble folds, being himself a contractionist. In this connection geologists did not deem it necessary to introduce this new term, to which in most cases correspond the terms: «swell» and «synclises». But if under the term of waves we mean forms of oscillatory movements, caused by an expansion of the earth, the given term should be rightfully used. At the same time disappears the principal difference between orogenesis and epeirogenesis, which terms lose their sense, since the macrooscillations are essentially epeirogenic, and the mountains are also formed mainly at the expense of an erosion of the considerably raised positive waves.

The waves are produced not only as a result of expansion of the whole matter of the earth during its self-development. They may be also purely local formations, which has been shown distinctly enough by G. Cloos (Cloos, 1933).

Such are, e. g., the domes developing over the salt deposits, which are sometimes accumulated under the influence of local movements. Of a like nature are the domes over laccoliths and downwarplings under lopoliths. There is no necessity to speak of small waves formed during sink-hole formation phenomena, spontaneous combustion of coal, etc.

An analysis of these local waves, morphologically similar to normal waves, presents further evidence in favour of the fact that the latter are formed just as a result of vertical movements related to expansion.

7. With all the opposition in the nature of the movements bringing about the formation of folds and waves, these forms may have a hereditary relationship.

The oscillatory movements subdivide the basin, in which proceeds the sedimentation, into a number of waves of the second and smaller orders. In the subordinate negative waves a thicker sedimentary formation is accumulated than that on the positive waves alternating with the former ones. This is but natural since the material has a tendency to accumulate in depressions and sometimes to be eroded, be it by way of washing out, on the elevations of the bottom of the basin.

Thus, when folding originates it is quite natural if the main anticlines are formed on the positive waves, and the main synclines, on the negative waves. Experiments have shown that such is always the case (Chamberlin and Shephard, 1923). At the same time detailed investigations in the Ruhr coal basin have shown that the thickness in anticlines is always less than in synclines (Paeckelmann, 1930; Stach, 1932).

To this conclusion, natural from the theoretical standpoint and proved in practice, M. M. Tetiaeff in his paper on «The Geotectonics of the U. S. S. R.» opposed the statement that during folding takes place an «inversion» of the primary bed of the formation subjected to folding, and the anticlinoria originate at the place of intrageosynclines with thick deposits; and synclinoria, at the place of intrageoanticlines (Tetiaeff, 1938). This statement is proved by the fact that in the anticlinoria the thickness of the formation is greater than in the synclinoria.

However, on becoming acquainted with his paper, we could find only one single reference to the actual measurement of the thickness of sediments,

namely in the Donetz Basin, where the thickness of the series of the Carboniferous seems to increase southward, towards the crystalline core of the denudated great anticlinorium, on the southern limb of which, now covered, may be found coal-bearing measures (Tetiaeff, 1938, 167). Unfortunately, these indications are not convincing.

In the first place it should be noted that the denudation shifted the exposures of the greatest part of the series far from the southern margin of the basin, so that it would be difficult to say what had been their thickness over the crystalline core. However, the above author says himself that the southern part of the basin «in the vicinity with the crystalline basement has very simple and quiet tectonics» (Tetiaeff, 1938), which seems to be inherent to a not very thick series of sediments and in any case non-characteristic of real anticlinoria, which, according to the same author, have a more complicated tectonics than synclinoria (Tetiaeff, 1928, 297). Further he makes the reservation that the increase in the thickness of the series to the south «is not a rectilinear one and attains its internal maximum in the region of the Main anticline» (Tetiaeff, 1938, 167). Recently A. Z. Shirokov showed that according to drilling records the thickness of the deposits of the basin decreases to the south (1938).

Thus, according to the opinion of almost all geologists based on the theory and the practice of the problem, we shall consider that no inversion of the primary wave forms takes place and that they are inherited by the folding displayed later.

By this we do by no means exclude the possibility of the presence of coal measures in the Donetz Basin south of the crystalline core under the younger deposits, since there might be an individual geosyncline, separated from the Donetz geosyncline proper by this geoanticline.

8. The disjunctives have not a quite independent significance as they are derivatives of the folding and wave movements. At the same time sometimes their part in producing the structures is very large and should not be underestimated; in some cases they replace the folding-wave tectonic forms rather than complicate them.

The derivatives of the folded forms are: upthrusts, overthrusts, overthrust folding, etc., and some displacements, falling into a number of types according to the relation of the displacers to the disturbed folded structures. The disjunctives, both tangential and radial, are subdivided into particularly numerous small divisions in mining geometry where they have received special names.

It is usually considered that the tangential disjunctives affect the folds at the end of the same phase of tectogenesis. Certainly, this is possible, for the sedimentary rocks of folds just formed are sometimes subject to schistosity. But it would be incorrect to think that the disjunctives are always related to the primary phase of folding; this would make less the complexity of the geological history. In reality the folds develop in a series of phases of tectogenesis, and the more they are fixed by diagenesis and structures, the sharper are manifested the disjunctives at the expense of folding (Ussov, 1935, 1936).

That the case is actually such, is proved by many facts. It is known that in the basement of the folding geosynclinal sedimentary formation tangential disjunctives are developed. This is well seen where the basement begins to be exposed due to denudation. Such are, for instance, the Pennine structure of the Alpides, representing imbricate overthrusts in the crystalline formation, or the imbricate-overthrust structure along the Chuia River in the southeastern Altai, which developed in the Mesozoic time on a Paleozoic folded basement. Here we have an example, possibly a not unfrequent one, of the manifestation of folding in the form of disjunctives, without the presence of a young geosynclinal formation.

Faults of different kinds, as well as heave faults, formed during the rotatory movements, are derivatives of wave forms and in general are the result of expansion. All the contrivances of pure contractionists to represent faults as formed, e. g. at the expense of a stoping of the arches of anticlines, are not convincing because the faults break a ready folded structure in different direction.

With a succession of contraction and expansion the disjunctives of different groups may pass one into another and be renewed, as well as be subject to folding. In the practice of the mining geology of the Kuznetsk Basin, e. g., numerous cases of a bending or twisting of the displacers of the upthrusts are known, as well as of a repeated renewal of movement along the displacers of the disjunctives (Ussov, 1935). Then the mineralization of comparatively flat upthrust fissures points out with certainty that before the mineralization they had opened, due to which displacement of a fault type might have proceeded along them. Finally the instances of steep displacers with fissile walls, with a proper stratigraphical relationship of the rocks of the limbs, point to the fact that the upthrust movements had used here the displacers of previously formed faults.

Translated by A. B r a s h n i n a

---

М. А. Усов**ЦИКЛЫ, ФАЗЫ И ЭТАПЫ ЭНДОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

1. Понятие о циклах введено в геологию уже давно, ибо цикличность геологических процессов, протекающих по кругу (кюкрос<sup>1</sup> — круг) или, как теперь ясно для всякого, знакомого с диалектическим материализмом, по спирали, с возвращением как бы к исходному положению, прямо бросается в глаза. Оно было введено лицами, которые являлись стихийными материалистами, но материалистами-механистами, почему и выбран такой термин, не отражающий действительного хода геологических процессов. Поэтому только в первом, очень грубом приближении можно говорить о цикличности как повторяемости геологических процессов.

Геологический цикл I порядка охватывает совокупность геологических процессов, при ведущей роли процессов эндогенных, от одной до другой фазы тектогенеза. В этом основном геологическом цикле выделяется ряд циклов более мелкого порядка, из коих выявлены и более или менее разработаны лишь циклы экзогенных процессов, например цикл эрозии, аридный цикл и т. п.

Затем, довольно широким распространением пользуется понятие об основном геоморфологическом цикле, охватывающем последовательную смену рельефа от равнины до равнины. Ясно, что основные геологический и геоморфологический циклы совпадают. Это и естественно, ибо и тот и другой определяются эндогенными движениями.

Таким образом, мы можем говорить о геотектоническом цикле, который, в сущности, отвечает основному геологическому циклу, т. е. под геотектоническим циклом нужно разуметь совокупность последовательных движений от одной фазы тектогенеза до другой.

В геотектоническом цикле большое и теоретическое и практическое значение имеют магматические процессы. В некоторые геотектонические циклы магматическая деятельность проявлялась несколько раз. Существуют различные мнения о внутренней связи между этими отдельными эпохами вулканизма в данном геотектоническом цикле. Мы думаем, что они не связаны между собой и что каждая эпоха вулканизма характеризуется собственной первичной магмой, рождающейся при соответствующем резком тектоническом движении. С нашей точки зрения, не может быть вулканического цикла, совпадающего с основным геологическим или геотектоническим циклом. Во всяком случае, это — спорный вопрос.

Но можно выделить и вулканический цикл, понимая под ним совокупность процессов выделения и отложения дифференциатов данной первичной магмы, например рождающейся в связи с фазой складчатого тектогенеза.

И геотектонический и вулканический циклы эндогенных процессов

<sup>1</sup> В латинской транскрипции кюкрос. — Прим. ред.



имеют сложный характер. Нам нужно установить основные элементы этих циклов и условиться о соответствующей номенклатуре, которая вообще выражает степень нашего познания данного явления, способствуя дальнейшему развитию исследований.

2. Обратимся сначала к вулканическому циклу, как более простому и вместе с тем лучше представленному фактическим материалом.

Известно, что всякая магма способна дифференцироваться, давая сначала магматические, затем газовые и, наконец, водные дериваты. Однако без внешнего воздействия дифференциация первично однородной магмы не может происходить. Если исключить случайные примеси обломков или партий вмещающих пород, а также несущественное значение разности температур в первичном абиссальном магматическом очаге, то нужно признать, что основным фактором дифференциации первичной магмы является воздействие на нее тектонических движений.

Если бы тектоническое воздействие на магму было постоянным, без всякого перерыва, то магма дифференцировалась бы также в виде непрерывного ряда дериватов и в конце концов превратилась бы в комплексную толщу расположенных в определенной последовательности горных пород и минеральных образований. В действительности мы редко видим эти первичные магматические очаги, а обычно имеем дело с магматическими массами, переместившимися в верхние горизонты земной коры или на ее поверхность. Конечно, и здесь некоторая дифференциация происходит; но она имеет совсем незначительный масштаб, хотя бы потому, что для основательной дифференциации не хватает ни времени, ни достаточного тектонического воздействия на магму. Сюда поступают дериваты первичной магмы, дифференцировавшиеся на глубине.

Наблюдения над структурами древних толщ и над современными вулканами показывают нам, что магма перемещается отдельными порциями через некоторые промежутки времени, в течение которых предыдущая порция магмы успевает раскристаллизоваться, а получившаяся магматическая порода иногда подвергнуться раздроблению. То же самое нужно сказать и относительно газовых и водных дериватов магмы, как это хорошо видно при микроскопическом изучении минеральных и рудных образований.

Таким образом, вулканический процесс, как и всякий процесс, происходит непрерывно-прерывистым путем. Очевидно, дело обстоит так: в течение некоторого промежутка времени магма испытывает тектоническое воздействие, когда она дифференцируется; затем, давление ослабевает, и дифференциат магмы по доступным открывшимся путям перемещается в верхние горизонты земной коры или на ее поверхность.

Но то же самое предусматривает геотектоническая теория саморазвития материи Земли, выведенная по методологии диалектического материализма (Усов, 1936, 1939). Согласно этой теории тектонические движения определяются борьбой сжатия и расширения саморазвивающейся земной материи. В частности, любая фаза тектогенеза имеет сложный характер, с проявлением в течение этой фазы перемежаемости сжатия и расширения. При сжатии дифференцируется магма, и в континенте намечаются трещины; при расширении эти трещины раскрываются или образуются новые трещины, и дериваты магмы перемещаются.

3. Состав и строение тел магматических пород различных циклов отличаются большим разнообразием. Если иметь в виду пока собственно магматические породы, то в одних случаях тело представлено одной разновидностью породы, тогда как в других случаях оно имеет сложный состав, например, состоит из габбро, диорита и гранита с различными аплитопегматитовыми жилами. То же самое приходится сказать и относительно эманационных образований, причем здесь условия еще сложнее, ибо последовательные струи могут идти по одним и тем же или по разным трещин-

ным путям. Наконец, в некоторых случаях верхние горизонты земной коры содержат лишь эманационные продукты как телемагматические образования, а видимых магматических тел там нет.

Такая пестрая картина оформления магматических образований обусловлена, очевидно, различным распределением во время проявлений сжатия и расширения. И это — естественно, ибо циклы не могут быть одинаковыми в процессе саморазвития материи Земли. Особенное значение в этом оформлении имеет расширение, ибо только оно выводит дериваты магмы и конкретизирует их в верхних, доступных наблюдению горизонтах земной коры.

Расширение выводит из магматического очага последний дериват дифференциации магмы, поскольку наблюдаемая последовательность извержений обычно отвечает последовательности в дифференциации магмы. Но почему в трещины устремляется последний дифференциат? Значит ли это, что предыдущие дифференциаты уже закристаллизовались или есть какая-то другая причина этой интересной закономерности.

Нет сомнения, что, если дифференциация уже продвинулась достаточно далеко, то первые дериваты могли перейти в твердое агрегатное состояние, поскольку они стали мертвыми, потерявши много энергии. Но не это определяет указанную закономерность. Все дело заключается в том, что последовательные дифференциаты магмы обладают все меньшим удельным весом и потому занимают верхние слои магматического очага, откуда они и попадают в трещинные пути континента.

Что некоторые предыдущие дериваты магмы находятся еще в подвижном состоянии перед вскрытием магматического очага трещинами, доказываются случаями, правда редкими, рекурренции более основных извержений вслед за уже сравнительно кислыми образованиями. Впрочем, нужно поставить под сомнение некоторые случаи рекурренции: они могут относиться к другому вулканическому циклу. Так, при первых исследованиях адамеллитовой интрузии в Горной Шории Кузнецкого Ала-тау казалось, что дайки диабазофиритов и затем кварцевых альбитит-порфиров принадлежат к жильной свите этой интрузии; однако при дальнейших исследованиях выяснилось, что эти жильные породы отделены от адамеллитовой интрузии небольшим геотектоническим циклом (Усов, 1935).

Итак, каждый вулканический цикл является индивидуальным как по составу исходной магмы, так и по ее дифференциатам, выведенным в верхние горизонты земной коры, или на ее поверхность. Следовательно, вулканический цикл состоит из вполне определенных, характеризующих его и отражающих особенности саморазвития материи Земли на данном отрезке ее истории элементов. Этим элементам уже давно предложено нарицательное название фазы. Например, в гранитовой интрузии имеются фазы — диоритовая, гранитовая, аплитовая, рудная и т. п. Как бы мала ни была в количественном отношении порция вещества, самостоятельно выделенная магмой в отдельный момент расширения, она заслуживает быть названной фазой. Впрочем, небольшие порции эманаций с благородными или редкими металлами для человека имеют гораздо большее значение, чем громадные массы диоритовой, например, фазы данного цикла вулканизма.

Мы не предлагаем более мелких подразделений вулканического цикла. Правда, в геохимических таблицах некоторых минерографических исследований иногда применяется название «этап минерализации»; но это получается потому, что название «фаза» применено для группы пневматолитовых или гидротермальных образований. Нам кажется, что лучше так и называть их группами, а за фазами оставить значение отдельных истечений эманаций, отвечающих самостоятельным фазам расширения.

4. Теперь перейдем к циклам геотектогенеза. По наиболее распространенному представлению, каждый цикл геотектогенеза состоит из длительного эволюционного периода, заканчивающегося складчатостью, которая

определяет основную структуру, тектонику земной коры. Эти революционные моменты геотектогенеза и были выделены как фазы складчатости. За последнее время стали предпочитать название «фаза тектогенеза».

Такова схема цикла геотектогенеза. В действительности он является гораздо более сложным. Эволюционный период не всегда бывает спокойным, медленно развивающимся. Иногда он прерывается небольшими революционными вспышками складчатости или эпохами эффузивного вулканизма.

Проявления эффузивного вулканизма представляют характерную фазу данного цикла геотектогенеза, но сами по себе составляют особый цикл вулканизма. Что касается проявлений складчатости или тектогенеза, среди эволюционного периода, то вопрос о систематическом их положении является до сих пор дискуссионным.

Так, в литературе о фазах тектогенеза эти второстепенные проявления складчатости выделяются под общим названием подфаз, указывающим на их подчиненное в общем цикле геотектогенеза положение. Так как этот термин уже укоренился, то с ним нужно согласиться, хотя по своему значению подфазы тектогенеза могут не уступать фазам эффузивного вулканизма среди эволюционного периода геотектогенеза.

Вместе с тем возникает вопрос о том, какие вспышки складчатости являются настоящими фазами и какие подфазами тектогенеза, т. е. каков объем цикла геотектогенеза. Если остановиться на высказываниях по данному вопросу М. М. Тетяева, обратившего на него особенное внимание, то нужно отметить следующие моменты, характерные для настоящих циклов с соответствующими фазами тектогенеза в их конце.

Во-первых, всеобщий характер складчатости, т. е. проявление складчатости в соответствующих зонах по всей поверхности Земли. Ясно, что этот критерий не является решающим, ибо с точки зрения геотектонической теории саморазвития земной материи всякое крупное движение должно проявиться всюду в подходящих условиях.

Во-вторых, самостоятельное положение зон складчатости, независимое от расположения зон и платформ предыдущей фазы тектогенеза. Этот критерий имеет существенное значение, но в ряде случаев наблюдается известная наследственность в заложении структур нового цикла геотектогенеза (Тетяев, 1934, 285). Следовательно, при изучении отдельных областей, даже крупных, нельзя положиться на данный критерий выделения самостоятельных фаз тектогенеза по географическому положению складчатых зон.

В-третьих, различные элементы залегания простираения разных складчатых зон. Однако и этот критерий, подобно предыдущему, не совсем надежен, ибо наследственность в заложении геосинклиналей и, следовательно, складчатых зон нередко наблюдается, по крайней мере в пределах отдельных областей.

Наконец, связь фазы тектогенеза с интрузией. Это — существенный критерий. Но следует иметь в виду, что тектонисты в большинстве случаев не заботятся действительно об определении возраста интрузивных пород, априорно разнося их по некоторым признакам к немногим, наиболее резким, принятым в литературе фазам тектогенеза. Так, М. М. Тетяев считает возможным выделить за исторические периоды жизни Земли лишь каледонский, герцинский, и альпийский циклы геотектогенеза.

Однако рядом исследователей выявлены очень крупные фазы тектогенеза, кроме указанных выше. Нами по материалам из Западной Сибири установлено с начала палеозойской эры не менее 14 интрузивных циклов (Усов, 1936), отвечающих в большинстве случаев не подчиненным подфазам, а настоящим фазам тектогенеза.

Отсюда видно, что вопрос об объеме циклов геотектогенеза является еще далеко не решенным. И необходимы детальные сравнительные тектоностратиграфические исследования в разных странах, чтобы подойти к его

разрешению. В своей сводке по циклам и фазам тектогенеза Западно-Сибирского края мы приняли все ощутительные вспьшки складчатости за фазы; но, согласно с общим стремлением увеличить объем циклов, мы объединили их по некоторым признакам в крупные циклы, почти точно отвечающие стратиграфическому расчленению истории Земли.

5. В своей работе «Геотектоника СССР» М. М. Тетяев дал интересный опыт восстановления палеогеографических карт распределения складчатых зон и их платформ для принятых им основных фаз складчатости. Эти карты наглядно показывают, что, действительно, складчатые зоны и их платформы для разных фаз в общем самостоятельны как по своему взаимному положению, так и по преобладающему направлению простирания складчатых толщ (Тетяев, 1938).

Однако это еще не значит, что, если составить карты для других вспьшек складчатости, признаваемых обычно за подфазы, то не получится такая же картина отношений. Совместное нахождение в ряде районов, например, кембрийских и силурийских складчатых формаций еще не указывает на то, что эти формации подверглись лишь одной каледонской основной фазе складчатости в общих геосинклинальных зонах; ведь частое совместное нахождение, например, силура и карбона не препятствовало отнесению их к разным фазам тектогенеза. Между тем, по крайней мере в горных районах Западной Сибири, кембрийские и силурийские отложения так отличаются по степени метаморфизма и даже по условиям залегания, несмотря на возможную некоторую перестройку кембрийской толщи при каледонской складчатости, что они не могут быть объединены в одну складчатую зону.

К этому нужно прибавить, что структуры развиваются с каждой новой фазой тектогенеза, проявившейся в данном участке, и что, следовательно, происходит некоторое взаимное приспособление структур толщ разных фаз тектогенеза. Кроме того, древние толщи в общем случае занимают меньшие площади, выходящие из-под более молодых формаций. Отсюда явствует, что чем древнее складчатая толща, тем труднее констатировать индивидуальные особенности ее структуры. Поэтому обычно ядра размытых антиклиналей причленяются к общей складчатой толще, а их более метаморфизованный и дислоцированный характер объясняют более глубоким залеганием этих ядер. Между тем данная антиклинальная структура определяется лишь лежащим боком видимых формаций; что же касается ядер, то они могут относиться к образованиям другого цикла геотектогенеза, и нужны детальные исследования состава и строения ядер антиклиналей, чтобы выяснить их действительное стратиграфо-тектоническое положение.

Одним словом, составление геотектонических карт только по общепринятым циклам представляет лишь повторение первых опытов этого рода, отвечавших состоянию знаний того времени. Теперь нужно обратиться к составлению геотектонических карт по отдельным выявленным фазам тектогенеза,—по крайней мере тем, которые достаточно интенсивны и сопровождалась интрузиями. И нет сомнения, что эти карты будут также достаточно резко отличаться друг от друга, конечно совпадая на отдельных участках. Впрочем, это встречается и на картах, составленных для крупных циклов геотектогенеза.

6. Итак, в циклах геотектогенеза выделяют по одной основной фазе тектогенеза. Эта фаза представлена в основном складчатостью и сопровождающими ее дизъюнктивными, а также интрузиями, которые составляют свой особый цикл вулканизма. Она, несомненно, имеет сложный характер, что ясно из следующих отношений. Во-первых, в эту фазу тектогенеза вставляется интрузивный цикл, состоящий из целого ряда фаз сжатия и расширения. Во-вторых, в фазу тектогенеза некоторые осадочные породы рассланцовываются, что возможно только после диагенезиса этих пород, обусловленного возобновлением сжатия.



В-третьих, известны толщи, отлагавшиеся во время складчатости: они распадаются на ряд мелких свит, обладающих различными углами падения.

К сожалению, трудно или даже невозможно восстановить отдельные этапы формирования складок, разделенные, конечно, этапами расширения. Только во время интрузивного цикла отдельные этапы сжатия и расширения проявляются довольно отчетливо на составе и строении магматических образований. К сожалению, пока не известно, в какой этап фазы складчатости начинаются интрузивные процессы. По некоторым структурным отношениям представляется, что формирование интрузии начинается уже после того, как складчатая структура успеет достаточно оформиться (Усов, 1939).

Заканчивается фаза тектогенеза мощным этапом расширения за счет большого количества энергии, которая выделилась в фазу сжатия и не могла быстро удалиться в мировое пространство из твердой Земли. Накопившись в достаточном количестве, она приводит к революционному этапу поднятия крупных зон поверхности с параллельными обрушениями и вулканическими процессами. Это — макроколебания М. М. Т е т я е в а (1934, 31). В этот этап происходит оформление основных геоморфологических элементов поверхности Земли, развивающихся в последующую длительную эволюционную эпоху следующего цикла геотектогенеза.

Интересно то, что перед обрушением в этот этап расширения во многих местах уже успели образоваться предельные равнины, обрезаемые сбросами грабенов. Следовательно, вся фаза тектогенеза протекает в течение достаточно длительного промежутка времени. Так, последний этап расширения альпийского цикла геотектогенеза захватил, повидимому, весь четвертичный период и, кажется, еще не закончился к настоящему времени, если судить по продолжающемуся росту обрушений и не прекращающемуся вулканизму в соответствующих кольцах — средиземноморском и круготихоокеаническом.

Но этот этап был неоднородным. Если судить по террасам и ступеням выравнивания, он прерывался этапами сжатия, которые вызывали опускания приподнятых частей поверхности. В результате получались колебания. Некоторые этапы сжатия были настолько значительными, что проявлялись складчатые движения, частью в виде тангенциальных дизъюнктивов. На Алтае, например, и ледниковые постплиоценовые отложения местами выведены из горизонтального положения. В одном месте наблюдалось даже надвигание палеозоя на эти отложения (Усов, 1935).

Современный геологический момент является, таким образом, переходным от альпийского цикла геотектогенеза к новому циклу, развитие которого будет находиться, несомненно, под большим воздействием нового геологического фактора — человечества.

#### 7. Схема движений геотектонического цикла:

Основные формы движений	Специальные формы движений
Эволюционный период с пульсациями сжатий и расширения	Цикл эффузивного вулканизма
	Подфаза тектогенеза
Фаза тектогенеза с этапами сжатия и расширения	Цикл интрузивного вулканизма
	Этапы макроколебаний с эффузивным вулканизмом

## БИБЛИОГРАФИЯ

- Т е т я е в М. М. Основы геотектоники. ОНТИ, 1934.  
 — Геотектоника СССР. ГОНТИ, 1938.  
 У с о в М. А. Тектоника Кузбасса. — Пробл. сов. геол., 1935, 5, № 2, 113—134.  
 — Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. — Томск, изд. Зап.-Сиб. геол. тр., 1936.  
 — Стратиграфическое положение интрузивных тел. — Сов. геол., 1939, № 4—5.  
 Ш и р о к о в А. З. О мощности отложений Донецкого карбона. — Сов. геол., 1938, 8, № 12, 43—54.  
 C h a m b e r l i n R. a. S h e p h a r d F. Some experiments in folding. — Journ. Geol., 1923, 31, № 6, 490—513.  
 C l o o s H. Ueber antithetische Bewegungen. — Geol. Rdsch., 1928, 19, 246—256.  
 — Ueber Biegungsbrüche und selektive Zerlegung. — Geol. Rdsch., 1933, 24, H. 3, 203—219.  
 P a e s k e l m a n n W. Ueber Beziehungen zwischen Facies und Tektonik im Devon des Sauerlandes. — Zts. dtsch. geol. Ges., 1930, 82, 590—598.  
 S t a c h E. Gleichzeitigkeit von Sedimentation und Faltung. — Zts. dtsch. geol. Ges., 1932, 84, H. 8, 607—618.

M. A. USSOV

### CYCLES, PHASES AND STAGES OF ENDOGENETIC GEOLOGICAL PROCESSES

1. The idea of cycles has been long since introduced into geology, for the cyclicity of geological processes, the course of which follows a circle (*κύκλος* — circle) or, as it is now clear to anyone acquainted with dialectic materialism, follows a spiral, with a return, so to say, to the initial position, is really striking. This idea was introduced by persons who were elemental materialists, but materialists-mechanists, for which reason such a term was chosen which does not reflect the real course of the geological processes. Therefore it is only in the first very rough approximation that we may speak of cyclicity as a recurrence of geological processes.

The geological cycle of the 1st order comprises the totality of geological processes, the leading part being played by endogenetic processes, from one to another phase of tectogenesis. Within this main cycle, a number of cycles of a lesser order are distinguished, of which only cycles of exogenetic processes have been made out and more or less developed, — the cycle of erosion, the arid cycle, etc.

Then rather widespread is the conception of a fundamental geomorphological cycle comprising a successive change of the relief from a plain to a plain. It is clear that the fundamental geological and geomorphological cycles coincide. This is only natural since both are determined by endogenetic movements.

Thus we may speak of a geotectonic cycle which essentially corresponds to the fundamental geological cycle, *i. e.* under a geotectonic cycle we should mean a totality of successive movements from one phase of tectogenesis to another.

In a geotectonic cycle magmatic processes are of a great significance, both theoretical and practical. During some geotectonic cycles the magmatic activity is displayed several times. There exist different opinions concerning the internal relation between these separate epochs of volcanism in a given geotectonic cycle. The author thinks that they are not related between each other and that each epoch of volcanism is characterized by a primary magma of its own, originating during a corresponding sharp tectonic movement. From the author's standpoint there cannot be any volcanic cycle coinciding with the fundamental geological or geotectonic cycle. At any rate this is a moot question.

But one can distinguish also a volcanic cycle, meaning by it a totality of processes of segregation and deposition of differentiates of a given primary magma, e. g. originating in connection with the phase of folding tectogenesis.

Both the geotectonical and the volcanic cycle of endogenous processes are of a complex nature. We should establish the fundamental elements of these cycles and come to an understanding concerning the proper nomenclature, which in general expresses the degree of our knowledge of a given phenomenon, contributing to the further development of investigations.

2. Let us turn first to the volcanic cycle, as a simpler one, and at the same time one represented by factual data.

It is known that every magma is capable of being differentiated, yielding at first magmatic, then gaseous and ultimately aqueous derivatives. However, without any external influence no differentiation of a primarily homogeneous magma can take place. If the occasional admixtures of fragments or blocks of the enclosing rocks be excluded, as well as the insignificant value of the difference of temperatures in the primary abyssal magmatic chamber, it should be recognized that the principal factor of differentiation of the primary magma is the influence exercised upon it by tectonic movements.

It the tectonic action upon the magma had been a continuous one, without any interruption, the magma would have been differentiated also in the form of a continuous series of derivatives and would have been ultimately converted to a complex thickness of rocks and mineral formations arranged in a definite succession. In reality we rarely see these primary magmatic chambers but usually have to do with magmatic masses, displaced into the upper horizons of the earth's crust or to its surface. Of course, a certain differentiation occurs here as well, but it proceeds on a quite insignificant scale, — be it even because of the fact that there is neither time enough nor sufficient tectonic action upon the magma for a thorough differentiation. Hither come derivatives of the primary magma differentiated at depth.

Observations of the structure of the ancient deposits and of the present volcanoes show that the magma is displaced by separate portions at certain intervals of time, during which the preceding portion of magma has time to crystallize, and the magmatic rock formed, to undergo crushing. The same should be said about the gaseous and aqueous derivatives of the magma, as it is well seen from a microscopic study of mineral and ore formations.

Thus the volcanic process, like any other process, follows a discontinuous-continuous course. Evidently the matter stands as follows: during a certain interval of time the magma is subject to a tectonic action when it is differentiated; then the pressure is released, and the magmatic differentiate is shifted along the accessible paths opened up to the upper horizons of the earth's crust or to its surface.

But the same is contemplated by the geotectonic theory of self-development of the matter of the earth, deduced by the methods of dialectic materialism (Ussov, 1936, 1939). According to this theory, the tectonic movements are determined by a struggle of the contraction and expansion of the self-developing matter of the earth. In particular, any phase of tectogenesis is of a complex nature, during this phase an alternation of contraction and expansion being manifested. During contraction the magma is differentiated, and fissures originate in the continent; during expansion these fissures are opened up, or new fissures are formed, and the derivatives of magma are displaced.

3. The composition and structures of bodies of magmatic rocks of different cycles are extremely variegated. If for the moment only magmatic rocks proper be viewed, then in some cases the body is represented by one variety of the rocks, while in others it has a complex composition, e. g. it consists of gabbro, diorite, and granite with different aplite-pegmatite veins. The same

should be said about the emanational products, the conditions here being still more complex, for the successive flows may follow the same or different fissure paths. Finally, in some cases the upper horizons of the earth's crust contain only emanational products, as telemagmatic formations, and there are no visible magmatic bodies.

Such a variegated picture of the forms of magmatic products is evidently caused by a different distribution in time of the manifestations of contraction and expansion. And this is but natural since the cycles cannot be the same in the process of self-development of the matter of the earth. Of particular importance in this respect is expansion, for it is only expansion that brings out the derivatives of magma and makes them concrete in the upper horizons of the earth's crust accessible for observation.

Expansion brings out from the magmatic chamber the last derivative of the magma differentiation in so far the succession of eruptions observed corresponds to the succession of the differentiation of the magma. But why is it the last differentiate that rushes into the fissure? Does it signify that the preceding differentiates had been already crystallized, or is there some other cause of this interesting relationship?

There is no doubt that if the differentiation had advanced sufficiently far, the first derivatives might have passed into a solid aggregate state, since they became dead, having lost much energy. But it is not this fact that determines the above relationship. The fact is that the successive differentiates of magma have an increasingly lower specific gravity and therefore occupy the upper layers of the magmatic chamber whence they proceed to the fissure paths of the continent.

The fact that some of the preceding derivatives of magma are still in a mobile condition before the opening up of the magmatic chamber by fissures is proved by cases, — rare, it is true, — of a recurrence of more basic eruptions subsequent to comparatively acid ones. Some cases of recurrence, however, should be considered as doubtful: they may refer to a different volcanic cycle. Thus, in the course of the first investigations of the adamellite intrusion in Mountainous Shoria, Kuznetsk Alatau, it seemed that the dikes of diabasophyrites and then of quartz albitite-porphyrates belonged to the vein series of this intrusion; however further studies revealed that these vein rocks were separated from the adamellite intrusion by a small geotectonic cycle (Ussov, 1935).

Thus, each volcanic cycle is an individual one both according to the composition of the original magma and according to the differentiates brought out into the upper horizons of the earth's crust or to its surface. Consequently, a volcanic cycle consists of quite definite elements, characterizing it and reflecting the peculiarities in the self-development of the matter of the earth at the given moment of its history. For these elements already a long time ago the common name of phase was suggested. Thus, e. g. in the granite intrusion there are the diorite, the granite, the aplite, the ore phase, etc. However little may be the quantity of the portion of the substance independently separated out by the magma at a given moment of expansion, it deserves to be given the name of phase. Small portions of emanations, however, with noble or rare metals are of much greater importance for mankind than the enormous mass of the diorite, e. g., phase of the given cycle of volcanism.

The author does not propose smaller subdivisions of the volcanic cycle. It is true that in the geochemical tables of some mineralogical studies the term «stage of mineralization» is sometimes used; but this is done because the name of «phase» has been applied to the group of pneumatolytic or hydrothermal products. It seems to the author that it is better to call them «groups», retaining the term «phases» for designating the separate effusions of emanations, corresponding to independent phases of expansion.



4. We shall pass now to the cycles of geotectogenesis. According to the most widespread conception, each cycle of tectogenesis consists of a prolonged evolutionary period, ending in folding, which determines the fundamental structure, tectonics of the earth's crust. These revolutionary moments of geotectogenesis were separated out as phases of folding. Of late «the phase of tectogenesis» has been preferably used.

Such is the scheme of a cycle of geotectogenesis. In reality it is much more complicated. The evolutionary period is not always a quiet, slowly developing one. Sometimes it is interrupted by small revolutionary outbursts of folding or by epochs of effusive volcanism.

The manifestations of effusive volcanism represent the characteristic phase of a given cycle of geotectogenesis but in themselves constitute a special cycle of volcanism. As to the manifestations of folding or tectogenesis amidst an evolutionary period, the question of their systematic position is still open to discussion.

Thus in the literature on the phases of tectogenesis these minor manifestations of folding are separated out under a general name of subphases, indicating their subordinate position in the total cycle of geotectogenesis. Since this term has already become firmly established, it must be accepted, although in their significance the subphases of tectogenesis may be not second to the phases of effusive volcanism within the evolutionary period of geotectogenesis.

At the same time arises the question as to which outbreaks of folding are the real phases and which are subphases of tectogenesis, *i. e.* what is the scope of the cycle of geotectogenesis. To dwell upon the views of M. M. Tetiaeff, who paid to this question particular attention, the following moments characteristic of the real cycles, with corresponding phases of tectogenesis at their end, should be noted:

First, the universal nature of folding, *i. e.* the manifestation of folding in the corresponding zones throughout the surface of the earth. It is clear that this criterion is not a decisive one, since from the standpoint of the geotectonic theory of self-development of the earth's matter every large movement must manifest itself everywhere under suitable conditions.

Second, the independent position of the zones of folding, which does not depend on the arrangement of zones and platforms of the preceding phase of tectogenesis. This criterion is of essential importance, but in a number of cases a certain sequence is observed in the originating of structures of the new cycle of tectogenesis (Tetiaeff, 1934). Hence, when studying individual regions, even large ones, the given criterion for separating out the independent phases of tectogenesis according to the geographical location of the folded zones cannot be relied upon.

Third, the various elements of occurrence of different folded zones. However, this criterion too, like the foregoing one, is not quite reliable, as the heredity in the origination of geosynclines and hence of folded zones is not infrequently observed, at least within the boundaries of individual areas.

Finally, the relation of the phase of tectogenesis with the intrusion. This is a substantial criterion. But it should be borne in mind that tectonists in most cases are not concerned with the actual determination of the age of the intrusive rocks, *a priori* referring them, according to some features, to a few most sharply pronounced phases of tectogenesis accepted in the literature. Thus M. M. Tetiaeff thinks it possible to distinguish within the historical periods of life of the earth only the Caledonian, Hercynian and Alpine cycles of tectogenesis.

However, several investigators have established the existence of very large phases of tectogenesis in addition to the foregoing ones. From materials collected in Western Siberia the author has established not less than fourteen cycles since the beginning of the Paleozoic era (Ussov, 1936), which in most

cases correspond not to subordinate subphases but to real phases of tectogenesis.

From the aforesaid it is seen that the question as to the scope of the cycles of geotectogenesis is as yet far from being settled. Detailed comparative tectonic and stratigraphic studies in different countries are necessary for its solution. In his summary of the cycles and phases of the tectogenesis of the West-Siberian region the author has regarded all the tangible outbursts of folding as phases, but in accordance with the general tendency to increase the scope of cycles, he has united them, according to some features, in large cycles, almost precisely corresponding to the stratigraphic subdivision of the history of the earth.

5. In his paper on the «Geotectonics of the U. S. S. R.» M. M. Tetiaeff has made an interesting attempt to reconstruct the paleogeographical maps of the distribution of folded zones and their platforms for the major phases of folding accepted by him. These maps demonstrate that actually the folded zones and their platforms for the different phases are in general independent both in their mutual position and in the predominating trend of strike of the folded masses (Tetiaeff, 1938).

However, this does not mean that if maps for the other outbreaks of folding, generally recognized as subphases, be prepared, no similar picture of relations will be obtained. The joint presence in a number of regions, e. g. of Cambrian and Silurian folded formations, is yet no evidence of the fact that these formations had undergone only one Caledonian major phase of folding in the common geosinclinal zones; the frequent joint occurrence, e. g. of the Silurian and Cambrian did not prevent them from being assigned to different phases of tectogenesis. On the other hand, at least in the mountainous regions of Western Siberia the Cambrian and Silurian deposits are so different in the degree of metamorphism and even mode of occurrence, in spite of a certain possible rebuilding of the Cambrian deposits during the Caledonian folding, that they cannot be united in one folded zone.

To this it should be added that the structures are developed with each new phase of tectogenesis manifested in the given area, and that consequently occurs a certain mutual adaptation of the structures of the deposits of different phases of tectogenesis. In addition, the old formations in the general case occupy lesser areas coming out from under younger formations. Hence it is clear that the older the folded formation, the more difficult it is to determine the individual peculiarities of its structure. Therefore usually the cores of eroded anticlines are viewed together with the entire folded formation, and their more highly metamorphosed and dislocated nature is accounted for by a deeper location of these cores. The given anticlinal structure is determined only by the footwall of the visible formations; as to the cores, they may belong to formations of a different cycle of geotectogenesis, and detailed investigations of the composition and structure of the cores of anticlines are necessary in order to make out their actual stratigraphical and tectonic position.

In one word the preparation of geotectonic maps only according to the generally accepted cycles is only a repetition of the first experiments of this kind, corresponding to the status of knowledge of that time. Now we should turn to the preparation of geotectonic maps according to the phases of tectogenesis established, at least to those which are intensive enough and are accompanied by intrusions. There is no doubt that these maps will also greatly differ from each other, although coinciding in different areas. This is, however, met with on maps prepared for large cycles of geotectogenesis.

6. Thus in cycles of geotectogenesis, one major phase of tectogenesis is established in each. This phase is represented in the main by folding and disjunctives accompanying it, as well as by intrusions, which constitute

a particular cycle of volcanism of their own. It is undoubtedly of a complex nature, which is evident from the following relationships:—

First, into this phase of tectogenesis an intrusive cycle is inserted, consisting of a number of phases of contraction and expansion.

Second, during the phase of tectogenesis some sedimentary rocks become schistose, which is possible only after a diagenesis of these rocks, caused by a renewal of contraction.

Third, formations are known, which were deposited during the folding: they fall into a number of small series possessing different angles of dip.

Unfortunately, it is difficult or even impossible to reconstruct the separate stages in the shaping of folds, certainly separated by stages of expansion. It is only during the intrusive cycle that separate stages of contraction and expansion are rather distinctly reflected on the composition and structure of magmatic formation. Unfortunately, it is as yet unknown in which stage of the phase of folding do begin the intrusive processes. From certain structural relationships it seems that the shaping of the intrusion began already after the folded structure had time to be sufficiently shaped (Ussov, 1939).

The phase of tectogenesis ends in a powerful stage of expansion at the expense of a large amount of energy, which was emitted at the phase of contraction and could not be rapidly dissipated into the world space from the solid earth. Being accumulated in a sufficient amount it leads to a revolutionary stage of elevation of large zones of the surface with parallel stoping and volcanic processes. These are macro-oscillations of M. M. Tetiaeff (1934). At this stage occurs the shaping of the principal geomorphological elements of the surface of the earth, developing in the subsequent prolonged evolutionary epoch of the next cycle of geotectogenesis.

It is interesting that before the stoping at this stage of expansion in many places had already time to form peneplains cut by the faults of grabens. Consequently the whole phase of tectogenesis proceeds during a sufficiently prolonged interval of time. Thus the last stage of expansion of the Alpine cycle of geotectogenesis probably embraced the whole of the Quaternary period and seems to have not yet terminated by now, if we judge by the continuing increase of stopings and the unceasing volcanism in the corresponding rings: the Mediterranean and the Pacific.

But this stage was not a uniform one. If we judge by the terraces and steps of levelling, it was interrupted by stages of contraction, which produced subsidences of the elevated parts of the surface. As a result, oscillations were produced. Some stages of contraction were so considerable that folding movements were developed, partly in the shape of tangential disjunctives. In the Russian Altai, e. g., the glacial post-Pliocene deposits have been locally shifted out of their horizontal attitude. In one place even a thrusting of the Paleozoic over these deposits was noted (Ussov, 1935).

The present geological moment thus is a transitional one from the Alpine cycle of geotectogenesis to a new cycle, the development of which will undoubtedly be greatly influenced by a new geological factor—mankind.

#### 7. A scheme of movements of the geotectonic cycle:

Major forms of movements	Special forms of movements
Evolutionary period with pulsations of contraction and expansion.	Cycle of effusive volcanism Subphase of tectogenesis
Phase of tectogenesis with stages of contraction and expansion.	Cycle of intrusive volcanism Stages of macro-oscillations with effusive volcanism.

Translated by A. Brashnina

М. А. УСОВ**ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ЗОНЫ СКЛАДЧАТОСТИ**

1. Складчатость проявляется в особых зонах, имея различные формы своего выражения: это—и типичные складки без разрыва сплошности слагающих пород, и надвиго-взбросовые формы, и сланцеватость как срезания, так и истечения. Все эти формы распределяются закономерно, в зависимости от обстановки, существенно от глубины залегания пород в фазы тектогенеза. Следовательно, можно говорить о вертикальных зонах складчатости.

Рассмотрение этих зон, чем мы займемся, поможет решить один дискуссионный вопрос: чему обязана складчатость — сжатию или расширению. Собственно, почти аксиомой считается положение, что складчатость есть выражение сжатия Земли, приурочивающегося к отдельным, подготовленным для этого наиболее слабым зонам. Однако имеются предложения рассматривать складчатость как следствие расширения, например при нагревании (Staub, 1928).

За последнее время М. М. Тетяев воскресил попытку М. Рида приписывать складчатость расширению, исходя из теории диалектического материализма. По его мнению, после образования земной коры, в виду невозможности удаления энергии, развивающейся при сжатии внутри Земли, расширение стало ведущим фактором в борьбе сжатия и расширения, почему фазы тектогенеза представляют скачок именно расширения, а не сжатия (Тетяев, 1934).

Однако механика этого процесса, изображаемого М. М. Тетяевым, кажется искусственной и прямо непонятной. Например, неясно, откуда у масс геосинклинали появляется тенденция восходящего и нисходящего движений и как при нейтрализации этих тенденций уплотняющиеся породы приходят в боковое движение, собираясь в складки (Тетяев, 1934).

Описываемые ниже формы проявления складчатости в разных вертикальных зонах земной коры заставляют признать, что в зонах складчатости действительно есть восходящее движение вещества, но что это движение есть результат сжатия. Следовательно, складчатость есть выражение сжатия.

2. Типичные складки образуются в молодых толщах, отложившихся до фазы тектогенеза и еще сохранивших гибкость, способность собираться в складки без разрыва сплошности. Конечно, образовавшиеся в данную фазу тектогенеза складчатые структуры могут при последующих фазах тектогенеза развиваться, т. е. делаться более крутыми и сжатыми; но это развитие сопровождается уже разрывами, с проявлением тангенциальных дизъюнктивов.

В пределах складчатой зоны складки закладываются и развиваются неравномерно в зависимости от мощности и фаціальности собирающихся в складки отложений, а также от характера фундамента и его поверхности.



Таким образом, полосы сравнительно пологой складчатости могут чередоваться с более узкими полосами интенсивной складчатости, причем опрокидывание складок происходит иногда в разные стороны.

В зависимости от интенсивности складчатости складки могут выливаться на платформу, с образованием типичных шарьяжей. Во всяком случае между собственно складчатой зоной и платформой с первично залегающими синхронными осадками проходит переходная зона с более простыми складками, иногда куполовидной формы. Мало того, и на платформе, на значительном расстоянии от складчатой зоны, могут появиться складчатые полосы, отвечающие более слабым поясам земной коры. Понятие о передовых складчатых сооружениях уже давно появилось в геологической литературе (Kober, 1928).

Как правило, простирание складок в общем параллельно раме геосинклинали, причем последняя, равно как и возникшая на ее месте складчатая зона, может окружать свою платформу (Kober, 1928; R. Willis a. B. Willis, 1934; Staub, 1928).

Однако складки нередко ветвятся, образуют гирлянды и выступают кулисообразно, причем в последнем случае простирание складок бывает под углом к раме складчатой зоны.

Конечно, складки по своему простиранию выклиниваются. Это — известное их свойство. Выклинивается и целая зона складок, число которых уменьшается и которые становятся более пологими и куполообразными. Впрочем, в решении вопроса о взаимоотношении структурных форм центральной глубже денудированной части складчатой зоны и более высоких ее горизонтов нужно принимать еще во внимание возможность участия ряда фаз тектогенеза в формировании данной сложной складчатой структуры (Kober, 1928; Staub, 1928).

Все эти свойства складчатости были выведены и с механической точки зрения были оформлены контракционистами. Поэтому напрасно М. М. Тетяев полагает, что они не совместимы с образованием складок в результате сжатия, а указывают на расширение, как на основную причину складчатого процесса.

3. Геосинклиналь имеет обычно сложный характер, разбиваясь на ряд геосинклиналей более мелкого поряддка, разделяемых возвышениями, иногда не выходящими из-под уровня бассейна. Естественно, что осадки отлагаются более охотно в понижениях. Поэтому при общем опускании геосинклинали, в интрагеосинклиналях — по выражению М. М. Тетяева (1934, 1938) — осадочная формация имеет более значительную мощность, чем в интрагеоантиклиналях.

Не менее естественно, что первичные неровности фундамента осадочной формации наследуются возникающими складками, т. е. на месте интрагеоантиклиналей возникают антиклинориумы и на месте интрагеосинклиналей — синклинориумы. Детальные исследования в Рурском каменноугольном бассейне показали, что действительно мощность угольных свит в антиклиналях меньше и в синклиналях больше (Kober, 1928).

Поэтому не совсем понятно, почему М. М. Тетяев полагает, что при складчатости происходит «инверсия» рельефа фундамента складчатой толщи: на месте интрагеосинклиналей возникают антиклинориумы и на месте интрагеоантиклиналей — синклинориумы (1934, 1938). В этом предложении все поставлено на голову. И обосновывается оно тем, что будто бы в антиклинориумах мощность складчатой толщи больше, чем в синклинориумах. Однако в приводимых примерах — в частности Донбасс и кристаллическая полоса — антиклинориумы сильно размыты, так что измерить мощность складчатой толщи в них даже невозможно. Кроме того, мощность угленосных свит Донбасса по направлению к югу, к кристаллической полосе вовсе не **возрастает** последовательно, а имеет некоторый перелом, да и структура

угленосной свиты в пределах антиклинориума становится более простой (Усов, 1936<sub>2</sub>).

Таким образом и теория и мировая практика показывают, что антиклинориумы и синклинориумы складчатой зоны закладываются соответственно на интрагеоантиклиналях и геосинклиналях первичной геосинклинали.

4. Теперь мы рассмотрим вопрос о том, как изменяется интенсивность складчатости в данной формации в вертикальном направлении. Прежде всего нужно отметить, что в конкретных разрезах складчатая толща представляется обычно в виде более или менее сложного синклинориума, тогда как в антиклинориумах, как правило, эта толща бывает размыта, иногда до более древней формации ядра складки. Поэтому мы обратимся сначала к синклинориумам.

Лабораторные опыты показали, что в синклиналях, которые всегда характеризуются блокированным состоянием, интенсивность складчатости увеличивается к центру системы, т. е. снизу вверх. Это подтвердилось и на структурах синклинориумов целого ряда каменноугольных складчатых месторождений, изученных хорошо в связи с проведением подземных выработок (Kober, 1928; R. Willis а. В. Willis, 1934). Такой совершенно естественный вывод не зависит от того, как закладывается и развивается складчатость, по концентрическому или дисгармоническому типу.

Что касается антиклиналей, то в них интенсивность складчатости, конечно, увеличивается сверху вниз, поскольку можно заметить это при размытом положении антиклинориумов. И если не считаться с ядрами антиклинориумов, которые сложены часто более древними и сильно дислоцированными толщами, то при прочих равных условиях синклинориумы имеют более сложную структуру, чем антиклинориумы одной и той же формации.

В связи с этим не мешает отметить, что по М. М. Тетяеву дело обстоит как раз наоборот: антиклинориумы сильнее дислоцированы, чем синклинориумы (1934, 1938). Однако если обратиться к конкретным и хорошо изученным примерам, то увидим, что это положение не подтверждается фактами. Так, в Донбассе угленосные свиты при подъеме на южный антиклинориум, размытый до кристаллического основания, получают более простую и спокойную складчатую структуру (Широков, 1938).

5. Перейдем теперь к структурам фундамента складчатой толщи. С этими структурами можно ознакомиться конечно лишь там, где фундамент вскрыт денудацией и более или менее освобожден от молодой складчатой формации. Здесь мы видим структуры двух типов в зависимости от состава и строения фундамента.

Первый тип фундамента представлен складчатыми толщами, не особенно метаморфизованными и консолидированными; в частности, в них нет или мало интрузивных тел, которые особенно хорошо закрепляют осадочные формации. Таких примеров много в Западной Сибири. Так, угленосные свиты Кузбасса покоятся на морском среднем палеозое, обладающем подобными свойствами.

При последующих складчатых движениях складчатые структуры фундамента развиваются, т. е. становятся более сжатыми, с более крутыми крыльями складок. Это развитие происходит особенно успешно в том случае, когда складчатость имеет аккордантный или постумный характер. Вместе с тем развитие старых складок обязательно сопровождается явлениями кливажа или сланцеватости срезания (R. Willis а. В. Willis, 1934), а также развитием или новообразованием тангенциальных дизъюнктивов, в более консолидированных толщах, заменяющих, так сказать, складчатость и получающих значение основных элементов структуры.

Дизъюнктивы, развивающиеся в фундаменте, выходят в вышележащую молодую складчатую толщу, обуславливая узкие полосы сложной струк-

туры, столь характерные, например, для угленосных свит Кузбасса. В крайних случаях к поверхности земли они перерастают в шарьяжи.

Второй тип фундамента, связанный с первым переходами, только что отмеченными, представлен жесткими толщами, например кристаллическими сланцами. Ясно, что при проявлении новой складчатости в данной зоне эти жесткие толщи могут реагировать в основном лишь тангенциальными дизъюнктивами, сместители коих, по закону Гартмана, получают более или менее крутое падение (Kober, 1928; Staub, 1928). Этими трещинами фундамент разбивается на ряд чешуй, опрокинутых обычно веерообразно в сторону той и другой платформы.

Типичным примером такой структуры является пеннинская структура альпид (Kober, 1928; Staub, 1928), состоящая из чешуй кристаллических сланцев. Несомненно, что такая же структура располагается под гельветской структурой мезо-кайнозой и ее чешуйчатыми шарьяжными покровами и что пеннинская и гельветская структуры тесно связаны общностью происхождения и сместителей.

6. Не всегда складчатость проявляется лишь там, где предварительно была отложена более или менее мощная толща осадков. Обычное совпадение складчатой зоны с геосинклиналью обусловлено двумя основными причинами: во-первых, при развитии геосинклинали соответствующая зона земной коры ослабляется и так сказать подготавливается для последующих скачковых движений; во-вторых, в молодых сложных толщах складчатость особенно хорошо проявляется и нами восстанавливается.

Однако уже давно, например Э. Арганом, было установлено, что складчатость проявляется и в таких зонах, которые сложены до самой поверхности жесткими толщами или имеют эпиконтинентальный покров рыхлых отложений. Э. Арган предложил выделить эти типы складчатости под названиями соответственно складчатость основания и покровная складчатость (Argand, 1923). Впрочем, эти типы резко противопоставлялись альпийской складчатости: обычно их считали разновидностями слабой складчатости саксонского типа, не связанной с геосинклинальными зонами.

Однако за последнее время стали описывать резкую складчатость и в зонах без геосинклинальных отложений, конечно в том ее проявлении, которое характерно для жестких толщ и которую мы находим в фундаменте геосинклинальной складчатой зоны, т. е. существенно в виде чешуйчатой взбросо-надвиговой структуры. Такие структуры, частью с остатками небольшой толщи мезо-кайнозой, описал для Забайкалья М. М. Тетяев (1938). Классический пример такой структуры мы нашли в юго-восточном Алтае, где альгонк и палеозой образуют чешуйчатую структуру, обусловленную существенно мезозойским движением и возобновленную также в кайнозойскую эру, если судить по тому, что даже нижнечетвертичные ледниковые отложения принимают в них участие (Нехорошев, 1934).

Таким образом, необязательно наличие геосинклинальных отложений для проявления складчатости, конечно в соответствующих формах.

7. Опускаясь в более глубокие зоны складчатости, вскрываемые кое-где денудацией, мы видим круто поставленные складчатые толщи, регионально рассланцованные и превращенные в метаморфические сланцы. Эти сланцы по интенсивности метаморфизма и минералогической фациальности разделяются на образования (сверху вниз) эпизоны, мезозоны и катазоны.

Сланцеватость этих зон есть уже сланцеватость истечения, при которой ширина кристаллической зоны уменьшается и вещество сланцев как бы течет кверху, к месту наименьшего сопротивления, а все структуры в связи с этим становятся крутыми. Эта сланцеватость истечения по отдельным узким зонам, вдоль сместителей, проявляющаяся и в верхних горизонтах земной коры, есть своеобразная форма складчатости на больших глубинах,

связанная с полным раздроблением и перекристаллизацией пород, вплоть до мельчайших их компонентов.

Наконец, на очень больших глубинах в фазы тектогенеза складчатые движения сопровождаются анатексисом пород, с дифференциацией и общим небольшим перемещением вверх образующейся магмы, за счет которой получают различный тип орто- и парагнейсы.

8. Итак, в складчатой полосе движения индивидуализируется по глубинным зонам, в зависимости от свойств пород и от физико-химических условий. При этом какую бы форму складчатость ни принимала, мы находим резко бросающиеся в глаза два элемента движений: сокращение в поперечном к простиранию складчатости направлении и поднятие масс, течение их кверху.

Из этих элементов движений М. М. Тетяев принял во внимание только восхождение масс геосинклинали в своей теории, по которой складчатость есть выражение расширения (1934). Но из предыдущего явствует, что восхождение масс есть не причина, а результат складчатости, равно как и сокращение ширины складчатой зоны в поперечном направлении. Нет, складчатость является выражением сжатия тела Земли, локализирующегося в зонах, подготовленных за предыдущее время развитием трещин в фундаменте или ослабленных мощной толщей осадков.

#### БИБЛИОГРАФИЯ

- Григорьев И. Ф. Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы.—Большой Алтай, т. I, 1934, 37—51.
- Нехоролев В. П. Новые данные по геологии Большого Алтая. — Сб. Большой Алтай, т. I, 1934, 17—35.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. — ОНТИ, 1934.
- Геотектоника СССР. — ГОНТИ, 1938.
- Тиррель Г. В. Основы петрографии. М.—Лг., Гос. научно-техн. изд., 1932.
- Усов М. А. Фации и фазы интрузивов. — Изв. Сиб. геол. ком., 1924, 4, № 3.
- Фации и фазы пород эффузивного облика.—Пробл. сов. геол., № 9, 795—812.
- (1) Источники метасоматических изменений нижнесилурийской толщи Западно-Сибирского края. — Изв. Акад. Наук, СССР, отд. мат. и ест. наук, 1936, № 2—3.
- (2) Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. — Томск, Изд. Зап.-Сиб. геол. тр., 1936.
- Широков А. З. О мощности отложений Донецкого карбона. — Сов. геол., 1938, № 12, 43—54.
- Argand E. La tectonique de l'Asie. 1923.
- Kober L. Der Bau der Erde. Berlin, 1928.
- Staub R. Der Bewegungsmechanismus der Erde. 1928.
- Willis R. and Willis B. Geologic structures. New-York — London, 1934.

M. A. USSOV

#### THE VERTICAL ZONES OF FOLDING

The folding is manifested in special zones, having different forms of expression: these are both typical folds without any break of continuity of the composing rocks, and overthrust-upthrust forms, and schistosity of both shear and flowage. All of these forms are distributed with a certain regularity, depending on the environment, essentially on the depth of occurrence of the rocks in the phases of tectogenesis. Consequently one may speak of vertical zones of folding.

The consideration of these zones, to which we shall pass, will aid in solving one problem which is the subject of discussion: to which of the two is folding due — to contraction or to expansion? It is considered almost an axiom that folding is an expression of the contraction of the earth, confined to separate zones prepared for it—those of the greatest weakness. However,



there are some suggestions to consider folding as a consequence of expansion, for instance during heating (Staub, 1928).

In the recent years M. M. Tetiaeff has revived the attempt of M. Reade to attribute folding to expansion, on the basis of the theory of dialectic materialism. In his opinion, after the formation of the earth's crust, because of the impossibility to remove the energy developed during the contraction in the interior of the earth, expansion became the leading factor in the struggle of contraction and expansion, for which reason the phases of tectogenesis represent a leap of expansion, and not of contraction (Tetiaeff, 1934).

However, the mechanics of this process as represented by M. M. Tetiaeff, seems to be artificial and really incomprehensible. For instance, it is not clear whence do the masses of the geosyncline get the tendency of ascending and descending movement, and how upon the neutralization of these tendencies the consolidating rocks get a lateral movement, being gathered in folds (Tetiaeff, 1934).

The forms of manifestation of folding in different vertical zones of the earth's crust, described below, lead us to assume that in the zones of folding there actually exists an ascending movement of the matter, but this movement is the result of contraction. Consequently the folding is an expression of contraction.

2. Typical folds are formed in young strata deposited before the phase of tectogenesis and still retaining their flexibility, their ability to be gathered into folds without destroying the continuity. Certainly, the folded structures formed during the given phase of tectogenesis may develop during the subsequent phases of tectogenesis, *i. e.* become steeper and more compressed; but this development is already accompanied by ruptures, with a manifestation of tangential disjunctives.

Within the folded zone the folds originate and are developed non-uniformly depending on the thickness and faciality of the folding deposits, as well as on the nature of the basement and its surface. Thus belts of a comparatively gentle folding may alternate with narrower belts of intensive folding, the tilting of the folds sometimes taking place to different sides.

Depending on the intensity of folding, the folds may come out on the platform, with the formation of typical overthrust folding. In any cases between the folded zone proper and the platform with primarily lying synchronous sediments passes a transitional zone with simpler folds, sometimes of a quaquaversal shape. Moreover on the platform, within a considerable distance from the folded zone, may also appear folded belts, corresponding to the weaker zones of the earth's crust. The conception of frontal folded structures has long since appeared in the geological literature (Kober, 1928).

As a rule, the strike of the folds is in general parallel to the frame of the geosyncline; the latter, as well as the folded zone formed in its place, may surround its platform (Kober, 1928; Willis R. and Willis B.; Staub, 1928). However, it is not unfrequent that the folds are branching, forming garlands and projecting in an échelon-like fashion, in the latter case the strike of the folds being at an angle to the frame of the folded zone.

Certainly the folds thin out following their strike. This is a well-known property of theirs. A whole zone of folds is also thinning out, the number of which decreases and which become increasingly flatter and dome-shaped. However, in settling the question of the relationship of the structural forms of the central part of the folded zone denudated to a greater depth and of its higher horizons, we should also consider the possibility of the participation of a number of phases of tectogenesis in the formation of the given complicated folded structure (Kober, 1928; Staub, 1928).

All these properties of folding were deduced and formulated from the mechanical standpoint by the contractionists. Therefore it is wrong on the part of M. M. Tetiaeff to think them to be incompatible with the formation of folds as a result of contraction and to point to expansion as the principal cause of the folding process.

3. The geosyncline usually is of a complex mature, being subdivided into a number of geosynclines of a smaller order, separated by elevations, sometimes not rising from under the level of the basin. It is natural that the sediments are more readily deposited in depressions. Therefore, with a general subsidence of the geosyncline, in the intrageosynclines, using the expression of M. M. Tetiaeff (1934, 1938), the sedimentary formation has a more considerable thickness than in the intrageoanticlines.

It is no less natural that the primary roughnesses of the basement of the sedimentary formation are inherited by the originating folds, *i. e.* at the place of intrageoanticlines arise anticlinoria, and at the place of intrageosynclines, synclinoria. Detailed investigations in the Ruhr coal basin showed that actually the thickness of the coal series in the anticlines is less, and in the synclines, greater (Kober, 1928).

Therefore it is not quite conceivable why M. M. Tetiaeff thinks that during folding takes place an «inversion» of the relief of the basement of the folded deposits: in place of intrageosynclines arise anticlinoria; and in place of intrageoanticlines, synclinoria (1934, 1938). In this statement everything is upside down. It is based on the assumption as though the thickness of the folded formation were greater in anticlinoria than in synclinoria. However, in the instances cited, in particular the Donetz Basin and the crystalline belt, the anticlinoria have been strongly eroded, so that it is impossible to measure here the thickness of the folded formation. Moreover, the thickness of the coal-bearing series of the Donetz Basin southward, towards the crystalline belt, does not increase consistently but shows a sudden change, and the structure of the coal-bearing series within the anticlinorium becomes simpler (Ussov, 1936).

Thus both the theory and the world practice show that the anticlinoria and the synclinoria of the folded zone originate on the intrageoanticlines and geosynclines of the primary geosyncline, respectively.

4. Now we shall discuss the question as to the manner in which the intensity of folding in the given formation varies in a vertical direction. In the first place it should be noted that in the concrete sections the folded formation usually appears as a more or less complex synclinorium, while in the anticlinoria, as a rule, this formation is usually eroded, sometimes down to the older formation of the core of the fold. Therefore we shall turn first to synclinoria.

Laboratory experiments have shown that in the synclines which are always characterized by a blocked condition, the intensity of folding increases towards the center of the system, *i. e.* upwards. This has been confirmed also on the structures of the synclinoria of a number of folded coal deposits, well studied in connection with carrying out underground workings (Kober, 1928; Willis R. and Willis B.). Such a natural conclusion does not depend on the manner in which the folding originates and develops, according to the concentric or the disharmonious type.

As to the anticlines, in them the intensity of the folding certainly increases downwards, in so far it may be noted with an eroded position of the anticlinoria. And if we do not consider the cores of the anticlinoria, which are often composed of older and highly dislocated deposits, other conditions being equal, the synclinoria have a more complex structure than the anticlinoria of the same formation.

In this connection it may be noted that according to M. M. Tetiaeff the case is just the reverse; the anticlinoria are more strongly dislocated than the synclinoria (1934, 1938). However, if we turn to concrete and well-studied instances, we shall see that this statement is not confirmed by facts. Thus in the Donetz Basin the coal-bearing series, rising onto the southern anticlinorium, eroded down to the crystalline basement, get a simpler and more quiet folded structure (Shirokov, 1938).

5. We shall pass now to the structures of the basement of the folded formation. To get acquainted with these structures it is possible certainly only where the basement has been exposed by denudation and more or less freed from the young folded formation. Here we see structures of two types depending on the composition and structure of the basement.

The first type of basement is represented by folded formations not very much metamorphosed and consolidated; in particular, there are within them no or few intrusive bodies, which especially well consolidate sedimentary formations. Such examples are numerous in Western Siberia. The coal-bearing series of the Kuznetsk Basin rest on marine Middle Paleozoic, the latter possessing similar properties.

During the subsequent folding movements the folded structures of the basement develop, *i. e.* become more compressed, with steeper limbs of the folds. This development takes place with a special success in the case when the folding has an accordant or posthumous nature. At the same time the development of the old folds is always accompanied by phenomena of cleavage or of schistosity of shearing (Willis R. and Willis B.), as well as of development or formation anew of tangential disjunctives, in more consolidated masses replacing, so to say, the folding and getting the significance of the principal elements of the structure.

The disjunctives developing in the basement pass out into the overlying young folded formation, producing narrow belts of a complex structure so characteristic, *e. g.*, of the coal-bearing series of the Kuznetsk Basin. In extreme cases towards the surface of the earth they grow into overthrust folding.

The second type of basement connected with the first by transitions, just mentioned, is represented by rigid formations, *e. g.* by crystalline schists. It is clear that when a new folding is manifested in the given zone, these rigid formations may react in the main only by tangential disjunctives, the fault fissures of which, following the law of Hartmann, get a more or less steep dip (Kober, 1928; Staub, 1928). By these fractures the basement is broken into a number of scales usually overturned in a fan-like fashion, towards this platform or other.

A typical example of such a structure is furnished by the Pennine structure of the Alpides (Kober, 1928; Staub, 1928), consisting of scales of crystalline schists. There is no doubt that a similar structure is located over the Helvetian structure of the Meso-Cenozoic and its imbricate overthrust-folding covers and that the Pennine and Helvetian structures are intimately related by common origin and displacers.

6. It is not always that the folding is manifested only where previously more or less thick sediments had been deposited. The usual coincidence of the folded zone with a geosyncline is due to two principal causes: first, during the development of a geosyncline the corresponding zone of the earth's crust becomes weaker and is, so to say, prepared for the subsequent leap movements; second, in the young complex formations the folding is particularly well displayed and is reconstructed by us.

However, it has been long since established, *e. g.* by E. Argand, that the folding is displayed also in such zones which up to the very surface are composed of rigid formations or have an epicontinental mantle of loose deposits,

E. Argand proposed to separate out these types of folding under the names of the folding of the basement and folding of the cover, respectively (Argand, 1923). However, these types are sharply opposed to the Alpine folding: they have usually been considered as varieties of a weak folding of the Saxon type, non-related to the geosynclinal zones.

However, in the recent years began to appear descriptions of the sharp folding also in zones without geosynclinal deposits, certainly in that manifestation of it which is characteristic of the rigid formations and which we find in the basement of the geosynclinal folded zone, *i. e.* essentially in the shape of an imbricate upthrust-overthrust structure. Such structures, partly with remains of a Meso-Cenozoic formation of a small thickness, have been described for the Transbaikal by M. M. Tetiaeff (1938). A classical example of such a structure we have found in the south-eastern Altai, caused essentially by Mesozoic movements and renewed also in the Cenozoic era, if we judge by the fact that even Lower Quaternary glacial deposits take part in them (Nekhoroshev, 1934).

Thus it is not necessary that geosynclinal deposits should be present for a manifestation of folding, certainly in suitable forms.

7. Descending to deeper zones of folding, occasionally exposed by denudation, we see steeply placed folded formations, regionally foliated and transformed to metamorphic schists. With regard to the intensity of metamorphism and the mineralogical faciality, these schists are subdivided (in descending order) into formations of the epizone, mesozone and katazone.

The schistosity of these zones is already a flowage schistosity, with which the width of the crystalline zone decreases and the matter of the schists is as if flowing upwards, to the place of the least resistance, in connection with this all structures becoming steep. This schistosity of flowage in separate narrow zones, along the displacers, manifested also in the upper horizons of the earth's crust, is a peculiar form of folding at great depths, connected with a complete crushing and recrystallization of the rocks, including their smallest components.

Ultimately, at very great depths in the phases of tectogenesis the folding movements are accompanied by anatexis of rocks, with a differentiation and a general small upwards displacement of the magma formed, at the expense of which different types of ortho- and paragneisses are produced.

8. Thus in the folded belt the form of movements is individualized according to deep zones, depending on the properties of the rocks and in the physico-chemical conditions. Whatever the form assumed by the folding, we find two striking elements of movements: contraction in a direction transverse to the strike of folding, and a rise of the masses, their upward flow.

Of these elements of movements M. M. Tetiaeff took into consideration only the ascent of the masses of the geosyncline in his theory, according to which folding is an expression of expansion (1934). But from the foregoing it follows that the ascent of the masses is not the cause but a result of folding, as well as the reduction of the width of the folded zone in the transverse direction. No, folding is an expression of the contraction of the body of the earth, localized in zones prepared during the preceding time by the development of fractures in the basement or weakened by thick formations of sediment.

Translated by A. B r a s h n i n a



Посвящается дорогому учителю  
Михаилу Антоновичу Усову  
*Автор*

К. В. РАДУГИН

## О ФАЗАХ ТЕКТОГЕНЕЗА СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ

### ВВЕДЕНИЕ

Еще сравнительно недавно геологи всего мира рисовали кембрийский период периодом спокойствия, в котором, если и проявлялась геотектоническая жизнь, то лишь в виде эволюционного характера плавных, в частности колебательных движений. Такую характеристику мы имели, например, в ряде учебников по исторической геологии. Даже новейшая сводка по региональной тектонике Д. И. Мухометова кембрийскую складчатость отмечает как весьма неопределенные, слабые, лишь предполагаемые движения (1935, 325, 327). Эта мысль об отсутствии кембрийского тектогенеза красной нитью проходит через все сводки и руководства по истории Земли; она прочно укоренилась в геологии. С этой идеей наше поколение со студенческой скамьи вступило в жизнь, принялось за исследования Западной Сибири, и нам пришлось ломать эти старые представления, итти по новому, неторному пути.

Широко развернувшиеся после Октябрьской революции геологические работы собрали огромный эмпирический материал и уже на первых порах поколебали старые выводы западноевропейской и американской геологии о спокойном характере кембрийского периода.<sup>1</sup> Эти представления, верные для значительной части Старого и Нового Света, рушились под ударами новых фактов и наблюдений, которые никак не укладывались в старые схемы. Кембрий Сибири, в частности Горной Шории, оказался очень своеобразным, со сложной тектонической и вулканической жизнью, не похожим на кембрий других стран. Не вдаваясь здесь в историю изучения сложных тектонических движений кембрия, отметим однако, что даже в СССР о них многие не знают, а кое-кто смотрит на это крупное достижение советской геологии косо, недоверчиво, оставаясь в этом отношении на пройденном этапе развития тектоники. Так, в новейшей сводке М. М. Тетяева по геотектонике СССР (1938), которая, казалось, должна бы отражать успехи нашей геотектонической мысли, кембрийские дислокации рисуются как недостаточно аргументированные местные и слабые движения одной только фазы, а замечательная сводка акад. М. А. Усова просто игнорируется. Читателю этого «учебника» остается, таким образом, совершенно неизвестной одна из самых выдающихся работ по региональной геотектонике нашей страны. Правда, в статье В. А. Заварицкого (1938) правильно отмечаются ошибки в наблюдениях И. С. Лапковского, давших основания М. А. Усову для выделения берикуньской фазы тектогенеза. Но из этого не следует, что верхне- и среднекембрийские фазы вообще не обоснованы. Вот почему автор счел совершенно необходимым выступить и против замалчивания и против

<sup>1</sup> В действительности американские геологи уже давно не рассматривают кембрийский период, как период тектонического спокойствия (Чураков, 1932, 1469; Keyes, 1934). *Прим. ред. — А. Ч.*

недооценки кембрийских фаз тектогенеза, избрав темой для обсуждения как раз те из них, которые в последнее время ставились под удар В. А. Заварицким (1938).

Мы выдвигали и выдвигаем новое представление о геосинклинальном типе развития кембрия с многочисленными фазами тектогенеза и вулканизма. В частности, они проявились в виде складчатой зоны (салаирского возраста), расположившейся рядом с Салаирской платформой, в которой не проявлялись кембрийские фазы складкообразования.

Автор далее намерен показать, что сейчас к столь важному вопросу нельзя относиться безразлично, как нельзя и замалчивать упрямые факты. Теперь этот вопрос — не только интересная проблема геологии Союза, но и дело большого практического значения.

Ведь, если нет кембрийских фаз тектогенеза и интрузий, то не может быть и руд, связанных с ними, не может даже ставиться вопрос о поисках таких руд. Однако из изложенного ниже следует, что существуют и кембрийские фазы складчатости, и кембрийские интрузии, и связанные с ними руды. Последние разведуются и может быть скоро будут добываться. Между тем для некоторых теоретиков салаирский цикл тектогенеза и множественность его фаз все еще являются не заслуживающими должного внимания. Наличие в Сибири промышленного оруденения кембрийского периода требует более серьезного отношения к кембрийской истории Сибири и прежде всего действительного знания ее современной изученности.

#### НОВЫЕ ДАННЫЕ О КЕМБРИЙСКИХ ФАЗАХ ГЕОТЕКТОГЕНЕЗА НА САЛАИРЕ

После установления верхнего и среднего кембрия по северной окраине Салаира в районе горы Орлиной близ г. Гурьевска (Радугин, 1925) автор в 1926 г., имея поручение от палеонтологической секции Сибирского отделения Геологического комитета собрать там фауну, вновь провел в этом интересном уголке Западной Сибири наблюдения, нашедшие отражение в рукописи «К стратиграфии и тектонике северо-восточной окраины Салаира близ горы Орлиной» (1926). В этой статье был вновь подтвержден сложный возраст верхнего известняка горы Орлиной, заключающего «верхи среднего кембрия, верхний кембрий и может быть переходные слои к нижнему силуру», причем наличие перерыва между верхним и средним кембрием считалось маловероятным. Зато между верхним кембрием и нижним силуром перерыв и угловое несогласие, как изложено в упомянутой рукописи, и «были установлены с несомненностью наблюдениями в области замыкания складки в горе Орлиной. Факт отсутствия всей толщи верхнего кембрийского известняка ( $С_{m3}$  и часть  $С_{m2}$ ) на северо-восточном крыле антиклинали горы Орлиной объясняется на основании этих наблюдений смыванием этой толщи известняка, в результате чего в области северо-восточного крыла и получается залегание низов нижнего силура или может быть слоев, переходных между нижним силуром и верхним кембрием, непосредственно на среднекембрийской порфиритовой формации, также отчасти размытой. Так как уменьшение мощности верхнего кембрийского известняка происходит как раз в замке антиклинали и на небольшом расстоянии, то отпадает возможность других (в том числе и за счет дизъюнктива) объяснений этого исчезновения верхнего известняка. Этот факт перерыва между кембрием и силуром в результате складчатости». . . таким образом был правильно установлен впервые именно там, где была найдена необходимая для точной фиксации возраста перерыва фауна верхнего кембрия и нижнего силура.

В том же 1926 г. на восточном крыле Орлиногорской антиклинали «в зеленых известковисто-глинистых песчаниках, залегающих на порфиритовой формации, была найдена фауна трилобитов хорошей сохранности,

которая поможет в будущем значительно уточнить время перерыва между кембрием и нижним силуром в разрезе горы Орлиной. Возраст этой фауны — не древнее верхнего кембрия и не моложе низов нижнего силура. Отнесение ее к верхнему кембрию — вероятно, потому что среди щитков трилобитов попадаются кранидии, по видимому близкие к *Shanopus*.<sup>1</sup>

В 1934 г. Б. Ф. Сперанский провел здесь совместно с М. К. Винкман новые детализированные исследования, в результате чего установил наложение метаморфической зелено-фиолетовой формации низов нижнего силура (западно-алтайской) на известняки верхнего кембрия, по левую сторону рч. Толсточиhi и указал на перерыв и несогласие между верхним кембрием и нижним силуром, отвечающие салаирской складчатости (Сперанский, 1934; Сперанский и Винкман, 1934, 254—255; Усов, 1936, 100).

В большой сводной работе по Салаиру тот же автор (Сперанский, 1934, 45—62) подробно описывает разрез среднего и верхнего кембрия горы Орлиной, сопровождая описание длинными списками фауны трилобитов, по определениям Е. В. Лермонтовой. На основании этих определений верхнекембрийские известняки горы Орлиной, которые мною считались ранее и верхне- и среднекембрийскими, относятся только к верхнему кембрию. Надо, однако, сказать, что такое заключение было слишком поспешным. Е. В. Лермонтова определила фауну, происходящую преимущественно из точек 21—22а (Сперанский, 1934, 60), а эти точки относятся именно к верхам верхнего кембрийского известняка горы Орлиной. Нижняя же, большая его часть вообще содержит очень скудную и редкую фауну, которая нуждается в специальных, тщательных сборах и отдельной обработке. Отсюда мною указывался среднекембрийский возраст фауны из точки 12 в нижней части верхних известняков кембрия Орлиной, где фауна встречается очень редко и в небольшом количестве (среднекембрийский род *Anotocare*); Е. В. Лермонтова же определила верхнекембрийский возраст трилобитов из точки 12а. Такого обозначения 12а вообще нет на карте (Радушиц, 1925, фиг. 1), и остается неясным, тождественны ли эти точки.

Дальнейшие работы на горе Орлиной связаны с изучением обнаруженного на этой горе месторождения гематита.

По данным И. С. Цейклина (1935), проводившего эти исследования, здесь развиты известняки возраста верхнего кембрия-нижнего силура и орлиногорская формация. Последняя, отделенная перерывом от ниже лежащих лилово-бурых эффузивов, конгломератов и песчаников, начинается пестрым известковистым базальным конгломератом 1—10 м мощности с хорошо окатанной галькой интрузивной породы — аплит-тройдемита. В перекрывающих серых и лилово-серых полевошпатовых песчаниках вместе с песчинками пилотаксита и порфирита отмечены зерна кварца. В более высоких горизонтах появляются зеленовато-серые и желтоватые песчаники, зеленые и лиловые сланцы с линзами (мощностью 0.1—20 м и длиной до 100 м) белого, серого, бурого и красно-бурого известняка с примесью песчано-глинистого материала в верхах этой осадочной свиты. Отмечается переслаивание осадочных горизонтов с sillами и покровами диабазовых порфиритов с шаровой отдельностью, лабрадоровых порфиритов и мандельштейнов с обильным хлоритом, серпентином, эпидотом, цоизитом, кальцитом и протопневматолитическим кварцем, сфеном и альбитом.

Орлиногорская формация содержит фауну брахиопод (*Eoorthis wichitaensis* Walc., *E. cf. primordialis* Vern. et Arch., *E. cf. agreste* Walc., *Oligmus* sp., *Lingulella* sp., по определению Л. Л. Халфина) и

<sup>1</sup> Эта фауна была определена Е. В. Лермонтовой, которая отнесла ее к среднему кембрию; но более полно собравший и изучивший фауну А. Г. Сивов попрежнему относит ее к верхнему кембрию.

трилобитов (*Agnostus grandiformis*, *A. fallax* L. и др., по Е. В. Лермонтовой), относящуюся к верхней части среднего кембрия.

У самого месторождения отмечены сильно окремненные, баритизированные, озмеевикованные, гематитизированные, хлоритизированные и каолинизированные сланцы, светлосерые, желто-серые, лилово-бурые, лилово-серые и зеленые (буроватые и сероватые) песчаники, реже сланцы и мозаично-пестрые брекчии, расположенные в северной части месторождения под известняками. В песчаниках отмечены зерна и жилки кварца и точечные скопления магнетита; состоят песчаники, главным образом, из эффузивного материала. В юго-восточной части разведанного участка встречен желто-зеленый сильно давленный миндалекаменный хлоритизированный эффузив с реликтами полевого шпата, с хлоритом, кальцитом и кварцем в основной массе (Цейклин, 1935<sub>2</sub>, 19—53). Эти породы представляют вероятно особую свиту сравнительно более кислых эффузивов.

Трансгрессивно перекрывающие орлиногорскую формацию известняки верхнего кембрия-нижнего силура с шириной полосы до 500 м имеют в основании темносерый до черного цвет и песчаный характер; в главной же своей массе они белые, розоватые. «Самые верхние горизонты известняков обогащаются песчаным материалом» (Цейклин, 1935<sub>2</sub>, 28—30). В настоящее время мы знаем, что это — базальные слои верхнего кембрия, в то время как нижележащие известняки имеют возраст верхов среднего кембрия (Радугин, 1938). И. С. Цейклин отмечает в известняках избирательную гематитизацию в виде прихотливых жилков, пятен и скоплений, в частности непромышленное «Бачатское железорудное месторождение».

«Орлиное месторождение» считается полиметаллическим, причем кроме гематита, образовавшегося в первую фазу минералообразования, оно содержит непромышленные количества золота, меди, цинка, серебра, свинца (второй фазы) и ртути (главным образом в кварцево-баритовых жилках, более поздних, чем образование гематита). По отношению к бариту киноварь является более поздней, барит в свою очередь образовался после жилочек кварца, секущих южный гематитовый шток месторождения. Вынос киновари И. С. Цейклин приурочивает к третьей фазе минералообразования и относит месторождение киновари, согласно классификации М. А. Усова, к эманационным телемагматическим, подчеркивая метасоматический, вкрапленный его характер. Вопрос о телемагматическом характере рудного оруденения очень интересен. Если ртуть действительно вынесена с больших глубин, то сочетание гематитового месторождения с полиметаллами указывает, наоборот, на резко гипабиссальную фацию. Следовательно, источником последних не могло быть то магматическое тело, которое дало киноварь и которое при телемагматическом характере эманаций должно лежать гораздо глубже. Но разве обязательно телемагматический характер киновари? Разве не могла она осесть при резко гипабиссальной интрузии в одном месте с гематитом и полиметаллами? Возраст оруденения И. С. Цейклин считает с несомненностью постсилурийским (1935<sub>2</sub>, 60), так как самыми молодыми породами, вмещающими Юрманское гематитовое месторождение, являются верхнесилурийские зеленые сланцы и лилово-серые песчаники. Впрочем, возраст последних у него не анализируется, фаунистически не доказывается и в будущем подлежит проверке. Здесь же возраст юрманских руд не рассматривается. Вопрос о том, связаны ли три фазы оруденения с одной и той же рудоносной магмой, И. С. Цейклин уверенно решает положительно, так как у него «нет данных связывать их с разновозрастными интрузивными процессами» и так как рудоносная магма «за время длительного процесса минерализации могла застыть на весьма большой глубине, в связи с чем произошло перемещение температур и условий рудоотложения» (Цейклин, 1935<sub>2</sub>, 62).



В тектоническом очерке (Цейклин, 1935<sup>2</sup>, 41—46) отмечаются сложность тектонической истории и обилие фаз как спокойных, так и скачковых тектонических движений, запечатленных в составе горных пород и их структурах. Однако доказательств многофазности складчатости не приводится. Только салаирская фаза аргументируется ссылкой на гальку интрузии в нижнесилурийском конгломерате Гурьевского пруда, что само по себе, если не исключается докембрийский возраст интрузии, конечно не доказательно. И. С. Цейклин затем указывает на образование почти меридиональных взбросов, предопределенных пликвативной структурой, зон смятия у гематитового штока горы Орлиной, сбросов, как наиболее удобных путей для эманаций, и рассланцовки.

В. С. Батурин, работавший совместно с И. С. Цейклиным, описал в своей дипломной работе геологию окрестностей горы Орлиной, но ничего нового по интересующим нас вопросам мы там не находим.

Наконец, в последние годы, при проведении геологической практики со студентами, автор установил угловое несогласие между верхним и средним кембрием (Радугин, 1937), а А. Г. Сивов собрал и изучил очень интересную фауну трилобитов из верхнего кембрия, в частности из толсточкинской формации, где им установлены *Pseudoagnostus cyclopyge* Tullb., *Kingstonia* Walc., *Illaenurus* Hall, *Kazelia* Walc. et Resser и *Acrocephalites* Wallerius (Сивов, 1939, рукопись).

Данные по проявившимся на Салаире, особенно близ горы Орлиной, фазам тектогенеза в силуре и кембрии, в частности близ их границы, вошли затем в сводку акад. М. А. Усова (1936, 83—110) и в путеводитель Салаирской экскурсии XVII международного геологического конгресса. М. А. Усов насчитал в районе горы Орлиной 10 довольно слабых фаз складчатости (1936, 113) и соответственно 10 формаций от среднего кембрия до нижнего девона, отрицая роль дизъюнктивов в исчезновении этих формаций (Усов, 1936, 45). В дальнейшем это число будет подвергнуто проверке; но сейчас приходится, как увидим из последующего, намечать новые формации в этом насыщенном ими участке Западно-Сибирского края (Усов, 1936, 45). Основываясь на указаниях И. С. Цейклина, что оруденение горы Орлиной захватывает «все формации кембрия и силура, кроме горизонта чагырских известняков» (Усов, 1936, 122) и более молодых образований, М. А. Усов предварительно наметил предчагырский возраст телемагматической минерализации Орлиной и параллелизовал ее с мелкими месторождениями железного блеска Тельбесского района Горной Шории, связанными со штоками верхнесилурийских кварцевых альбитофиров. Как будет пояснено ниже, с таким определением возраста минерализации горы Орлиной согласиться нельзя.

В июне 1939 г., проводя геологическую практику со студентами Томского индустриального института им. С. М. Кирова, я вновь убедился в крупном значении фазы тектогенеза, отделяющей верхний и средний кембрий горы Орлиной. На этот раз к угловому несогласию, установленному ранее между березовской формацией среднего кембрия и известняков верхнего кембрия (Радугин, 1937), прибавились новые факты, доказывающие серьезное значение одной из среднекембрийских фаз тектогенеза. Они заключаются в следующем.

Наблюдения 1939 г. показали прежде всего, что рудные и оруденелые тела гематитового месторождения Орлиной расположены только в пределах среднего кембрия. Верхнекембрийский известняк, отделенный, как указано выше, угловым несогласием и кое-где тонким слоем базального конгломерата<sup>1</sup> от среднего кембрия, располагается целиком к западу и юго-

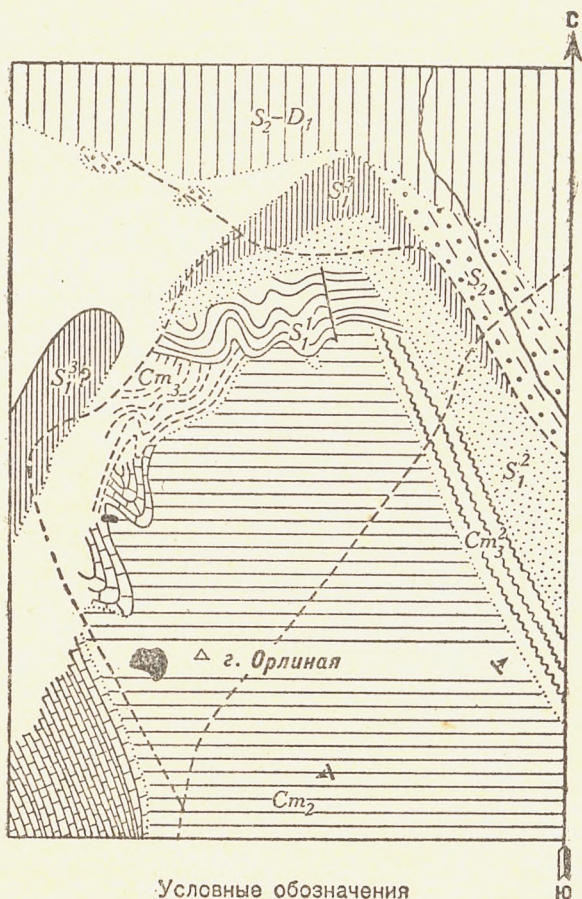
<sup>1</sup> В этом конгломерате зимой 1939/1940 г. обнаружены, кроме гальки яшмы, песчинки кварца, в том числе и жильного, гематита, метаморфических сланцев, кремнистых пород, подстилающих березовскую формацию, редкие зерна порфирита, бурого железняка и барита (?).

западу от этого рудного поля. Мало того, специальные поиски в нем сургучных яшм, которые нередко встречаются в известняках березовской формации, а также гематитовой руды и связанных с нею минеральных новообразований оказались безуспешными. Этот результат был довольно показателен, так как известняк верхнего кембрия расположен рядом с рудным полем горы Орлиной, и его лежащий бок словно ножом обрезает с запада распространение всех рудных проявлений, расположенных рядом к востоку от него. Особенно значительным казался этот факт и потому, что галька сургучной яшмы была уже обнаружена в базальном конгломерате верхнего кембрия (Радугин, 1937). Но окончательные и решающие данные о возрасте руд горы Орлиной были получены при прослеживании лежащего бока верхнего кембрия. В замковой части антиклинали горы Орлиной верхний кембрий залегает на орлиногорской и березовской формациях (Радугин, 1937, 668); при этом мощность последней сначала возрастает по мере движения к югу, а затем спадает до нуля за счет размыва в доверхнекембрийское время, и верхний кембрий располагается на более древней орлиногорской формации,<sup>1</sup> подвергшейся там гематитовому оруденению. В одном месте, у прослеживаемого контакта верхнего кембрия, в сторону от него, вдоль заметной сухой ложбины (фиг. 1), гематитовые руды и оруденелые породы слагают отпрепарированный денудацией невысокий коренной выход, вытянутый перпендикулярно границе  $Ст_2$  и  $Ст_3$  и подходящей вплотную к ней, так что он отделяется от выхода верхнекембрийского известняка несколькими метрами задернованного пространства. Несмотря на то, что данное рудное тело направлено по своему простиранию поперек контакта среднего и верхнего кембрия, несмотря на то, что оно близ лежащего бока верхнего кембрия имеет значительную мощность, — все же это тело резко и тупо обрывается у контакта с верхним кембрием, и в полосе верхнекембрийских известняков его следов не обнаружено.












Этот факт сам по себе не был бы решающим, — тем более, что ложбина вдоль упомянутого рудного выхода, направляясь далее по его простиранию, прерывает выходы и верхнего кембрия. Но, внимательно осматривая ту часть обнажения оруденелых пород, которая обращена к верхнему кембрию и наиболее к нему приближена, автор обнаружил в них ясные следы верхнекембрийского выветривания, аналогичные тем, которые он наблюдал на поверхности денудационного среза березовских известняков среднего кембрия (Радугин, 1937, 669).

В чем же состоят эти признаки? Прежде всего удалось наблюдать отдельные трещины, заполненные красноцветным песчано-глинистым материалом, превращенным ныне в диагенетизированную прочную породу. Такие мельчайшие «осадочные дайки» при мощности в несколько сантиметров и меньше быстро выклиниваются в теле оруденелой массы. В других местах на хорошо отпрепарированной поверхности коренного выхода видна структура брекчии, причем обломки представлены типичными для Орлиного месторождения гематитовыми рудами и сопровождающими их образованиями — баритом и кварцево-баритовыми жилками, а цемент красноцветным железисто-глинистым материалом. Таким образом, в этих брекчиях еще в поле приходилось видеть элювиальный продукт выветривания гематитового месторождения. Микроскопическое изучение брекчии подтвердило полевые наблюдения. Под микроскопом ясно видны обломки кварцево-баритовых жилок, гематита и мелкозернистого кварца. Особенно интересны кварцево-баритовые обломки, в которых наблюдается проникновение по трещинам и микроскопическим «карманам выветривания» железисто-глинистых продуктов выветривания, состоящих из бурых окислов железа, гематитовой пыли и глинистого вещества. Эта масса вторичных

<sup>1</sup> А может быть, и на несколько более молодых отложениях среднего кембрия.



Условные обозначения

-  Известняки верхнего силура — нижнего девона ( $S_2-D_1$ )
-  Песчаники и конгломераты сухой формации ( $S_2$ )
-  Верхняя часть нижнего силура ( $S_1^2$ )
-  Средняя часть нижнего силура ( $S_1^1$ )
-  Песчаники и сланцы винтереской (?) формации ( $S_1^1$ )
-  Конгломераты, песчаники и сланцы салаирской формации ( $Cm_3^2$ )
-  Конгломераты, известняки и сланцы толсточихинской формации ( $Cm_3^1$ )
-  Известняки березовской формации верхов среднего кембрия
-  Средний кембрий горы Орлиной
-  Гематитовые руды Орлиного месторождения
-  Точно прослеженные (1) и приблизительно намеченные (2) границы

Фиг. 4. Геологическая карточка района горы Орлиной.



продуктов выветривания проникает по трещинам даже в барит, а потому возраст баритизации на горе Орлиной приходится считать среднекембрийским.

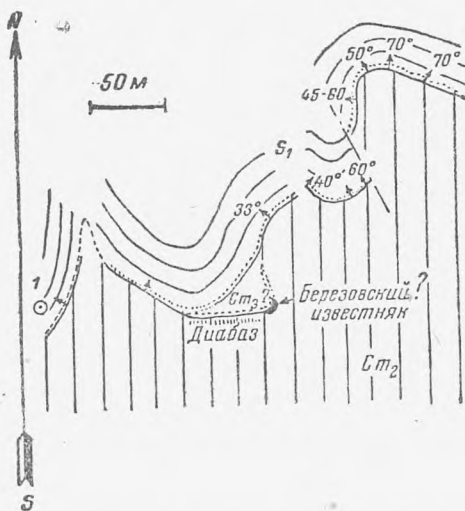
В шлифах, сделанных из базального песчаника и конгломерата толстоцихтинской формации, кроме сургучной яшмы были обнаружены зерна титаномagnetита, а среди зерен, извлеченных растворением карбонатного цемента, встречены редкие зерна как будто барита, кварца, гематита (?), метаморфических сланцев и местных окремненных пород среднего кембрия.

Сопоставляя эти наблюдения с прежними наблюдениями над корой верхнекембрийского выветривания березовских известняков (Радугин, 1937, 668), мы не видим никакой существенной разницы между ними. Особенности новой точки контакта верхнего и среднего кембрия целиком объясняются тем, что здесь кора выветривания развивалась на литологически иных породах среднего кембрия. Но новая точка контакта интересна и важна потому, что ею определяется верхняя возрастная граница гематитового оруденения горы Орлиной.

На первый взгляд может показаться, что вывод о среднекембрийском возрасте гематитовых руд Орлиной противоречит нашим прежним данным. Ведь наблюдения 1937 г. установили, что базальные конгломераты верхнего кембрия испытали воздействие эманацій, давших барит и безводную окись железа (Радугин, 1937, 668). Это наблюдение нужно проверить.

Но противоречия тут пока нет. Дело в том, что мы наблюдали железный блеск в кварцевых жилках в диабазах, секущих даже низы нижнего силура (в том же замке антиклинали горы Орлиной), причем рассеченная ими формация в ее базальных конгломератах содержит мелкие, сравнительно редкие, но очень ясные и хорошо окатанные гальки гематитовой руды. Этим конечно доказывается факт различного возраста руд горы Орлиной и более молодого железного блеска.

В виду важности отмеченного факта для определения возраста гематитового оруденения горы Орлиной следует описать хотя бы один образец конгломерата или песчаника с галькой гематитовой руды. Такой образец из нашей коллекции происходит с вершины каменистой гряды (фиг. 2), расположенной в осевой зоне антиклинали горы Орлиной, — там, где над эффузивной формацией  $Ст_2$  и под фаунистически охарактеризованным веберовским известняком ( $S_1^3$ ) и подстилающими его более древними свитами нижнего силура (в том числе под ландейло) несогласно располагаются самые низы силура горы Орлиной. Эта формация, которую мы условно назовем кинтерепской (Усов, 1936), перекрывает верхний и средний кембрий горы Орлиной.<sup>1</sup> С другой стороны, сама она также несогласно



Фиг. 2. Деталь контакта орлиногорской формации ( $Ст$ ) и кинтерепской ( $S$ ) формации нижнего силура в замке Орлиногорской антиклинали.

<sup>1</sup> Лежащий бок кинтерепской (?) формации заснят автором полуинструментально, т. е. с измерением расстояний мерной лентой и с визированием горным компасом с оштатива.



покрывается ландейльскими слоями с *Echinosphaeridae*, *Asaphus* aff. *instabilis* R e e d, *Dalmanella parrula* L a m., *D. parva* P a n d., *D. testudinaria* D a l m. и другими горизонтами нижнего силура. В базальной свите этой формации встречаются трилобиты (Радугин, 1925), членики и чашечки *Diploporita*, а летом 1939 г. в ней были найдены губки (?) и один обломок *Orthoceratidae* с диаметром 1—3 см, длиной около 3 см, остроконической формы, с плосковогнутыми днищами через несколько миллиметров друг от друга; сифон расположен в центре. Трилобиты данной формации из выходов в замке горы Орлиной еще не обработаны.

Литологически она представляет собой перемежаемость светлосерых калькаренитов, нередко с галькой сургучной яшмы и другими обломками среднекембрийских пород, а именно светлосерых известковистых песчаников, бордовых известково-глинистых сланцев с члениками *Crinoidea* и др. Мощность формации в замке антиклинали горы Орлиной, повидимому, около 100 м.

Наиболее важный вопрос по отношению к данной формации заключается в следующем. На восточном крыле антиклинали горы Орлиной имеется очень своеобразная формация (салаирская), литологически и по стратиграфическому положению напоминающая только что описанную, но очень богатая фауной трилобитов, брахиопод и опять-таки члениками *Crinoidea*. По наблюдениям автора, салаирская формация несогласно, через базальный конгломерат лежит на орлиногорской эффузивно-осадочной формации и на дайковой или силловой фации среднекембрийских лабрадорских порфиров темносерого цвета. Перекрывается эта формация конгломератами, песчаниками, сланцами и известняками низов нижнего силура (не моложе ландейло). Обильная фауна трилобитов, тщательно собранная в салаирской формации А. Г. Сивовым, по его мнению, является верхнекембрийской, хотя Е. В. Лермонтова определила ранее здесь средний кембрий (по сборам автора). Таким образом первоначальное определение возраста автором (см. стр. 361) вновь подтверждено А. Г. Сивовым, который дает следующий список форм, собранных в горизонте, непосредственно перекрывающем базальный конгломерат салаирской формации:<sup>1</sup> *Diplagnostus* sp., *Orlovella primaeva* L e r m., *O. conica* n. sp., *O. truncata* n. sp., *Acrocephalites weberi* L e r m., *A. minuta* n. sp., *Anomocare salairensis* L e r m., *A. bachatiensis* n. sp., *Solenopleura arcticaeformis*, *S. mica* n. sp., *S. copa* n. sp., *Koldiniella mitella* n. sp., *K. bulla* n. sp., *Coosia tiara* n. sp., *Kaninia alata* n. sp., *Pesaia avia* n. sp., *Ucebia? granulosa* n. sp., *Еоатрux nasutus* gen. et sp. nov.

Так вот, салаирская формация в поле нам казалась похожей на ту, что слагает замковую зону горы Орлиной и содержит в своем основании гальку гематитовой руды (кинтерепскую формацию); однако перерывы в обнажениях мешали провести такую параллелизацию. Препятствует этому также находка ортоцератид, которые определенно говорят о нижнесилурийском возрасте кинтерепской формации или свиты; обращает на себя внимание еще и то обстоятельство, что базальный ее горизонт представлен не конгломератом с обломками среднекембрийских эффузивов, а калькаренитами, которые встречаются и выше, но отсутствуют в салаирской формации, хотя некоторые красноватые сланцы их удивительно сходны.

Как вывод из вышесказанного, мы не исключаем вовсе возможности верхнекембрийского возраста кинтерепской (?) формации, но считаем это мало вероятным. Более правильно считать салаирскую свиту самостоятельной формацией, подстилающей кинтерепскую (?), а не фацией последней, так как на это указывает устойчивость калькаренитов кинтерепской (?) формации, сохранивших свой облик от юго-западного к северо-восточному

<sup>1</sup> Автор благодарит А. Г. Сивова за предоставление списка трилобитов салаирской и других формаций.

крылу орлиногорской антиклинали. Затем, то обстоятельство, что кинтерепская (?) формация сохранилась в замке антиклинали, а не на ее крыльях, говорит о репегатности кинтерепской (?) фазы тектогенеза,<sup>1</sup> тогда как толсточихинская и салаирская фазы имеют постумный характер с северо-западным направлением складчатости. Вопрос этот очень существенный, так как кинтерепская (?) формация лежит с резким угловым несогласием (фиг. 1) на толсточихинской формации верхнего кембрия и, таким образом, доказывает или фазу складчатости внутри верхнего кембрия, не отмеченную акад. М. А. Усовым, или же движения бериккульской и западно-алтайской фаз. И в том и в другом случаях самостоятельность салаирской формации указывает на наличие внутри верхнего кембрия фазы тектогенеза, которую следовало бы назвать (по имени толсточихинской формации) толсточихинской.

Конгломераты и песчаники кинтерепской (?) формации, в которых найдены гальки гематитовой руды, представляют собой светлосерый и краснобурый сильно загрязненный терригенным материалом калькаренит с мелкими гальками и зернами гематита, гематитизированного плагноклазового порфирита, плагноклаза, кальцита, известняка, хлоритизированного и кальцитизированного амигдалофира; кроме того, встречаются как будто известковые губки, а также таблицы и членики *Cystoidea* (*Diploporita*); последние, как и ортоцератиды, указывают на нижний силур, так как не относятся к семейству Эокришид, развитых и в кембрии.

Итак, основными фактами, относящимися к возрасту гематитовой руды Орлиной, являются следующие: 1) руда уже существовала к началу перерыва между средним и верхним кембрием, 2) она размывалась и в начале отложения кинтерепской (?) формации. Если при этом учесть, что процессы оруденения затронули орлиногорскую формацию,<sup>2</sup> а сургучная яшма, с ними связанная, сечет своими жилками березовскую формацию верхов  $С_{m2}$ , то приходится сделать вывод о приуроченности рудообразования горы Орлиной к границе  $С_{m2}$  и  $С_{m3}$ .<sup>3</sup> Конечно, к тому же возрасту мы относим и материнскую интрузию, не вскрытую денудацией на горе Орлиной; с нею, однако, мы можем познакомиться в Горной Шории.

Однако возможно, что эта интрузия найдется и на Салаире. Так, Г. П. Болгов (1937) описал трондьемиты, секущие не только печёркинскую, но и бачатскую формации; они встречены в гальке базального конгломерата нижнего силура; хотя они похожи на майские трондьемиты табатской фазы, их пока приходится считать более молодыми, имея в виду, что они секут и бачатскую формацию. К сожалению, отсутствие верхнего кембрия не позволило Г. П. Болгову более точно решить вопрос об их стратиграфическом положении.

### О СРЕДНЕКЕМБРИЙСКОМ ВУЛКАНИЗМЕ И ОРУДЕНЕНИИ В ГОРНОЙ ШОРИИ

Еще в 1934 г. автором было установлено наличие обломков сургучной яшмы в базальном фангломерате верхнего кембрия Горной Шории, а именно по левому берегу рч. Амзас в 0.9 км выше пос. Алгайна (Радугин, 1936, фиг. 18). В 1938 г., кроме того, были обнаружены обломки альбитит-порфира

<sup>1</sup> Напомним, кстати, о северо-северо-восточном направлении даек нижесилурийского диабазы и других структур нижнего силура в районе Салаирского рудника.

<sup>2</sup> И березовскую, так как Бачатское «месторождение» гематита, по И. С. Цейклину, расположено в ее известняках как более позднее образование.

<sup>3</sup> В только что появившейся статье И. В. Дербинов (1939, 54), ссылаясь на мое устное сообщение, говорит о вероятном кембрийском возрасте. Я мог говорить только о точно установленном, а не вероятном возрасте (конец среднего кембрия) руд горы Орлиной; он также ошибочно связывает эти руды с печёркинской формацией, к которой они не имеют никакого отношения, так как значительно моложе ее.

и породы, состоящей существенно из турмалина и кварца. Самый характер фангломерата с остроугольными и, следовательно, местными, т. е. неподвергавшимися дальнейшему переносу, обломками указывал на то, что источник этих обломков находился где-то поблизости. Другие также остроугольные обломки представлены исключительно породами среднекембрийской порфиритовой формации, которая в современном денудационном срезе занимает довольно большие площади и непосредственно примыкает к описываемому фангломерату. Таким образом литологический состав той площади, откуда принесены альбитит-порфир и кварцево-турмалиновая порода, вполне ясен; в этих породах мы в праве видеть остатки той интрузии и ее метаморфических спутников, которые залегают в среднекембрийской (мундыбашской) формации, образовались после нее и, очевидно, до верхнего кембрия. Таким образом предвидение автора, зафиксированное в работе по стратиграфии и тектонике Горной Шории (Радугин, 1936, 43, 72), превратилось в реальный факт.

Но еще более важные факты и выводы из них были получены летом 1939 г. После того, как автором был установлен среднекембрийский возраст гематитовой руды горы Орлиной, он в середине июля 1939 г. осмотрел работы по разведке Казского железорудного месторождения, находящегося в 12 км к востоку от Темир-тау, и по удачному стечению обстоятельств второй раз за одно и то же лето установил среднекембрийский возраст гематитовых руд. Вероятно, этому помогли свежие впечатления из района горы Орлиной.

Как бы то ни было, но до этого руды Казского месторождения считались тельбесскими, т. е. девонскими, связанными по своему происхождению с соседним тельбесским плутоном.

Не останавливаясь на наиболее древних толщах района, которые имеют возраст не моложе среднего кембрия, охарактеризуем вкратце осадочные и осадочно-эффузивные формации среднего кембрия. Сюда относятся в Казском и Амзасском районах Горной Шории печёркинская, мундыбашская и березовская формации (фиг. 3).

Печёркинская (?) формация<sup>1</sup> к югу от Темир-тау слагает Шалбаныхскую каменистую гряду, причем гора Шалбаны расположена в Казском районе, в непосредственной близости от месторождения. Литологически эта формация довольно однородна и характерна, насколько можно судить по имеющимся материалам, что обусловлено ее необычным для кислых эффузивов темносерым и черным цветами. Природа такой темной окраски, выдерживающейся всюду в районе, сейчас не ясна; но во всяком случае этот удобный диагностический (для данного района) признак, как и окремнение, был присущ формации еще в начале верхнего кембрия, как это показывают обломки базального верхнекембрийского фангломерата.

Описываемые породы внешне весьма монотонны, и простым глазом обычно на темном фоне можно различить лишь постоянно присутствующие белые, мелкие и средние лейсты плагноклаза; миндалекаменной структуры не встречалось, но кое-где видна кластическая структура брекчий.

Под микроскопом в микрофельзитовой основной массе определяется альбит, причем темный цвет породы сказывается и здесь в бурой окраске шлифа; однако красящий пигмент настолько тонко распылен, что иногда даже при сильном увеличении не улавливается отдельных пылинок, почему и не удалось установить их природу.

До недавних наблюдений автора описанная эффузивно-осадочная толща относилась к тельбесской формации и изображалась, например А. Д. Скрипиным, в виде грабенов среди силурийских отложений. Однако в 1938 г.

<sup>1</sup> Этот термин употребляется в смысле, установленном А. М. Усовым (1936), причем кислые эффузивы кембрия повидимому встречаются и в других формациях.

при дополнительном изучении верхнего кембрия по рч. Амзас (левый берег около 1 км выше рч. Алгаин) в обломках его базального фангломерата, лежащего под слоями с трилобитами Chuangia-зоны ( $Sm_3^1$ ), обнаружены типичные эффузивы, во всем сходные с только что описанными. Черный цвет, окремнение, фенокристы белого альбита в микрофельзитовой основной массе подтверждают под микроскопом очевидное тождество сравниваемых пород. Следует отметить, что некоторые обломки в  $Sm_3$ -конгломерате величиной более 25 см (до 40 см) остроугольны и, таким образом, представляют собой куски породы, перенесенные на небольшое расстояние.

Отношение описываемых эффузивов к другим формациям не изучалось никем. Наличие кислых эффузивов в среднем кембрии Шории до 1935 г. никто даже не предполагал. Но теперь их среднекембрийский возраст приходится признать. Нижний предел возраста определяется следующим образом.

На пути от Темир-тау и от Казского месторождения магнетита в пос. Верхтельбесскую Базу встречаются выходы дайковой фации черных печёркинских эффузивов. Они таким образом моложе граувакковой формации нижнего кембрия (или верхнего протерозоя), здесь развитой. Отношение к карчитской формации, как и к эффузивам среднего кембрия, не известно. Отметим еще, что вполне ясен более молодой возраст полициатовых известняков по сравнению с альбитофирами. У устья ключа, что впадает слева в Амзас в 1.2 км выше рч. Алгаин, эти известняки падают к северу, а южнее из-под них выходят аркозовые песчаники и конгломераты, с обломками темных (светлеющих при выветривании) кварцевых альбитофиров. В том же районе развиты повидимому и сами альбитофиры.

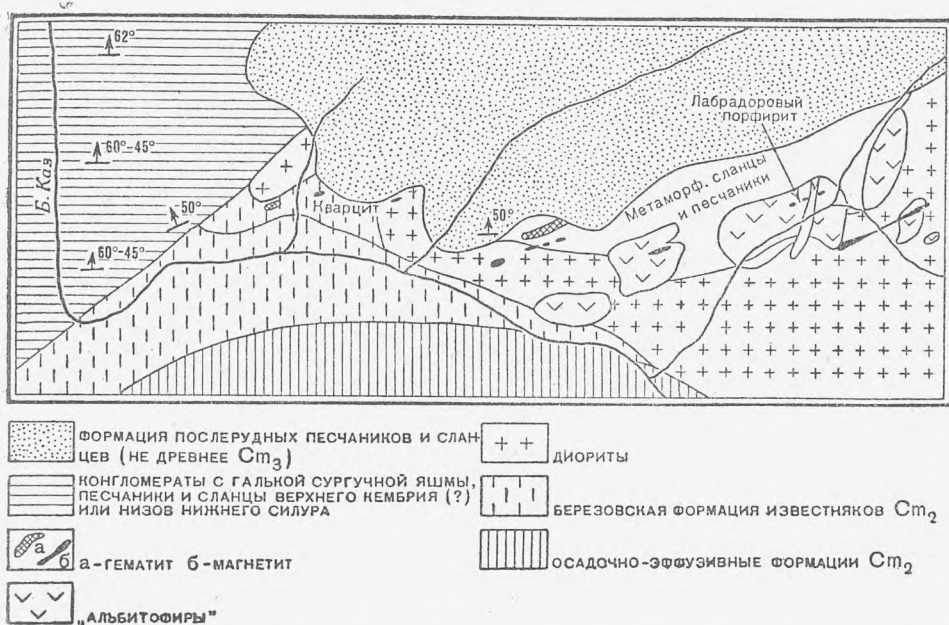
По всей вероятности в той или другой мере в районе казских железорудных тел имеются и эффузивно-осадочные образования мундыбашской или бачатской формации; но они не изучены, и останавливаться на них поэтому не приходится. Отметим лишь, что они попали в конгломераты рч. Каз, подстилающие березовскую формацию, а также в конгломераты вышележащей толщи.

Гораздо важнее отметить наличие светлых известняков и мраморов среднего кембрия, которые протянулись по подножью Шалбаныхской гряды по левой стороне рч. Каз. Эти породы не были отмечены в 1931 г. при геологической съемке А. Д. Скрипина (1932) и были обнаружены позднее при геологоразведочных работах. По наблюдениям геолога Е. Ю. Месоед (лето 1939 г.) полоса их, подходя на востоко-северо-востоке к диоритовой интрузии, превращается в мраморы и светлые силицилиты, что дает основание считать последние гораздо более поздним метаморфическим образованием. Тем же геологом найдена в них сомнительная фауна, которая (если это вообще окаменелости) скорее относится к губкам. Среднекембрийский возраст рассматриваемых известняков подтверждается стратиграфотектоническими данными. По наблюдениям автора, к югу от описываемых кальцилитов залегают конгломераты из обломков еще южнее залегающих эффузивно-осадочных пород среднего кембрия, что намечает нормальную стратиграфическую последовательность в плане от более древних пород к более молодым при движении с юга на север и указывает на более высокое стратиграфическое положение рассматриваемых отложений по сравнению с мундыбашской и печёркинской (?) формациями среднего кембрия. Наконец, в самих рассматриваемых мраморах попадаются обломки пород мундыбашской формации.

Таким образом, все приведенное выше дает право параллелизовать наши кальцилиты с верхами среднего кембрия, т. е. с березовской формацией известняков (Радугин, 1936, 1937). К сожалению, элементов залегания внутри нее в Казском районе не известно; но положение самого лежащего бока березовской формации на карте согласуется с представлением о нормальном перекрывании ею более древних толщ среднего кембрия, распо-



ложенных южнее, а песчано-сланцевая толща с конгломератами, развитая севернее в многочисленных обнажениях, имеет выдержанное и нормальное, а не опрокинутое падение к северу. Итак, полагая, что описываемые известняки моложе печёркинской (?) и мундыбашской формаций на основании приведенных данных, мы можем параллелизовать их лишь с березовской формацией и, таким образом, предсказать, что их фауна должна в таком случае характеризовать тот или другой ее горизонт.



Фиг. 3. Схематическая геологическая карта района железных руд по рч. Каз (по Е. Ю. Месоед.)

Переходим к наиболее важным для данной статьи фактам. Отмеченная выше березовская формация прорвана и метаморфизована, по наблюдениям Е. Ю. Месоед, а также А. А. Месянинова (Месянинов и Яценко, 1931), диоритами, подвергшимися сильному метаморфизму и даже скарнированию, причем характерным вторичным минералом является амфибол (Усов, 1936, 41). Эти породы детально еще не изучались, и точная петрологическая характеристика их — дело будущего; здесь важно подчеркнуть, что диориты рч. Каз являются представителем самостоятельной интрузии, т. е., иными словами, новой интрузивной формацией среднекембрийского возраста. Автор предвидел ее по ряду признаков при изучении базальных конгломератов верхнего кембрия в 1934 г. (Радугин, 1936, 72); но только работы 1939 г. установили железный<sup>1</sup> и другие ее плутоны, причем верхний предел их возраста определяется нижеследующим.

Прежние исследователи — А. А. Месянинов и П. С. Яценко — считали (1931) эффузивного облика альбитофиры Казского района тельбесскими, а описанную выше интрузию более молодой, хотя и тельбесской. Между тем взаимоотношения альбитофиров и диоритов Казского района должны быть обратными, если правилен установленный Е. Ю. Месоед факт нахождения диоритовых ксенолитов в альбитофирах. Да и само

<sup>1</sup> Железный плутон диоритов назван так по имени ключа Железного, при впадении которого в рч. Каз он обнажается.

расположение тел альбитофиров по отношению к диоритовой интрузии скорее говорит о том же (фиг. 3). Таким образом, если раньше метаморфизм диоритов Казского района считался автометаморфизмом, то теперь источником этого метаморфизма могут быть и эманации альбитофировой магмы. Наконец, сами альбитофиры после камеральной обработки превратились в породы с выделениями не альбита, а плагиоклаза № 33—35 (как в диоритах), да еще авгита.

Установленный еще в 1930 г. (Месянинов и Яценко, 1931) более молодой возраст магнетитовых руд по отношению к диоритам, т. е. к «тельбесским адамеллитам» П. С. Яценко, и «альбитофирам» подтвердили и работы 1939 г. Рудные тела, вытянутые почти все в одном и том же востоко-северо-восточном направлении, т. е. в направлении, характерном и для складок и для дизъюнктивов района, пересекают интрузию диоритов и «альбитофиров», как это видно в месторождении Бегунец и др. (фиг. 3).

Помимо магнетитовых руд, детальная съемка 1939 г. обнаружила ряд точек с признаками гематитового оруденения; кроме того, разведка обнаружила крупное месторождение гематита (Б. Медвежье), причем две канавы прошли по руде примерно на протяжении 50 м каждая вкрест простирания рудного тела. Интересно отметить, что, насколько известно, это гематитовое месторождение не ассоциируется с магнетитом; с другой стороны, и магнитная аномалия, связанная с ним, гораздо слабее, чем аномалия магнетитовых залежей района, тоже достаточно слабых (обычно не более 6000  $\gamma$ ). Эти факты являются основанием для постановки вопроса о самостоятельности двух эпох или фаз минерализации — одной существенно гематитовой, другой магнетитовой.

Далее мы остановимся на фактах, которые устанавливают верхний предел возраста гематитового оруденения и отмеченных выше интрузий диоритов и «альбитофиров».<sup>1</sup> Этот верхний предел был установлен автором в июле 1939 г. при посещении Казской геологоразведочной партии. При этом во время осмотра (совместно с Е. Ю. Месоед) правого склона долины и русла ключа Железного, близ впадения его справа в рч. Каз, было обнаружено, что залегающие там песчаники содержат зерна, мелкие галечки и более крупные, но остроугольные обломки гематитовой руды, кое-где рассеченные жилками сургучной яшмы. Хотя эти включения гематита рассматривались местными работниками, как метасоматические, достаточно было нескольких хороших образцов, чтобы совершенно отвергнуть этот взгляд. Один из таких штуфов песчаника ключа Железного изображен на фиг. 4.

Внешне он имеет вид светложелтовато-серого среднезернистого кварцевого песчаника, содержащего остроугольные включения гематитовой руды и не обнаруживающего даже следов контактового метаморфизма. Под микроскопом отчетливо видна осадочная порода песчаника, подчеркнутая хорошо окатанными зернами кварца. В составе песчинок, кроме преобладающего кварца, отмечены еще зерна гематита. В составе цемента участвует, главным образом, пылеватый материал того же минералогического состава. Никаких следов более или менее заметного метаморфизма не отмечено и под микроскопом. Зато очень отчетливо выступают реликтовые тектоноструктуры обломков руды, выражающиеся в том, что ограничения их определяются двумя или тремя системами параллельных трещин и что некоторые из этих трещин не только отражены в форме обломков, но имеются и внутри их, сохраняя параллельность и не распространяясь в цемент (фиг. 4). Таким образом, перед нами — порода, в момент формирования которой гематитовые руды не только существовали, но и были вскрыты на некоторую глубину денудацией. Отметим еще, что некоторые обломки внутри песчаника пред-

<sup>1</sup> После камеральной обработки Е. Ю. Месоед установила, что кварцевые альбитофиры А. А. Месянинова и П. С. Яценко почти во всех случаях имеют состав диоритпорфирита.

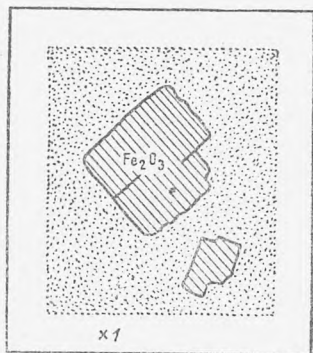
ставлены типичной сургучной яшмой, причем в одном образце установлено, что она в виде жилки сечет гематитовую руду, так же как и в коренных выходах последней. Таким образом, на Казе повторяется парагенезис гематитовых руд с красной яшмой, установленный для Салаира, причем возраст красных яшм (верхи среднего кембрия) точно установлен по фауне трилобитов и археоциат как для Салаира, так и для Горной Шории (Амзасский район). Наконец, на Казе, как и на горе Орлиной, жилки барита пересекают гематит.<sup>1</sup>

Важно подчеркнуть отношение описанных песчаников к соседним более древним породам и прежде всего к диоритам железного плутона, залегающего в непосредственной близости к ним, на мысу между ключом Железным и Казом. Несмотря на такое соседство, как уже упоминалось, песчаники не метаморфизованы; с другой стороны, диориты сильно изменены; к тому же они содержат небольшие магнетитовые тела, связанные со скарнами. И руды и скарны прослеживаются до контакта с песчаниками, но дальше резко обрываются. Если стоять на прежней точке зрения, т. е. считать руды и интрузию диоритов тельбесскими, а «силурийские» песчаники более древними по сравнению с ними, то такой резкий обрыв трудно понять; более того, он является загадочным, если учесть, что в другом аналогичном и чрезвычайно интересном случае, несмотря на тупой конец рудного тела, несмотря на отсутствие в песчаниках явно выраженного метасоматоза, магнитная аномалия, связанная с этим телом, продолжается по простирацию в поле песчаников почти без изменения. Все однако становится ясным, если допустить угловое несогласие и поверхность размыва под песчаниками: очевидно, мы имеем дело с месторождением, размытым еще в начале  $С_{m3}$  и выходящим на поверхность лежащего бока кварцевых песчаников. Кстати отметим, что разведочный шурф, заданный через песчаники недалеко от этого лежащего бока, обнаружил под ними гематитовую руду, причем перед этим в песчаниках попадались ее обломки.

Итак, рассматриваемые базальные кварцевые песчаники, кое-где содержащие обломки гематитовой руды, с очень резким контактом располагаются рядом то с диоритом, то с «альбитофиром» и измененными им сланцами, то с рудными телами. Это является очень характерным для ингрессионного залегания с угловым несогласием, причем довольно обычное отсутствие базального конгломерата наблюдается и здесь, если не считать местной рудной базальной брекчии.

Теперь возникает вопрос, какой же возраст имеют кварцевые песчаники с гематитовыми обломками. Прежние исследователи придавали им силурийский возраст (Скринин, 1932, карта); у некоторых же исследователей, изучавших Казское месторождение, создалось впечатление о большой молодости их: их считали даже пермо-карбонowymi. Это, однако, говорит больше о слабом знакомстве с Горной Шорией, чем о правильном подходе к определению возраста. Учитывая же все, что нам сейчас известно, мы определяем этот возраст с наибольшей вероятностью, как верхнекембрийский или низы силура.

<sup>1</sup> В статье И. В. Дербигова, появившейся, когда данная статья была закончена (1939), отмечается характерная для казских руд среднего кембрия примесь молибдена, меди и кобальта.



Фиг. 4. Песчаник с обломками гематитовой руды из базальной части и нижнесилурийских (верхнекембрийских) отложений Железного ключа. Видны реликтовые тектоноструктуры.

Мы не можем сколько-нибудь серьезно рассматривать параллелизацию кварцевых песчаников ключа Железного с пермо-карбоном Кузбасса. Здесь нет даже и отдаленного сходства: ясный динамометаморфизм, прослои зеленых сланцев, кварцевый, а не аркозовый состав песчаников достаточно ясно свидетельствуют об этом. Подобных отложений совершенно нет также ни в девоне, ни в нижнем силуре, а верхний силур в Горной Шории пока не обнаружен.

Зато в верхнем кембрии мы находим как раз очень близкие кварцевые песчаники и притом в ряде мест. Так, мы их наблюдали в Амзасском районе по рч. В. Таянзы, где они подстилают доказанные фаунистически низы нижнего силура. Аналогичные кварцевые песчаники и кварциты, частью косослонистые и с магнетитовыми или гематитовыми песчаниками, мне известны также по рч. Большой (Унзас) в  $1\frac{1}{4}$  км ниже устья рч. Викторьевки. Там имеется фаунистически охарактеризованный трилобитами и ортидами горизонт не моложе низов силура (слои с *Megalaspis*), перекрывающий несогласно подобные песчаники.

В описанном районе имеется еще одна осадочная формация, хорошо обнаженная в нижнем течении Каза, начиная от крутого поворота ее на север. Там выходят метаморфизованные тельбесским плутоном сланцы с прослойками известняков в виде «слоеного пирога», сменяющиеся далее переслаиванием сланцев и песчаников; на спуске к Казу по тропе из Темиртау в них залегают конгломераты с галькой порфиринов среднего кембрия и сургучной яшмы. Е. Ю. Месоед нашла в них в шлифе остроугольный обломок магнетита с примесью скарных минералов. Так как этот конгломерат метаморфизован собственно тельбесским плутоном, то это достаточно убедительно указывает на более молодой возраст последнего по сравнению с рудами Казской группы или на двоякий возраст магнетитов Тельбесского района. По составу эту толщу можно назвать граувакковой. Вся она круто и гомоклинально падает на северо-северо-запад и таким образом имеет мощность около 2 км. В. С. Батурич (а не автор, как ошибочно полагает И. В. Дербинов, 1939, 46) относил ее к  $См_1$  — РСм. Данная толща является более древней, нежели кварцевые песчаники верхнего кембрия, как это считает Е. Ю. Месоед. Во всяком случае она не может быть моложе нижнего силура, так как содержит фауну илленид. Поэтому наличие в ее конгломератах галек красной яшмы довольно существенно при определении возраста Казского гематитового месторождения.

## ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ И ЕГО ИНТРУЗИЯ В ГОРНОЙ ШОРИИ

### 1. О стратиграфии горношорекской формации

Верхний кембрий был установлен автором в 1934 г. в виде горношорекской формации мощностью свыше 525 м;<sup>1</sup> в верхней части она содержит трилобитовую свиту белого известняка мощностью около 35 м, перемежающегося с мелкими прослойками зеленоватого сланца («слоеный пирог») и содержащего, по А. Г. Сивову (1939), *Kingstonia parichiaensis* Kobayashi, *K. globosa* n. sp., *Chuangia speciosa* n. sp., *C. sibiricus* n. sp., *C. batiaeformis* n. sp., *Kazelia emsasiensis* n. sp., *Talbotina* cf. *solitaria* Lochman, *Maladiopsis maladioides* nov. gen. et sp., *Dolgaiella minuta* nov. gen. et sp. и, по О. К. Полетаевой, *Kingstonia* sp., *Agnostus* cf. *cyclopyge* Tullb., *Dictya* cf. *dictys* Walc. и др. Эта фауна определяет возраст свиты, как возраст Chuangia-зоны ( $См_3^1$ ). В нижней части горношорекская формация состоит из красноватых и зеленоватых сланцев и песчаников с прослоем красноватого известняка, содержащего членики Crinoidea. Их конгломераты

<sup>1</sup> В. С. Батурич (1936) неверно характеризует литологический состав верхнего кембрия, утверждая, что он состоит, главным образом, из известняков.



(Радугин, 1936, 42) обнаруживают ярко выраженные следы выветривания и реликтовые тектоноструктуры галек, причем среди последних имеются березовские известняки с фауной высокоразвитых археоциат.<sup>1</sup>

Остановимся несколько подробнее на нижней свите горношорской формации, хорошо вскрытой по левому берегу Амзаса (притока рч. Мулдыбаш системы р. Кондомы), где бывшие естественные выходы теперь подчищены железнодорожной выемкой. В результате мы имеем здесь разрез красноцветных отложений мощностью приблизительно в 150 м (фиг. 5).

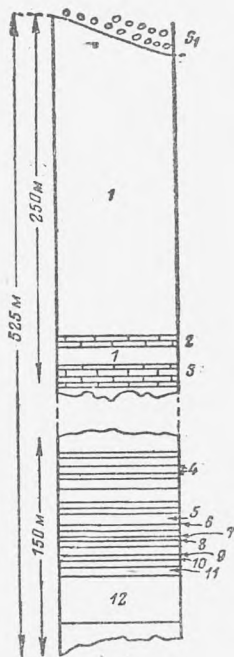
Почти в самом основании разреза залегает конгломерат типа фангломерата с обломками местных пород. Следует подчеркнуть, что здесь, как и на Салаире, в основании верхнего кембрия среди обломков нередко попадаются гальки простой (сургучной) яшмы (Радугин, 1936, 1937), столь характерной породы, образовавшейся метасоматическим путем после отложения верхних известняков среднего кембрия (березовской формации). Местами яшма галек пестрая, очень красивая. Повидимому, среднекембрийской интрузии мы обязаны появлением в описываемом конгломерате и галек с медными окислами, не выходящими за пределы гальки. Впрочем, эти следы медного оруденения могли быть связаны и с эффузивами среднего кембрия.

Еще раз подчеркнем наличие в верхнекембрийском конгломерате гальки черных окремненных альбитофиров близлежащей горы Шалбаны, которыми теперь выстлано шоссе к северу от Темир-тау.

Обломки среднекембрийского известняка, обычно белого цвета, обнаруживают ясно выраженные реликтовые тектонические трещины и жилки кальцита, не проходящие в цемент. Эти трещины в соседних гальках кембрийского известняка расположены беспорядочно, что окончательно доказывает их реликтовый характер. Заметной разницы в величине зерна без лупы не отмечено.

Реликтовые тектоноструктуры наблюдались еще в обломке светлозеленоватого слоистого кремнистого сланца из тех, что развиты неподалеку к югу от рч. Амзас. Вероятно, к этой же серии пород относится галька буровато-красной породы, представляющей собой не жильную сургучную яшму, а окремненную осадочную породу. Красным цветом она обязана выветриванию, которое испытали в континентальных пустынных условиях почти все обломки описываемого фангломерата. Наличие красной каймы вокруг его обломков поэтому весьма характерно.

В связи с этим подчеркнем дизъюнктивный характер контакта описываемой свиты верхнего кембрия со среднекембрийскими эффузивами, так как при столь резко выраженном «красноцветном» выветривании верхнекембрийских галек рядом лежащий средний кембрий совершенно лишен



Фиг. 5. Колонка горношорской формации.

1 — зеленоватые и реже красноватые сланцы и песчаники; 2 — «слоеный пирог» с фауной *Agnostus* sp.; 3 — «слоеный пирог» с фауной *Chuanguia* - зоны Ст<sup>3</sup>; 4 — прослой конгломерата; 5 — слои песчано-глинистого сланца со включением крупных обломков (до 45 см в длину); 6 — двухметровый горизонт красного оолитового известняка с цилиндрическими водорослями и с трилобитами; 7 — 20-сантиметровый прослой белого и розового оолитового известняка со включением песчинок и мелких галек; 8 — зеленоватый калькарнит с трилобитами; 9 — песчанистый известняк; 10 — прослой конгломерата; 11 — переслаивание конгломерата и песчаника; 12 — базальный фангломерат.

<sup>1</sup> М. А. Усовым ее мощность ошибочно отмечена в 350 м и неправильно указано ее наложение на средний кембрий вместо разделяющего их дизъюнктива (1936, 91).

следов того же выветривания. Такой вывод о дизъюнктивном характере контакта был сделан еще раньше (Радугин, 1936, фиг. 18) на основании непараллельности строго выдержанного простирания слоев верхнего кембрия с этим конгломератом (Радугин, 1936, фиг. 18), в связи с чем очевидно к нему подходят в разных его местах различные слои верхнего кембрия.

Среди обломков описываемого фангломерата встречен альбитит-порфир, имеющий стратиграфическое значение. Так как все или большинство обломков описываемого фангломерата принесены из рядом лежащего среднего кембрия, то мы считаем с большой долей вероятности этот альбитит-порфир среднекембрийским.

Лежащая на описанном фангломерате нижняя свита верхнего кембрия представляет собой ярко выраженную красноцветную толщу сланцев и песчаников, переслаивающихся между собой. Но местами в ней встречаются и другие горизонты, которые, нарушая однообразие толщи, придают ее разрезу некоторую определенность.

Так, здесь встречен ряд небольших прослоев зеленых сланцев и песчаников. В одном горизонте светлозеленоватый известковистый песчаник переслаивается с песчанистыми известняками того же цвета. То же наблюдается и в вышележащем горизонте, где, кроме того, имеются прослойки зеленоватого сланца, а в калькарените видны разрезы трилобитов.

Отмечен в данном разрезе еще ряд зеленых участков, но слагающие их породы приобрели, по нашему мнению, зеленую окраску от протекавших через красноцветную толщу эманаций. Такие участки располагаются местами рядом с дайками или силлами зеленоватого порфирита; в других местах вторичный характер позеленения и без того ясен по неправильным границам зеленых участков, по их разбитости и насыщенности жилками.

В одном месте описываемого разреза встречаются два прослоя известняков, кроме отмеченного калькаренита. Эта пачка заслуживает более пристального внимания, так как она является, мне кажется, весьма характерной для описываемой фации и горизонта  $Sm_3$ .

Около 3 м стратиграфически выше упомянутого калькаренита с трилобитами залегает прослой белого оолитового известняка, переходящего по простиранию в розовый и затем выклинивающегося. В розовой его разновидности имеются включения песчинок и мелкой гальки.

Затем через 7—8 м стратиграфически выше залегает снова двухметровый горизонт красного оолитового известняка с сигаровидными или цилиндрической формы небольшими водорослями и с трилобитами (?). В нем наблюдаются прослойки красного глинистого сланца. Этот прослой повидимому был размыт перед отложением вышележащего слоя, так как он исчезает внизу обнажения.

Последний горизонт весьма любопытен. Здесь, в обычных красных песчано-глинистых тонко- и параллельнослоистых отложениях мощностью около 8 м наблюдаются крупные остроугольные обломки до 20—25 см в длину и даже отдельные глыбы до 45 см. Прогиба подстилающих слоев под этими глыбами не заметно; впрочем, во многих случаях это не ясно из-за плохой обнаженности. Состав включений таков: жильный кварц, красная яшма, редко среднекембрийские порфириды и обычные черные окремненные альбитофиры горы Шалбаны. Поверхность некоторых валунов обнаруживает следы золотой обработки: в случае ноздреватой поверхности видна оглаженность внутри мелких углублений.

Следует отметить в данном разрезе еще несколько прослоев конгломератов, которые по составу не отличаются от описанного выше.

Редкость интрузивной гальки в описанных только что отложениях и, наоборот, обилие ее в основании нижнего силура вообще можно объяснить тем, что к нижнему силуру была глубже вскрыта та же среднекембрийская

интрузия, которая встречается изредка в базальном конгломерате верхнего кембрия. На этом основании можно сомневаться в самостоятельности верхнекембрийской интрузии, — тем более, что описанный амзасский верхний кембрий нигде, насколько известно, не рассекается интрузиями, которые идентичны галькам низов нижнего силура. Это сомнение, правда, исчезнет, если мы учтем упомянутый ниже факт меденосности верхнекембрийских известняков, имеющей возраст не моложе низов нижнего силура; но все же для большей уверенности в наличии верхнекембрийской интрузии и тем более для изучения ее не по галькам нижнесилурийского известняка, а по коренным выходам интрузии, нужно установить хотя бы один плутон верхнекембрийского возраста.

В этом отношении интересны другие районы Горной Шории, в частности район М. и Б. Таза или район Мостакольского плутона.

## 2. Верхнекембрийская интрузия Горной Шории

Еще в 1934 г. автор установил, что мостакольский плутон, расположенный в бассейне рч. Таз (приток Кондомы) в районе деревень Шимзес, М. и Б. Таз очень близок литологически к интрузивным породам галек базального конгломерата нижнего силура. На этом основании он отнес его к салаирской интрузии, а на основании изучения конгломератов даже установил меденосность ее эманаций (Радугин, 1936, 55). С моей точки зрения, этот плутон мог быть более надежным представителем бериккульской фазы тектогенеза, чем сама бериккульская интрузия, выделенная акад. М. А. Усовым (1936, 95). В самом деле, верхний предел возраста последней им определялся на том лишь основании, что она древнее каледонской интрузии. Но какой? Если не таконской, то бериккульская могла быть таконской. Кроме того, сама установленная М. А. Усовым множественность формаций и фаз тектогенеза сильно повышает требования к качеству наших работ, в частности к возрастным определениям и соотношениям. В самом деле, если, например, западноалтайская формация связана с интрузией, то, чтобы выделить верхнекембрийскую интрузию, надо или видеть ее гальку в основании западноалтайской формации, или видеть, что верхнекембрийская интрузия сечется именно западноалтайской (низы нижнего силура) и притом таким ее представителем, который нельзя считать за одну из более поздних фаз той же салаирской интрузии.

Посмотрим же, насколько такие повышенные требования точности определения выполнены в Горной Шории.

Мы расчленим вопрос на следующие три части: 1) насколько тождественны гальки интрузии из нижнесилурийского конгломерата породам мостакольского штока и других верхнекембрийских плутонов; 2) чем определяется возраст конгломератов; 3) каков возраст осадочной толщи, прорванной мостакольским штоком.

1. Сравнение галек салаирской интрузии из нижнесилурийского конгломерата с породами самой интрузии в ее первичном залегании лучше всего провести с помощью специальной монографической обработки. Такая обработка начата автором. Она даст всесторонний окончательный ответ на этот вопрос. К сожалению, дело задерживается из-за химических анализов. Но, и не дожидаясь конца обработки, можно с большой уверенностью и без ошибки отождествить сравниваемые породы, — тем более, что такое сравнение проведено особым приемом. Именно, автор собирал гальки интрузии, брал затем от всех замеченных разновидностей кусочки в маршрут и в поле, сравнивал их с породами мостакольского и тазовского плутонов по всем признакам вплоть до тончайших оттенков отдельных минералов, например, бледнорозовых импренъированных кристаллов полевого шпата, появившихся в одну из последних фаз интрузии. Это сравнение,

во избежание ошибки, проверялось с помощью посторонних лиц, чтобы получить большую объективность суждения.

При такой методике работы выяснилось, что некоторые породы нижнесилурийских галек и мостакольского штока совершенно тождественны; в то же время другие, хотя и различаются, но как в самом теле штока, так и в гальках представляют несколько не совпадающие друг с другом вариации структуры, зернистости, процентного соотношения минералов и т. д., не меняющие типичного для всего комплекса пород облика.

В чем же заключаются те общие черты, которые видны сейчас после микроскопического изучения как в нижнесилурийской гальке, так и в породах мостакольского штока?

а) И там и здесь в ряду пород варьирующей кислотности есть разновидности, близкие к опдалитам: они богаты кварцем, но полевой шпат у них — главным образом плагиоклаз, близкий к лабрадору.

б) И там и здесь наблюдаются микропегматитовые структуры, свидетельствующие о гипабиссальности интрузии, согласно учению о фациях интрузий.

в) Тождествен минералогический состав и по своим видам, и по процентному составу минералов.

г) Одинаково выражено вторичное изменение пород; набор вторичных минералов и их расположение в связи с разрушением того или другого минерала идентичны.

д) Даже тончайшие оттенки цвета пород и минералов совпадают; в частности, весьма характерен бледнорозовый вторичный полевой шпат (вероятно пегматитовой фазы), развивающейся вдоль трещин и в виде импреняций на недалеком расстоянии от них.

е) Заметная и без лупы особенность структуры, выражающаяся в кучном расположении темноцветных минералов, также является общим признаком сравниваемых пород.

2. Возраст нижнесилурийских конгломератов был в свое время доказан автором для Амзасского района (Радугин, 1936, 43—46), хотя впервые это стало ему ясно еще летом 1931 г., когда он установил их отношение как базальной свиты к вышележащим сланцам и известнякам с нижнесилурийской фауной кораллов (*Calapoecia* sp., *Halyssites* sp., *Columnaria* sp. и др.).

Совсем недавно О. К. Полетаева определила трилобиты, собранные автором и ею над базальными конгломератами нижнего силура, причем возраст их оказался тремадокским. Она описала монографически следующие виды: *Apatokephalus schoriensis* n. sp., *A. subseratus* n. sp., *A. amsassicus*, *Macropyge* sp., *Orometopus subelatifrons* n. sp., *O. subpraenuntius* n. sp., *O. laevis* n. sp., *Clavatellus globosus* n. gen. et sp., *C. amsassicus* n. sp., *C. zickzac* n. sp., *Schumardia pusilleformis* n. sp., *Harpides rugosus* S a r. and B o e s k., var. *amsassensis* n. var., *H. harpeformis* n. sp., *Cyrtometopus* cf. *speciosus* D a l m.; *Ceratopyge?* sp., *Proceratopyge?* sp., *Hysterolepus sibiricus* n. sp., *Dikelocephalopsis amsassensis* n. gen. et sp., *Solenopleura subcineta* n. sp., *S. subc.* var. *amsassicus* n. var., *Parabolinella argentinensis* (?) K o b., *Subsphaerophthalmus* n. gen. et sp., *Triarthrus* (?) sp. *Geragnostus*, *Trinodus* sp., *Euloma primordialeformis* P o l e t., *Eu. pr.* var. *amsassicus* n. v., *Pomegalaspis robustus*, *P. elongatus* n. sp., *Maja subsulcata* n. gen. et sp., *M. sulcata* n. sp., *M. cylindrica* n. sp., *M. venusta* n. sp., *Symphysurus* cf. *anderssoni* T r o e d s o n, *Amsasskiella originalis* gen. et sp., *Cystoidea* sp. Те же отложения прослежены довольно далеко на восток по Амзасу (Радугин, 1936, фиг. 18). Еще в 1931 г. они же были встречены Ю. А. Кузнецовым, А. Д. Скрипиным и М. Ф. Черкашениным далеко на востоко-северо-восток по простиранию амзасского нижнего силура при весьма выдержанных литологических свойствах и особенно при том же облике и составе



базального конгломерата, изобилующего такой же интрузивной галькой, как и в Амзасском районе.

Чтобы не быть голословным, охарактеризуем вкратце этот состав для конгломерата рч. Б. Таз, обнажающегося по правой стороне немного ниже одноименного поселка. Там, среди галек отмечены красные глинистые сланцы и песчаники, белые, серые и красноватые известняки, красная яшма, светло-зеленоватые известковистые сланцы с тонкой сланцеватостью, не проходящей в цемент, зеленые песчаники (из верхней части кембрия), лиловато-серые плагиоклазовые порфириды и различные представители кембрийских интрузий, в частности зеленовато-серые среднезернистые биотито-рогово-обманковые диориты, состоящие из черной роговой обманки, перешедшего в хлорит биотита и светлозеленоватого плагиоклаза. Среди других разновидностей интрузий имеются весьма похожие на породы, обнаженные ниже по р. Тазу и прорывающие кембрий. Особо отметим альбитит-порфир, в котором до 10% породы состоит из руд—преобладающего гематита и менее магнетита; распределенные, главным образом, между зернами или по трещинам, они очевидно являются постмагматическими; в то же время они не выходят за пределы гальки. Этот факт довольно важен, так как он гармонирует с развиваемым здесь положением о новом кембрийском железоруднении Горной Шории. Цемент конгломерата известковистый, с хлоритовыми пленками и с характерными красными и зеленоватыми песчинками, а также обильными зернами кварца.

Тот же возраст конгломератов Б. Таза, который определяется литологическим сходством с амзасским конгломератом нижнего силура, получается и на основании фауны. Так, в перекрывающих отложениях верховьев рч. Куйлы, правого притока рч. Тельбес, по сборам А. Д. Скрипина известна нижнесилурийская фауна: *Nucula cf. levata* Hall, *Pleurotomaria cf. viator* V a g r., *Orthoceras* sp., *Rhynchonella princeps* V a g r., var. *tetas*, *Tellinomya* sp. (g), Orthidae (определения А. Г. Сивова). Далее, еще М. Ф. Черкашенин обнаружил в 1931 г. фауну брахиопод плохой сохранности в районе Шерегешевского месторождения, а также по левому берегу рч. Большой около 13 км выше устья рч. Викторевки в близких по возрасту осадках. Автор в 1934 г. присоединил к этому еще ряд точек с ортидами, а кроме того, нашел хвостовые щиты трилобитов. Если прежние сборы дали не совсем определенный возраст (по данным Л. Л. Халфина и А. Г. Сивова), то трилобиты *Megalaspis* определяют, по А. Г. Сивову, низы нижнего силура. Наконец, в районе Шерегешевского месторождения недавно была вновь обнаружена фауна нижнего силура (Усов, 1936, 100).

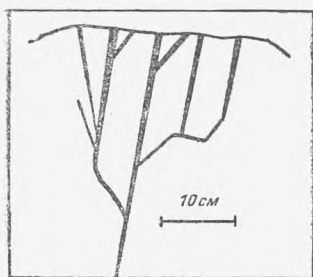
Таким образом, становится возможным непосредственное прослеживание по простиранию картированием весьма характерных нижнесилурийских отложений<sup>1</sup> и подтверждение их возраста хотя немногочисленными, но убедительными находками фауны. Так обстоит дело с возрастом нижнесилурийских конгломератов бассейна Таза, Тельбеса и Большой (Унзаса).

3. Остается выяснить еще возраст пород, прорванных мостакольским штоком. В этом отношении дело обстоит не так удовлетворительно, как хотелось бы, и дальнейшая работа особенно желательна именно для проверки и уточнения этого возраста. Прежде всего рассмотрим их состав и стратиграфическое положение.

По рч. Б. Таз мы имеем, повидимому, лучший разрез пород, перекрываемых низами нижнего силура. Если идти вниз по течению этой речки от одноименного поселка, то примерно через 0.5 км мы встретим отмеченное обна-

<sup>1</sup> Выходы силура развиты по простиранию, но разъединены другими образованиями.

жение базального конгломерата нижнего силура, совершенно тождественного по своим свойствам базальному конгломерату нижнего силура Амзасского района, в частности по составу интрузивных галек. Слои здесь круто падают на юг, согласно наблюдениям Г. С. Малгатаева. То же получилось и у автора в 1939 г. Конгломераты в нижней части выходов на широтном участке борта сменяются зелеными сланцами, в которых Г. С. Малгатаев в 1934 г. обнаружил фауну хлоритизированных остатков пелеципод, а автор остатки эхиносферид (*Echinospaeridae*) с отчетливыми ромбовыми порами (как у *Echinospaera* W a h l), что указывает на нижний силур. Немного ниже по течению на большом протяжении обнажаются вновь конгломераты мощностью 150—200 м с прослоями песчаников и опять-таки с галькой кислых интрузий; но на этот раз толща имеет существенно красноцветный состав и сильнее подавлена. Это выражается в растрескивании хлорита и серицита с образованием штрихов, особенно по контурам крупных галек; гальки красных и зеленых сланцев и кембрийского известняка расплющены; некоторые из них поражены поперечными трещинами раздвигания, заполненными волокнистым кальцитом, вытянутым вдоль сланцеватости и косо к трещинам.



Фиг. 6. «Осадочные дайки» красноцветного глинистого материала (черное) в археоциатовом известняке нижнего кембрия.

Среди обломков в песчаниках и конгломератах видны зерна кварца, в том числе и жильного,<sup>1</sup> листочки слюды, зерна и гальки красных, светлосерых и пестрых (красно-зеленых) известняков. Повидимому, реже встречаются гальки интрузивных пород.

Из-под описанных красноцветных отложений, наконец, обнажается интересующая нас формация, которая состоит из темных глинистых сланцев, местами под влиянием мостакольского штока и его отпрысков эпидотизированных и вообще сильно метасоматизированных, затем зелено-серых песчаников с фауной ортид,

прослоев известняка, которые отметил А. Д. Скрипин (1932), конгломерата и красноцветной свиты сланцев, песчаников и известняков. Последняя развита по рч. М. Таз ниже одноименного поселка и выше ее устья. Ее красноцветный характер и условия залегания с падением на юг, или, иными словами, с налеганием на севернее расположенные известняки с археоцитами нижнего кембрия, следует подчеркнуть, так как они определяют ее отношение к последним как к более древним образованиям.

Такое отношение становится особенно ясным, если понаблюдать, что представляют собой нижнекембрийские известняки у своего всячего бока, как это прекрасно видно в обнажениях и свалах в самой деревне М. Таз. Тут бросается в глаза типичная кора древнего выветривания археоциатовых известняков. Она выражается в появлении розовой и красноватой окраски в их всячем боку, а главное в образовании карманов выветривания, заполненных кембрийским песчано-глинистым веществом, образующим нередко мелкие осадочные дайки (фиг. 6). Наблюдения отчетливо показывают, что до этого выветривания археоциатовые известняки пережили фазу складчатости с образованием сложной сети тектонических трещин, отчасти использованной выветриванием перед отложением вышележащих красноцветных осадков среднего или верхнего кембрия.

По образцам А. Д. Скрипина, взятым близ устья М. Таз, можно наблю-

<sup>1</sup> Беловатого и синеватого; у последнего характерный оттенок выступает особенно ярко благодаря красному фону породы.

дать в низах описываемой формации, в ее песчаниках, примесь мелких галек сургучно-красной яшмы, что указывает на ее более молодой возраст по отношению к описанным выше среднекембрийским образованиям Горной Шории.

Фаунистически описываемая толща почти не охарактеризована. Но недавно автор нашел в ней несколько образцов, которые, по его мнению, едва ли могут быть отнесены к среднему и нижнему кембрию, являясь сравнительно крупными и груборебристыми формами. В таком случае их возраст с наибольшей вероятностью приходится считать за верхнекембрийский и на этом основании мостакольский и тазовский плутоны, прорывающие данный верхний кембрий, отнести тоже к верхнекембрийским образованиям, поскольку в низах нижнего силура они встречены в гальках конгломерата.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из сказанного выше можно, мне кажется, сделать ряд весьма существенных выводов.

1. Та критика верхнекембрийского тектогенеза, которая недавно была дана В. А. Заварицким (1938), будучи правильной для взятого им конкретного случая из района Бериккульского месторождения, не является достаточным основанием для отрицания этой фазы в Западной Сибири, так как фундаментом для обоснования этой фазы послужил не только этот частный случай, но весь материал по Западной Сибири. Именно это обстоятельство объясняет, почему, несмотря на ошибки И. С. Лапковского, получившие отражение и в сводке акад. М. А. Усова, он все же остается правым в своем выделении не только бериккульской фазы, но также гурьевской, или, что то же, уленьской.

Можно только приветствовать требование точности к геологическим картам, выставяемое В. А. Заварицким, — в особенности, если это касается установления новых фаз тектогенеза. Но утверждение В. А. Заварицкого, что «единственным основанием для установления бериккульской фазы тектогенеза явилось у М. А. Усова существование бериккульской интрузии», ошибочно и, возможно, обусловлено недостаточным его знакомством с литературой по Западной Сибири. М. А. Усову было, разумеется, известно из литературы, что в Западной Сибири, в частности в Горной Шории, галька интрузии в основании силура установлена еще в 1931 г., а в 1934 г. точно, на основании фаунистических данных и детализированного геологического картирования доказано наличие как фазы тектогенеза, так и интрузии на границе нижнего силура и верхнего кембрия (Радугин, 1936, 42—55, особенно 43 и 50). М. А. Усов ясно сам сознавал, что неизбежна известная доля погрешностей, зависящая от несовершенства сведенного им материала и от него самого (Усов, 1936). Нужно помнить, что сводка М. А. Усова, это отражение — пусть с ошибками — реальной действительности, познаваемой не им самим в поле, а крупным отрядом геологов Сибири — и молодых, и старых, и местных, и центральных. Нужно учесть, что этот же отряд геологов смотрит на его сводку, как и сам М. А. Усов, лишь как на первое приближение к действительности, подлежащее разработке и уточнению. Но оно уже теперь отражает ее правильное, совершеннее, чем старые упрощенные схемы. В сводке М. А. Усова есть ошибки, ее нужно исправлять, совершенствовать, но с применением всех точных методов и с не менее широким и полным охватом материала, чем в сводке.

2. Последние работы, проведенные после 1935—1936 гг., т. е. после времени составления фаз и циклов тектогенеза Зап.-Сиб. края, уточняют и исправляют эту сводку, но в сторону увеличения, а не сокращения числа фаз тектогенеза. Это видно на примере верхнего и среднего кембрия, в частности из данной статьи и из других работ (Радугин, 1937), которые не только

обосновывают сохранение бериккульской и гурьевской фаз тектогенеза и их интрузий, а также толсточижинской формации, но устанавливают самостоятельность березовской формации среднего кембрия и салаирской формации верхнего кембрия.

3. По материалам исследования в Салаире и Горной Шории в конце среднего и в верхнем кембрии устанавливается следующая последовательность событий, если опустить детали тектонической и эманационной жизни интрузий и формирования осадков.

а) В последние века среднего кембрия, после образования орлиногорской и березовской формаций, прошла фаза конкордантной или унаследованной складчатости северо-западного простирания на горе Орлиной и востоко-северо-восточного простирания в Горной Шории. В обоих случаях эта складчатость была прежнего, хотя и различного в разных местах направления.

б) По подготовленным в предыдущую фазу сжатия путям, расслабленным в следующий момент, проникла диоритовая магма, в частности давшая в Горной Шории железный плутон.

в) Вслед затем,<sup>1</sup> повидимому после предварительных подвижек проникает на тот же горизонт литосферы новая порция магмы примерно того же состава, которая, несмотря на больший размер тел, раскристаллизовалась гораздо слабее по сравнению со среднекембрийскими диоритами; возможно, что это — результат промежуточной фазы складчатости или поднятия с соответствующим опусканием поверхности денудационного среза.

г) Затем вновь происходят тектонические подвижки конкордантного характера, создающие подводящие пути для рудных эманаций, и последние формируют железорудные массы гематитовых и магнетитовых (?) месторождений Казской группы; сюда же, к несколько более поздней эпохе относится образование яшмы, барита, а также вероятно сульфидов с некоторым содержанием серебра и золота.

д) Вновь происходят подвижки, вследствие чего только что образовавшаяся гематитовая руда получает закономерные системы трещиноватости.

е) В результате поднятия района и последующей глубокой денудации происходит вскрытие на дневной поверхности диоритов и руд, причем образуется повидимому непепленезированная поверхность, так как вышележащая формация не содержит в своем основании пород, ее подстилающих; кроме того, ее лежащий бок не обнаруживает признаков неровной, затопленной при ингрессии, сильно расчлененной поверхности континента.

ж) После отложения осадков верхнего кембрия,<sup>2</sup> в частности слоев с фауной трилобитов Chuangia-зоны, вновь происходит складчатость, а затем своеобразная интрузия, давшая в Горной Шории мостагольский и тазовский штоки и связанные с нею магнетитовые руды и золото.

з) Затем наступает море низов нижнего силура, которое абрадирует возвышенности, сложенные средним и верхним кембрием с образованием широко развитых на Салаире, в Горной Шории и Алтае базальных конгломератов нижнего силура.

4. Установленные в Сибири фазы тектогенеза и интрузии верхнего и среднего кембрия имеют большое теоретическое и практическое значение: они подчеркивают своеобразие исторического развития Сибири в кембрийский период и, следовательно, самостоятельность салаирских (кембрийских) фаз тектогенеза, выделяемых в салаирский цикл или этап, промежуточный между каледонскими и докембрийскими дислокациями.

<sup>1</sup> А по другим данным, перед образованием диоритов.

<sup>2</sup> Вопрос о том, сколько формаций и фаз тектогенеза было в верхнем кембрии, здесь пока не рассматривается.



## БИБЛИОГРАФИЯ

- Б а т у р и н В. С. Фазы тектогенеза Тельбесского района Горной Шории. — Пробл. сов. геол., 1936, № 7.
- Б о л г о в Г. П. Геология и полезные ископаемые северо-западной части Салаирского кряжа. — Фонд. отд. Зап.-Сиб. геол. упр., 1937, рукопись.
- Д е р б и к о в И. В. Новый Казский тип железорудных месторождений в Горной Шории. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1939, № 5.
- З а в а р и ц к и й В. А. К вопросу о «беркульской фазе тектогенеза» в Алтайском крае. — Сб. посвящ. 50-летию научн. и педаг. деят. акад. В. А. Обручева, т. I. М., изд. Акад. Наук, 1938.
- К у з ь м и н А. М. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Ала-тау, Салаира и Кузнецкого бассейна. — Изв. Сиб. отд. геол. ком., 1928, 7, № 2.
- Л а н к о в с к и й И. С. Геологическое строение и условия золотоносности Беркульского района. — Дипломная работа. 1935.
- М е с я н и н о в А. А. и Я ц е н к о П. С. Восточная группа магнетитовых месторождений Тельбесского железорудного района. — Фонд. отд. Зап.-Сиб. геол. упр., 1931, рукопись.
- М у ш к е т о в Д. И. Региональная геотектоника. 1935.
- О б р у ч е в В. А. Геология Сибири, т. I, М., изд. Акад. Наук СССР, 1935.
- П о с ч е л о в Г. Л. Геологическое строение Уленьского меднорудного района Хакасии. — Фонд. отд. Зап.-Сиб. геол. упр., 1936, рукопись.
- Путеводитель Сибирской экскурсии XVII Международного геологического конгресса, Западная Сибирь, М.—Лг., ОНТИ, 1937.
- Р а д у г и н К. В. Разрез древнего палеозоя в районе Гурьевска близ г. Орлиной. — Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., 1925, 5, № 5.
- Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории. — Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, 1936, вып. 37.
- У грани Восточного Саяна и Енисейского кряжа. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1937, вып. 4.
- О салаирской складчатости. — Доклады Акад. Наук, СССР, 1938, 18, № 9.
- С и в о в А. Г. Верхний кембрий Саяно-Алтайской области. — 1939, рукопись.
- С к р и п и н А. Д. Геологическое описание Горной Шории. Южно-Тельбесский планшет. — Отд. фондов Зап.-Сиб. геол. упр., 1932, рукопись.
- С п е р а н с к и й Б. Ф. Салаирский кряж. Геологический очерк. — Отд. фондов Зап.-Сиб. геол. упр., 1934, рукопись.
- С п е р а н с к и й Б. Ф. и В и н к м а н М. К. Геологический очерк Северо-восточной окраины Салаирского кряжа в системах рр. Ур, Степной и Черневой Бачаты. — Отд. фондов Зап.-Сиб. геол. упр., 1934, рукопись.
- Т е т я е в М. М. Геотектоника СССР. 1938.
- У с о в М. А. Тельбесская группа железорудных месторождений. — Сб. Минерально-сырьевая база Кузнецкого завода. 1933, 28—45.
- Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края. Томск, 1935.
- Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, изд. Зап.-Сиб. геол. тр., 1936.
- Ц е й к л и н И. С. (1) Материалы к стратиграфии окрестностей г. Орлиной, в северо-восточной части Салаира. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1935, вып. 5.
- (2) Формации палеозоя и ртутное оруденение в районе г. Орлиной в северо-восточной части Салаира. — Отд. фондов Зап.-Сиб. геол. упр., 1935, рукопись.
- Ч у р а к о в А. Н. История развития наших представлений о строении северо-западной окраины «древнего теменн Азии». — Изв. Геол. ком., 1927, 46, № 1, 45—65.
- История геологического развития южной части Средней Сибири от середины протерозойской эры до нижне-силурийской эпохи включительно. — Изв. Акад. Наук СССР, 1932, № 10, 1469.
- К e y e s C. Methodical sciences of geological Chronology. — Pan-Amer. Geol., 1934, 61, № 1.

*K. V. RADUGHIN*

ON THE PHASES OF THE TECTOGENESIS OF THE MIDDLE  
AND UPPER CAMBRIAN

SUMMARY

By investigations in the Salair and Mountainous Shoria the following sequence of events at the end of the Middle and in the Upper Cambrian has been ascertained:—

1. At the later ages of the Middle Cambrian, after the Orlinaya Gora and erezov formations had come into existence, there occurred a phase of concordant (inherited) folding trending north-westward at Mt. Orlinaya and east-north-eastward in Mountainous Shoria.

2. Through the passages which appeared during the preceding contraction phase, dioritic magma penetrated, which produced in Mountainous Shoria the Lioritic pluton of the Guriev phase of tectogenesis.

3. Subsequently to this, and as evidenced by other data, prior to the formation of diorites, probably after preliminary movements, to the same horizon of the lithosphere albitophyre magma penetrated, which, in spite of the large size of the bodies, was much less crystallized than the Middle Cambrian diorites; this is possibly the result of an intermediate phase of tectogenesis or of an upheaval accompanied by a corresponding subsidence of the surface of the denudation level.

4. Thereupon tectonic movements of a concordant nature again took place, creating the passageways for ore emanations, the latter forming the iron-ore masses of hematite and magnetite (?) deposits of the Kaz group; here to a somewhat later epoch is referred the formation of jasper, barite and, probably, sulphides with a certain content of silver, gold, etc.

5. Tangential dislocations occur again, as a consequence of which the hematite ore just formed acquires a regular system of fractures.

6. As a result of an upheaval of the region and the subsequent deep denudation an exposure occurs at the surface of diorites, albitophyres, and ores, a peneplanated surface being probably formed, since the higher occurring Tolstochikha formation contains at its base few if any fragments of sediments underlying it, and its footwall shows no evidence of the uneven, highly dissected surface of the continent, submerged during the ingression.

7. After the deposition of the Upper Cambrian sediments, in particular of the strata with a fauna of trilobites of the Chuangia zone, folding takes place again, followed by a peculiar intrusion which in Mountainous Shoria produced the Mostakol and Tazov stocks and the magnetite ores and gold connected with it.

8. Thus the phases of tectogenesis and the intrusions of the Upper and Middle Cambrian recorded in Siberia are not only of great theoretical but also of practical importance and confirm the expedience of distinguishing the Salair (Cambrian) stage of cycle of tectogenesis, which is intermediate between the Caledonian and the Pre-Cambrian dislocations.

Translated by A. Brashnina

---

Ф. Н. ШАХОВ**ЗОНЫ СМЯТИЯ НА АЛТАЕ И СВЯЗИ ИХ С РУДНЫМИ  
МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ****ВВЕДЕНИЕ**

Вопрос о закономерностях пространственного расположения рудных месторождений на Алтае и связи их с тектоническими зонами ставился неоднократно и решался в высшей степени противоречиво. Так, В. К. Котульским (1918, 52) была отмечена приуроченность полиметаллических месторождений Рудного Алтая к «дислокационным трещинам». Позднее И. Ф. Григорьев, характеризуя основные черты оруденения Рудного Алтая, связал полиметаллические месторождения этого района «с интрузивами, застывающими при воздействии на них тектонических напряжений», но отметил, что для них характерно «отсутствие резко выявленной связи оруденения с крупными тектоническими сбросами» (1934, 49). Несколько позже мною было указано (Шахов, 1937, 95—101), что в Рудном и Горном Алтае рудная минерализация следует крупным зонам разломов, в частности, зонам смятия северо-западного простирания, ограничивающим, по В. П. Нехорошеву, «грабен» Рудного Алтая. При этом было отмечено, что на Алтае минерализованными бывают зоны нарушения не только северо-западного, но и широтного простирания (район Мурзинских и Акимовского месторождений в северо-западном Алтае), и, наконец, было высказано предположение о возможно различном возрасте ртутной минерализации Ойротии и полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Отсюда естественно, как следствие, вытекала мысль о том, что на Алтае и зоны нарушения и минерализация, с ними связанная, могут быть различного возраста.

В последнее время этот вопрос очень оригинально был освещен В. П. Нехорошевым, по данным которого связь оруденения с зонами смятия рисуется в следующем виде (1938).

Возникновение зон смятия северо-западного простирания связано с коротким во времени развитием сложного вулканического процесса, приведшего к образованию гранитных массивов трех типов. «Образование расколов по границам рудного грабена» происходило после «внедрения гранитов зменногорского комплекса» и предшествовало «внедрению биотитовых гранитов». «Формирование зон смятия вдоль расколов» предшествовало появлению магмы порфиroidных гранитов. Движения, возникшие после интрузии порфиroidных гранитов, сопровождались дополнительной инъекцией остаточных магм, из которых образовались пегматиты, аплиты, кварцевые порфиры, гранит-порфиры и т. д. «Все эти граниты произошли из одного очага, причем интрузивная деятельность в течение всего цикла, повидимому, не прерывалась эффузивной».

С конечной стадией вулканического цикла В. П. Нехорошев связывает всю рудную минерализацию Алтая. Сюда он относит образование магнети-

товых образований железа, месторождений олова, вольфрама, молибдена, золота, цветных металлов и ртути. «Мы не разделяем по времени образования различных типов рудных месторождений юго-западного Алтая», — отмечает он и в то же время указывает, что все типы месторождений на Алтае пространственно связаны с зонами смятий преимущественно северо-западного простирания. Таким образом, из работы В. П. Нехорошева читатель должен сделать вывод, что зоны смятий, которым следует минерализация, образовались почти одновременно, а рудные месторождения — одновременно, и все эти события происходили в конце палеозоя, в эпоху варисских дислокаций. На основании этих предпосылок В. П. Нехорошев представляет себе Алтай разделенным нарушениями северо-западного направления на ряд блоков-полос, в пределах которых обособились специфические комплексы месторождений. В районе Калбинского хребта имеется «вольфрамо-оловянная зона»; в «грабене» Рудного Алтая — «полиметаллическая зона»; следующие широкие полосы вплоть до Чуйского тракта представляют собой «вольфрамо-молибденовую зону», а с Курая в направлении Чемала тянется ртутная зона.

Зоны широтного простирания — альпийские; из обзора они исключаются. Кроме того, с поля зрения снимаются «повторные молодые тектонические движения по готовой зоне смятия», ибо «такое допущение» считается «мало убедительным».

Из изложенного материала видно, что вопрос о генезисе зон смятия и связи с ними рудной минерализации является очень важным и решается в высшей степени противоречиво. В настоящей статье на основании личного опыта и наблюдений, а также на основании материала последних исследований геологов западно-сибирских геологических организаций нами делается попытка вскрыть сущность имеющихся противоречий и показать связи оруденения со структурой на Алтае.

### ОСНОВНЫЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ЗОН СМЯТИЯ НА АЛТАЕ

По морфологическим чертам в настоящее время можно на Алтае выделить два типа зон смятия. Первый тип представлен широкими полосами пород, пораженных давлением, вызвавшим пластичные деформации. Эти зоны интенсивной расщепки обладают значительной шириной, иногда достигающей 3—5 км, и прослеживаются на значительные расстояния. К этому типу относятся зоны смятия, ограничивающие «грабен» Рудного Алтая; в такого типа зоне смятия залегают известные коргонские яшмы и Коргонское железорудное месторождение; известны такие зоны смятия в районе Ваццелакских монацитовых россыпей и в других районах Горного Алтая.

Зоны расщепления поражают различные породы, но особенно ярко бывают выражены, когда пересекают гранитные массивы. Гранитоиды, чаще гранодиориты, попавшие в такие зоны, тонко расщепываются и превращаются в дислокационные гнейсы. Часто расщепленные породы поражены дополнительной минерализацией. Макроскопическое исследование таких тектонитов из восточной зоны смятия в Рудном Алтае обнаруживает обычно (Шахов, 1940) катакластические, но параллельные структуры, и последующая минерализация, а также и перекристаллизация связываются с воздействием новых вулканических процессов, обусловивших прогревания и термальную деятельность. Характер деформаций и минерализации иллюстрируют процессы, протекающие на сравнительно значительных глубинах.

Второй тип представлен зонами смятий, относящихся частично к типу чешуйчатых взбросов или надвигов. Нередко на иных отрезках такое нарушение бывает представлено одной единичной узкой зоной разрыва.



Особенно типично выражен узор такой сложной зоны смятия на плане рудных месторождений, составленном В. А. Кузнецовым и А. С. Мухиным (1936). Зона смятия характеризуется на поверхности сложной сетью отдельных узких разрывов. Ширина такой зоны в районе также может достигать нескольких километров; но деформации поражают породы только вдоль узких зон перемещения, ширина которых измеряется метрами. В этих узких зонах можно обнаружить грубые или тонкие по величине зерна брекчии, пораженные термальной минерализацией. Пластический характер деформаций не наблюдается, и минерализация обычно имеет низкотемпературный характер. Эти зоны нарушений могли возникнуть только в обстановке небольших глубин. К этой группе, по нашему мнению, нужно отнести и зоны широтных нарушений.

Наконец, к этому же типу мы относим те структуры, которые обуславливают эшелonoобразное расположение полиметаллических месторождений Рудного Алтая. В. К. Котульский, как уже указывалось выше, считал их «дислокационными трещинами», а И. Ф. Григорьев, разбирая структуры полиметаллических месторождений, не мог обнаружить «резко выраженной связи оруденения с крупными тектоническими сбросами». Обращаясь к структурам известных полиметаллических месторождений Рудного Алтая (Риддер, Белоусовское, Березовское, Николаевское), мы видим там приуроченность рудной минерализации к отслоениям в замках и крыльях складчатого девона (Буров и Курек, 1939, 33), что естественно могло иметь место только в условиях небольшой статической нагрузки. Таким образом, и в этом случае фации минералогического состава руд и структуры совпадают; и руды и отслоения образуются на сравнительно небольшой глубине. Причины эшелonoобразного расположения полиметаллических месторождений точно не установлены. Нам кажется, что линейное расположение этих месторождений подчинено осям складчатого девона, и располагаются они в тех участках, где напряжения разрешились с образованием складок второго порядка. Естественно поэтому, что в ряде случаев движение могло разрешиться и образованием разрывов; следовательно, не исключена возможность приуроченности рудной полиметаллической минерализации к «дислокационным трещинам», как это предполагал В. К. Котульский.

Таким образом, на Алтае мы можем наблюдать зоны смятия глубоких и поверхностных фаций. В приведенных примерах с фацией заложения нарушения совпадает и фация минерализации. Однако анализ имеющегося к настоящему времени материала позволяет думать, что в группы, выделенные по своим морфологическим чертам, попадают различные по возрасту образования, и, таким образом, изложенное деление является в значительной мере грубым и упрощенным. В дальнейшем изложении мы попытаемся выявить внутри выделенных типов основные генетические и, главным образом, возрастные черты, а также дать материал для более подробной их систематики.

### ЗОНЫ РАССЛАНЦЕВАНИЯ

Н. К. Морозенко (1937, 56—57), описывая Прииртышский грапитный массив, указывает, что «во время интрузии биогитовых гранитов Алтайская (юго-западная) зона смятия<sup>1</sup> была в основном сформирована, представляла собой полосу кристаллических сланцев». Наши исследования рассланцованных гранодиоритов северо-восточной зоны смятия на участке месторождения белорецких кварцитов показывают, что контактовому метаморфизму подверглись уже тонко рассланцованные гранодиориты (Шахов, 1940<sub>1</sub>). Таким образом, породы как западной, так и восточной зон смятия были рассланцованы до внедрения магмы порфировидных гра-

<sup>1</sup> Ограничивающая «грабен» Рудного Алтая с запада.

нитов; иными словами, зоны смятия были заложены до появления порфировидных гранитов. Вместе с тем в пределах массива калбинских порфировидных гранитов Морозенко (1937, 42 и 59) отмечает крупные, до 9 км длиной, полосы «катаклазированных гранитов с гнейсовидной текстурой», а также зоны смятия в самих гранитах и вмещающих породах, которым следуют оловянно-вольфрамовые месторождения. По данным В. А. Нуднера (Шахов, 1934, 11, 12), породы саушинского порфировидного гранита резко рассланцованы в участках, совпадающих по простиранию с северо-восточной зоной смятия. Затем нами (Шахов, 1933, 33) в районе Катунских Альп была обнаружена крупная зона смятия, поражающая порфировидные граниты. На ее протяжении были обнаружены жилы Чиндагатуйского молибдено-вольфрамового месторождения. Наконец, в пределах Белоречского вольфрамового месторождения Е. В. Шевченко (1938) показал, что инъекции мощной дайки аплитов предшествовало резкое смятие гранитов. Таким образом, на основании изложенного материала мы обязаны признать, что образование зон смятия имело место до и после инъекции магмы порфировидных гранитов. Кроме того, необходимо отметить, что последний, очень интенсивный приступ давления совпал с конечными стадиями кристаллизации гранитного расплава; следовательно, именно порфировидные граниты формировались в условиях явно неспокойных. Это изложение действительно (Баклаков и Русанов, 1939, 16) в значительной мере противоречит представлениям И. Ф. Григорьева (1934, 44), который связывает месторождения олова, вольфрама и молибдена «со спокойно затвердевающими интрузиями».

В пределах разобранных примеров в зонах смятия созвучная им по времени минерализация обладает чертами созвучной фаціальности. Вместе с тем пространственное наложение этих движений—вероятно, и нам кажется, что оно имеет место в восточной окраине Саушинского гранитного массива.

Этот громадный массив порфировидных гранитов, располагаясь вдоль северо-восточной зоны смятия, сам в своей восточной окраине захвачен более поздней широкой зоной рассланцевания. Кроме того, в ряде случаев, особенно в пределах восточной зоны смятия (Шахов, 1935, 8—9), наблюдаются кварцевые и баритовые жилы с сульфидами меди, а иногда свинца и цинка. В данном случае фаціальность рудных месторождений не гармонирует с фацией тектонической зоны, и объяснить их появление иначе, чем повторными подвижками по старым зонам, нам не представляется возможным. Это положение подтверждается и развитием в этой полосе большого числа даек кварцевых альбитофинов (Баклаков, 1937, 353—354). Отсюда естественно мы должны сделать вывод о том, что подвижки по старым зонам имели место, сопровождалась новой минерализацией, отвечающей особой эпохе, и, можно думать, такое положение является законным, естественным и происходит довольно часто. В случае пространственного наложения зон смятий различной фации движения должны были бы создавать особые структуры смешанного порядка. К сожалению, вопрос этот не изучен, и материала для его решения в нашем распоряжении не имеется.

Рассмотренные зоны смятия внутри разбираемого нами материала являются наиболее древними образованиями; но все же они моложе массивов гранодиоритов, которые на Алтае очевидно являются по возрасту ясно неоднородной группой (Шахов, 1940<sub>2</sub>). Принимая во внимание возраст движений, создавших зоны смятия, мы в праве ожидать, что они могут обуславливать месторождения только более молодых, чем они, по возрасту металлогенических формаций. Сюда прежде всего должно отнести формацию эндогенных месторождений, генетически связанных с интрузией биотитовых порфировидных гранитов, к которой мы относили (Шахов, 1940)

пегматиты, контактовые месторождения, кварцевые жилы с касситеритом, вольфрамитом и молибденитом, вторичные кварциты.

Месторождения последнего типа, а также некоторые магнетитовые месторождения и пегматиты следуют часто зонам смятия, предшествовавшим инъекции порфиридных гранитов. Что же касается месторождений вольфрама, молибдена и олова, а также большей части пегматитовых жил, то они, как правило, бывают приурочены к более поздним зонам смятия, которые возникали в массивах самих порфиридных гранитов раньше дополнительной инъекции остаточных магм.

Описанные зоны смятия долго служили ареной разрешения напряжений и в последующие времена, когда эрозия вскрывала их на значительную глубину. В случае повторных подвижек с ними могли пространственно связываться месторождения всех более поздних по возрасту металлогенических формаций.

### ЗОНЫ ЧЕШУЙЧАТЫХ НАДВИГОВ И ЭШЕЛОНООБРАЗНОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К этой группе нужно отнести юные зоны ртутной минерализации, зоны полиметаллических месторождений Рудного Алтая и зоны минерализации широтного простирания. Эти образования, повидимому, не однородны по возрасту. Явно не однородны по возрасту зоны юной ртутной минерализации и структуры полиметаллических месторождений.

Мною (Шахов, 1935, 16) высказывалось однажды предположение, что месторождения цветных металлов и ртути связаны с различными фазами киммерийской складчатости. К настоящему времени появился новый материал, который позволяет четко решить вопрос о разновозрастности полиметаллических месторождений Рудного Алтая и месторождений киновари. Кроме того, на его основе решается вопрос и о значительном распространении ртутной минерализации, — более широком, чем предполагает В. П. Нехорошев, отведя ей место лишь в Ойротии.

Работами В. А. Кузнецова и А. С. Мухина (Дербинов, 1938, 42; Кузнецов, 1939) летом 1938 г. в Кузнецком Ала-тау были обнаружены коренные месторождения киновари в обстановке, близко отвечающей условиям образования месторождений киновари в юго-восточном Алтае. При этом В. А. Кузнецов достаточно убедительно показал, что месторождения Алтая и Кузнецкого Ала-тау располагаются в одной тектонической зоне, а геологическая изученность Кузнецкого Ала-тау позволила ему установить юный мезозойский возраст зон нарушения, поскольку эти последние моложе перми и юры. Летом этого же года в районе Майорского гранитного массива И. П. Коропец и С. Ф. Дубинкин (1939) установили систему юных зон нарушения, секущих кварцевые порфиры и руды свинцового Черно-реченского месторождения. С этой системой трещин связаны особые кварцевые жилы; к ним же, по мнению И. П. Коропца, приурочены коренные месторождения киновари, кристаллы которой встречались в шлихах. Нужно отметить, что киноварь в шлихах встречалась и в районе Колывань — Ручьево, где юная минерализация может сосредоточиваться лишь в древней зоне расслащевания, по которой, как мы уже установили, происходили повторные подвижки. Эти подвижки, если принять юный возраст ртутной минерализации, должны были происходить неоднократно. Наконец, мы должны принять, что ртутная минерализация распространена гораздо шире, чем это предполагается, и нельзя считать, что только юго-восточный Алтай поражен минерализацией этого типа.

Итак, возраст тектонических зон ртутной минерализации следует считать мезозойским и даже послеюрским; следовательно, полиметаллические месторождения было бы возможно отнести к нижнекиммерийской фазе

тктогенеза, как это сделал акад. М. А. Усов (1936). Последнее положение становится еще более вероятным, если припомнить, что рудные тела полиметаллических месторождений Алтая, например Змеиногорского, пересекаются дайками свежих базальтовых пород, которые можно было бы по возрасту сравнивать с юрскими базальтами Салтымаковских и Караканских гор Кузбасса (Усов, 1936, 166—167).

Зоны широтного простирания наблюдаются в Алтае очень часто. Морфологически они слабо изучены; но все же можно утверждать, что это — не зоны рассланцевания. Они часто отмечаются грубыми брекчиями даже в массивных гранитных породах, как показывают наблюдения в Тигерекском районе, узки и сопровождаются явной минерализацией. Снимать их со счета, как заведомо безрудные, не тронутые минерализацией, едва ли правильно. Давно известна зона широтного простирания в районе Акимовка—Музичка. Тигерекский гранитный массив отделен от девона с севера тектонической зоной, породы которой минерализованы и содержат метасоматические кварц, эпидот и гематит. Наконец, нами в районе р. Карагем были обнаружены узкие зоны широтного простирания (Шахов, 1933). Граниты, пересекаемые ими, превращены в тонкобрекчиевидной текстуры тектопиты, эпидотизированы, окремнены. Вдоль этих зон нарушения развивается гематит, пиритизация и импреньяция халькопиритом. Мне представлялось возможным эти зоны и оруденение, к ним приуроченные, считать юными по возрасту, и условно я их объединил с месторождениями ртуты, сурьмы и марганца в одну формацию. В районе Калбинского хребта Н. К. Морозенко отмечает широтное простирание зоны смятия (до 20 км длиной), которым следуют дайки стекловатых габброидных пород. Эти породы, названные Н. К. Морозенко не совсем удачно лампрофирами, секут жилы вольфрамовых месторождений. По его мнению, «лампрофиры являются самыми молодыми породами и очевидно принадлежат к последнему циклу в общем процессе интрузии пород Прииртышского гранитного массива». Вряд ли правильно тесно связывать во времени стекловатые породы с гранитами, формировавшимися, как это отмечает Н. К. Морозенко, в условиях глубоких фаций. Невольно хочется допустить, что в данном случае эти зоны смятия возникли много позже эпохи варисского тектогенеза, а габброидные породы и кварцевые жилы с пиритом, следующие этим зонам смятия, относятся к верхнекиммерийской фазе тектогенеза.

Таким образом, можно думать, что в настоящее время на Алтае можно говорить о существовании юных зон разлома поверхностной фации и такой же по возрасту минерализации. В эту группу объединены явно разновозрастные образования. Имеющийся материал позволяет думать, что наиболее древними образованиями являются структуры рудных полей полиметаллических месторождений и более юными чешуйчатые структуры месторождений ртутной формации. Возможно, что особое положение по возрасту займут зоны широтных простираний. К сожалению, четкого материала для решения этого вопроса у нас не имеется.

### ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

На основании изложенного в данной работе материала мы считаем возможным сделать следующие выводы.

1. По своим морфологическим чертам на Алтае можно выделить два типа зон смятия, из которых одни относятся к образованиям глубокой, а другие поверхностной фации.

2. Зоны смятия глубокой фации представлены полосами рассланцеванных пород. Ширина полос рассланцевания достигает нескольких километров. Эти зоны смятия по возрасту неоднородны, но близки. Наиболее крупные



из них предшествовали инъекции гранитной магмы варисских порфировидных гранитов, а более мелкие — их дополнительной инъекции остаточных пегматитовых расплавов. Эти движения пространственно иногда совпадали друг с другом; нередко по этим же зонам происходили повторные подвижки, совершавшиеся в другой фациальной обстановке.

3. Зонам рассланцевания прежде всего следуют месторождения, генетически связанные с интрузией биотитовых порфировидных гранитов. К этой металлогенической формации относятся пегматиты, контактовые месторождения, а также кварцевые жилы с касситеритом, вольфрамитом и молибденом; к ним относятся и вторичные кварциты. Месторождения последнего типа, а также некоторые магнетитовые месторождения и пегматиты следуют часто зонам смятия, предшествовавшим инъекции порфировидных гранитов. Что же касается месторождений вольфрама, молибдена и олова, а также большей части пегматитов, то они, как правило, бывают приурочены к более поздним по возрасту зонам рассланцевания, поражающим сами массивы порфировидных гранитов.

4. В пределах зон рассланцевания встречаются и месторождения более юных формаций, что имеет место в случае явлений повторных движений по этим же зонам. Таким образом автор объясняет наличие в северо-восточной зоне смятия баритовых жил, медных и свинцово-цинковых месторождений.

5. Зоны разломов поверхностной фации также представляют сложную группу. Сюда относятся зоны чешуйчатых надвигов, полосы эшелonoобразного расположения полиметаллических месторождений и зоны нарушений широтного простирания. Все эти образования по возрасту являются более молодыми, чем зоны рассланцевания.

6. Зоны чешуйчатых надвигов характеризуются сплошной сетью отдельных узких разрывов. Ширина зоны в целом может достигать нескольких километров; но деформация поражает породы только вдоль узких зон перемещения, мощность которых измеряется метрами. С этими зонами связаны месторождения ртути, сурьмы и, возможно, марганца. В. А. Кузнецовым (1939) они считаются ларамийскими.

7. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая часто приурочены к отслоениям в замках складчатого девона. Автор полагает, что линейное расположение этих месторождений подчинено осям складок и что проявляются они в тех участках, где напряжения разрешались с образованием складок второго порядка. Естественно поэтому, что в ряде случаев движение может разрешаться с образованием разрывов, и, следовательно, не исключена возможность связи рудных месторождений с дислокационными трещинами. По возрасту эти образования древнее месторождений ртутно-сурьмяной формации.

8. Зоны пиротных нарушений являются наиболее слабо исследованными. Они отличаются узкими полосами разбитых пород, часто минерализованных. В их пределах наблюдаются явления окремнения, пиритизации, импреньяций халькопирита, развития гематита, кварцевых жил и другие виды минерализации. Автор условно объединяет их с зонами чешуйчатых дизъюнктивов ртутно-сурьмяной формации.

9. Изложенный материал позволяет думать, что на Алтае несомненная сложность тектонических систем по времени их возникновения и фации сопровождается сложной по времени образования и фации минерализацией. Этот же материал заставляет мыслить о сложном пространственном распределении на Алтае месторождений различных формаций. Надо полагать, что случаи сосуществования на одной площади месторождений различных формаций следует считать для Алтая естественным и законным явлением.

## БИБЛИОГРАФИЯ

- Б а к л а к о в М. С. Элементы стратиграфии и металлогении северо-западного Алтая. Пробл. сов. геол., 1937, № 4.
- Б а к л а к о в М. С. и Р у с а н о в М. Г. Калгутинское молибдено-вольфрамовое месторождение. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1939, № 4.
- Б у р о в П. П. и К у р е к Н. Н. Риддерская группа полиметаллических месторождений на Алтае. — Цветн. мет., 1939, № 3, 4—5.
- Г р и г о р ь е в И. Ф. Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы. — Сб. Большой Алтай, т. I. Изд. Акад. Наук, СССР 1934.
- Д е р б и к о в И. В. Основные результаты поисковых и разведочных работ на металлы в 1938 г. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1938, № 6.
- К о р о п е ц И. П. и Д у б и н к и н С. Ф. Отчет по полевым работам Тулатинской партии в 1938 году. — Новосибирск, отд. фондов Зап.-Сиб. геол. упр., 1939, рукопись.
- К о т л ь с к и й В. К. Месторождения полиметаллических руд Алтая. — Ест. произв. силы Росс., 1918, 4, вып. 8.
- К у з н е ц о в В. А. (1) Кузнецко-Алтайские геоструктуры и зоны ларамийского ртутного оруденения. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1939, вып. 1.  
— (2) Пезасское месторождение киновари на западном склоне Кузнецкого Алатау. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр. 1939, вып. 3.
- К у з н е ц о в В. А. и М у х и н А. С. Новое месторождение ртути в Горном Алтае. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1936, вып. 1—2.
- М о р о з е н к о Н. К. Прииртышский гранитный массив и связанные с ним месторождения олова и вольфрама. — Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 91.
- Н е х о р о ш е в В. П. Зоны смятия и зональность оруденения Алтая. — Пробл. сов. геол., 1938, № 3.
- У с о в М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. — Томск, изд. Зап.-Сиб. геол. тр., 1936.
- Ш а х о в Ф. Н. Геологическое исследование на юго-восточном Алтае в районе среднего течения р. Аргут. — Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, 1933, вып. 5.  
— Материалы к геологии месторождений вольфрама и бериллия на Алтае. Пробл. сов. геол., 1934, № 9.  
— К вопросу о постановке геологических исследований и поисковых работ на Алтае. — Вестн. Зап.-Сиб. геол.-гидро-геодез. тр., 1935, вып. 1.  
— Металлогения и рудные месторождения Ойротии. — Сб. Ойротия. М., изд. Акад. Наук СССР, 1937.  
— (1) Генезис белоречитов Алтая. — Тр. Научн. конфер. по изуч. и освоен. произв. сил. Сиб., Томск, 1940.  
— (2). Основные черты металлогении Алтая. — Тр. Научн. конфер. по изуч. и освоен. произв. сил. Сиб., Томск, 1940.
- Ш е в ч е н к о Е. В. Геология и генезис Белорецкого молибдено-вольфрамового месторождения. — Томск, 1938, рукопись.

F. N. SHAKHOV

## THE SHEAR ZONES IN THE ALTAI AND THEIR RELATION TO ORE DEPOSITS

## SUMMARY

In the present paper the author makes an attempt, on the basis of considerations of morphological and genetic features of the shear zones in the Altai, to settle the problem of the relation of ore deposits to the structures in question, and arrives at the following conclusions:

(1) From their morphological features two types of shear zones may be distinguished in the Altai, one of which is a deep facies formation, and the other, a surface facies.

(2) The shear zones of the deep facies are represented by belts of schistose rocks. The width of belts of schistosity attains several kilometers. These shear zones are different but close to each other in age. The largest of them preceded the injection of the granitic magma of Variscian porphyry-like granites, and the smaller preceded the additional injection by residual pegmatite melts. These movements sometimes coincided spatially; not infrequently along the same zones movements occurred again, these taking place in a different facial environment.

(3) The zones of schistosity are followed in the first place by deposits genetically related to the intrusion of biotite porphyry-like granites. To this metallogenic formation belong pegmatites, contact deposits, quartz veins with cassiterites, wolframite and molybdenite, and secondary quartzites. The deposits of the latter type, as well as some magnetite deposits and pegmatites, often follow shear zones, which preceded the injection of porphyry-like granites. As to the deposits of tungsten, molybdenum and tin, as well as of the greater part of pegmatites, they are as a rule confined to zones of schistosity that are older in age and affect blocks of porphyry-like granites.

(4) Within the schistosity zones also deposits of younger formations occur, this being the case when movements recur along the same zones. The author thus accounts for the presence in the north-eastern shear zone of barite veins, copper and lead-zinc deposits.

(5) The fracture zones of the surface facies also represent a complicated group. To these belong zones of imbricate overthrusts, stripes of an echelon-like arrangement of polymetallic deposits and zones of disturbances of a latitudinal trend. All these formations are younger in age than the schistosity zones.

(6) The zones of imbricate overthrusts are characterized by a complicated network of separate narrow ruptures. The width of the zone as a whole may attain several kilometers, but the deformation affects rocks only along narrow zones of shifting, the thickness of which attains but a few meters. Associated with these zones are deposits of mercury, antimony and possibly manganese. V. A. Kusnetzow (1939) assigns them to the Laramie.

(7) The polymetallic deposits of the Ore-bearing Altai are confined to displacements in the saddlebends of the folded Devonian. The author assumes that the linear arrangement of these deposits is controlled by the direction of fold axes, these deposits appearing in those areas where the strain was released after the minor folds had been formed. It is natural, therefore, that in a number of cases the movement may result in a formation of ruptures, and hence the control of ore deposits by dislocation fractures is not improbable. In age these formations are older than the deposits of the mercury-antimony formation.

(8) The zones of latitudinal disturbances are most inadequately studied. They are characterized by narrow stripes of broken rocks, often mineralized. Within these, phenomena of silicification, pyritization, impregnations of chalcopyrite, development of hematite, quartz veins and other kinds of mineralization are observed. The author provisionally regards them as contemporaneous with zones of imbricate disjunctives of the mercury-antimony formation.

(9) The material presented permits us to think that in the Altai the doubtless complexity of tectonic systems, as regards the time of their origin and facies, is accompanied by a mineralization just as complex with regard to the time of formation and facies. The same material allows to assume a complicated spatial distribution of various formations throughout the Altai. A coexistence within one and the same area of deposits of different formations should be recognized as a natural and legitimate phenomenon for the Altai.

Translated by A. Brashnina

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<i>В. А. Обручев.</i> Михаил Антонович Усов . . . . .	5
Список научных трудов акад. М. А. Усова . . . . .	13
<b>I. ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ</b>	
<i>М. А. Усов.</i> Фации и формации горных пород . . . . .	23
<i>Л. С. Берг.</i> Некоторые замечания о роде <i>Palaeoniscinotus</i> Rohon из юры Усть-Балая . . . . .	31
<i>П. С. Краснопева.</i> Палеонтологические данные для сопоставления некоторых свит докембрия Кузнецкого Ала-тау . . . . .	35
<i>В. П. Маслов.</i> К вопросу о значении строматолитов, как указателей геологического возраста вмещающих формаций . . . . .	59
<i>М. Ф. Нейбург.</i> Стратиграфия Кузнецкого бассейна: современное состояние вопроса и значение Кузнецкого разреза для стратиграфии континентального верхнего палеозоя Северной Азии . . . . .	65
<i>О. К. Полетаева.</i> Об отложениях и фауне $St_3 - S_1^1$ в северо-западной части Кузнецкого Ала-тау . . . . .	77
<i>А. Н. Чураков.</i> Своеобразный разрыв между флорой и фауной в пермокарбонových отложениях Горного Алтая и практическое значение этого явления . . . . .	94
<b>II. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ</b>	
<i>В. А. Обручев.</i> О некоторых основных вопросах геологии Центральной Азии . . . . .	119
<i>Л. А. Рагозин.</i> Материалы к четвертичной истории Центрального Алтая . . . . .	146
<b>III. ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ</b>	
<i>М. А. Усов.</i> Геология магматических пород . . . . .	179
<i>И. К. Баженов.</i> Нефелиновые породы восточного склона Кузнецкого Ала-тау . . . . .	188
<i>Д. С. Белякин.</i> Анортноклазы и их положение в кристаллизационной схеме Боуэна . . . . .	226
<i>Н. А. Елисеев.</i> К вопросу о генезисе гельспинкитов . . . . .	232
<i>А. П. Лебедев.</i> Магматические горные породы Центральной Азии и Монголии . . . . .	244
<i>А. А. Меняйлов.</i> Типоморфия в сферолито-гранофировых породах горы Чабр в Горном Алтае . . . . .	257
<i>В. К. Монич.</i> О составе некоторых магматических формаций Западной Сибири . . . . .	270
<b>IV. ТЕКТОНИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ</b>	
<i>М. А. Усов.</i> Основные формы тектонических движений . . . . .	315
<i>М. А. Усов.</i> Циклы, фазы и этапы эндогенных геологических процессов . . . . .	328
<i>М. А. Усов.</i> Вертикальные зоны складчатости . . . . .	340
<i>К. В. Радугин.</i> О фазах тектогенеза среднего и верхнего кембрия . . . . .	349
<i>Ф. Н. Шагов.</i> Зоны смятия на Алтае и связи их с рудными месторождениями . . . . .	375
Таблицы . . . . .	1—46



ТАБЛИЦЫ

PLATES

---

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О РОДЕ *PALAEONISCINOTUS*  
ROHON

(Табл. I)

Таблица I



Фиг. 1. *Palaeoniscinotus czekanowskii* Rohon. Усть-Балей. Ust-Balei. Нат. вел.  
95 мм. Natural size 95 mm.



Фиг. 2. *Palaeoniscinotus czekanowskii* var. *tenuis* Berg. Усть-Балей.  
Ust-Balei.  $\times 2$ .

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ СОПОСТАВЛЕНИЯ  
СВИТ ДОКЕМБРИЯ

(Табл. I—XI)

Т а б л и ц а I.<sup>1)</sup>

Фиг. 1. *Newlandiella shoria* n. sp. Голо-  
тип. Обр. 39—18 палеонт. каб. ЗСГУ.  
В западно-сибирской свите Горной Шо-  
рии.

Фиг. 2. *Newlandia concentrica* Walc.  
Обр. 2—123 музея ЗСГУ.<sup>3)</sup> В унушколь-  
ской формации Горной Шории.

Фиг. 3. *Newlandia concentrica* Walc.  
Обр. 2—123 музея ЗСГУ. В унушколь-  
ской формации Горной Шории.

Plate I.<sup>2)</sup>

Fig. 1. *Newlandiella shoria* n. sp. Holo-  
type. Spec. 39—18, paleont. coll. of  
WSGS. West-Siberian series of Mountai-  
nous Shoria.

Fig. 2. *Newlandia concentrica* Walc.  
Spec. 2—123, Museum of WSGS.<sup>4)</sup> Unush-  
kol formation of Mountainous Shoria.

Fig. 3. *Newlandia concentrica* Walc.  
Spec. 2—123, Museum of WSGS. Unush-  
kol formation of Mountainous Shoria.  
Natural size.

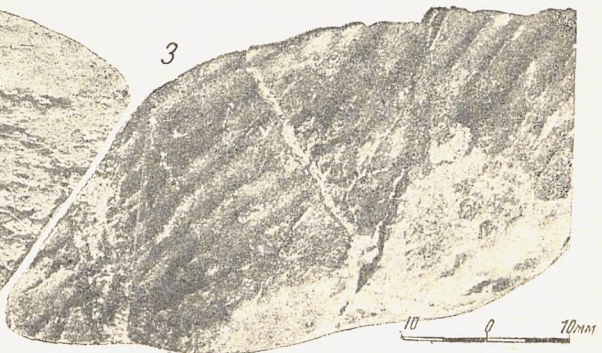
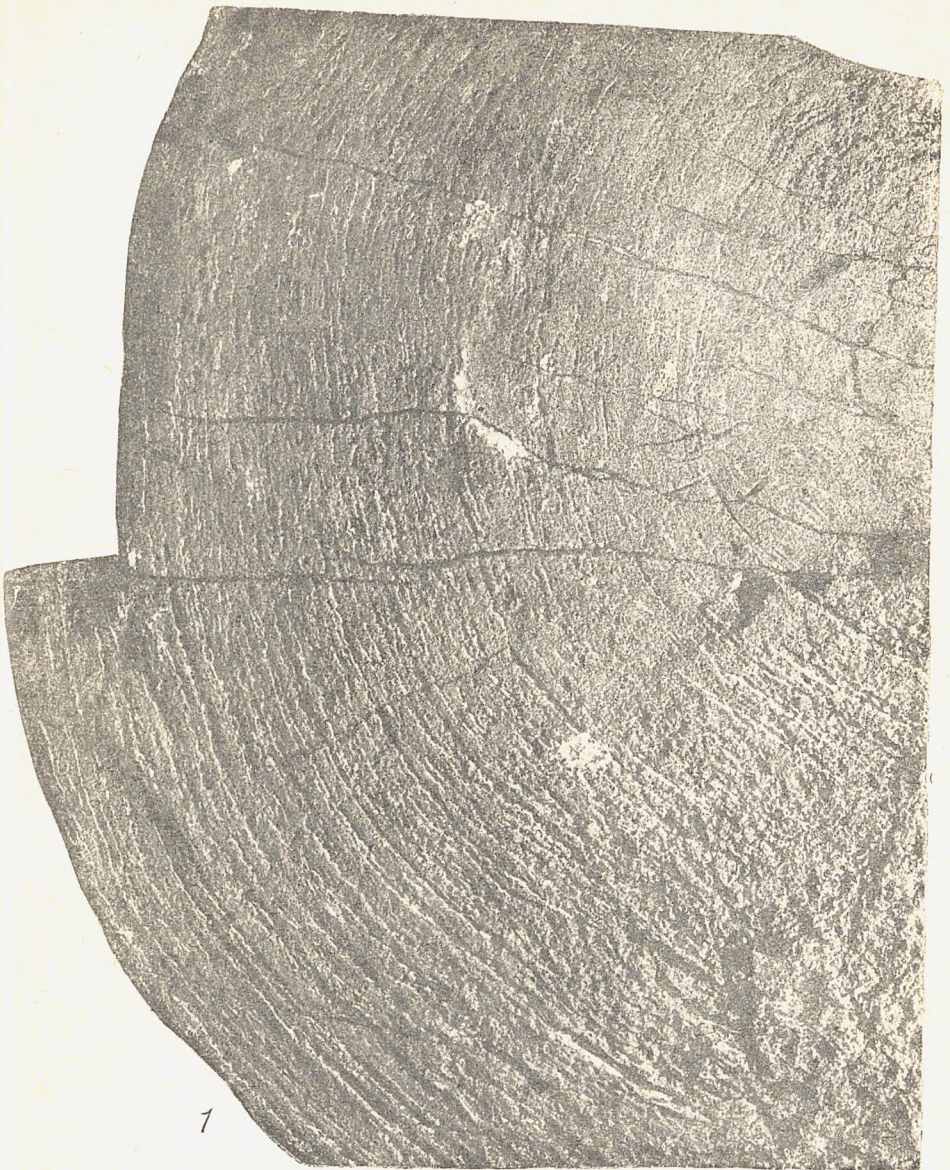
Примечание: 1) Размеры каждой фигуры указаны на палеонтологических  
таблицах.

2) The dimensions of each figure are given in the paleontolo-  
gical plates.

3) ЗСГУ — Западно-Сибирское геологическое управление.

4) «WSGS» — the West-Siberian Geological Service.







Т а б л и ц а II.

Фиг. 1. *Newlandia lamellosa* W a l c.  
Обр. 8—15 музея ЗСГУ. В углистых известняках р. Саралы.

Фиг. 2. *Newlandia lamellosa* W a l c.  
Несколько скошенное еечение. Шлиф 16.  
В углистых известняках р. Саралы.

Фиг. 3. *Newlandia tchurakovi* K r a s n.  
Обр. 2—7 музея ЗСГУ. В углистых известняках р. Саралы.

Фиг. 4. *Newlandia tchurakovi* K r a s n.  
Обр. 5—6 музея ЗСГУ. Вид образца сверху р. Сарала.

Фиг. 5. *Newlandia tchurakovi* K r a s n.  
Вид образца фиг. 4 со смежной стороны.

Pl a t e II.

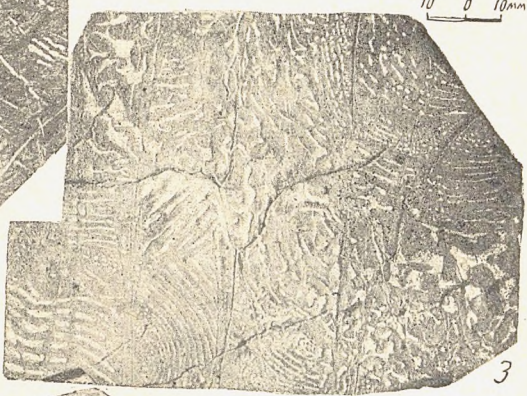
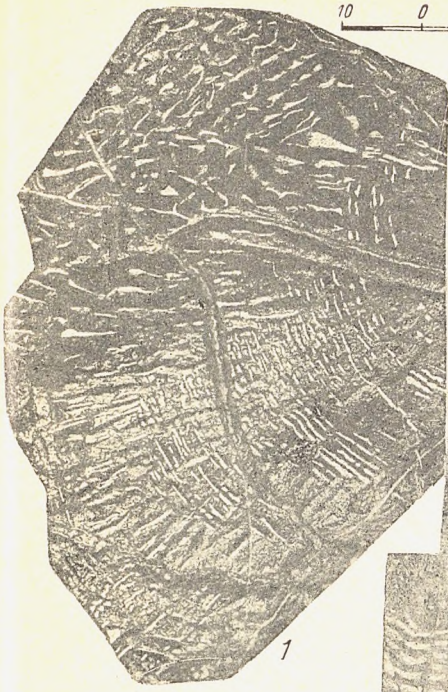
Fig. 1. *Newlandia lamellosa* W a l c.  
Spec. 8—15, Museum of WSGS. Carbonaceous limestones, Sarala River.

Fig. 2. *Newlandia lamellosa* W a l c.  
Somewhat bevelled section. Thin section No. 16. Carbonaceous limestones, Sarala River.

Fig. 3. *Newlandia tchurakovi* K r a s n.  
Spec. 2—7, Museum of WSGS. Carbonaceous limestones, Sarala River.

Fig. 4. *Newlandia tchurakovi* K r a s n.  
Spec. 6—5, Museum of WSGS. Top view of the specimen Sarala River.

Fig. 5. *Newlandia tchurakovi* K r a s n.  
View of the specimen of Fig. 7 from the adjacent side.



Т а б л и ц а III.

Фиг. 1. *Newlandia frondosa* var. *columnena* К р а с н. Обр. 2—20 музея ЗСГУ. В углистых известняках р. Саралы.

Фиг. 2. *Newlandia frondosa* var. *columnena* К р а с н. Обр. 2—19 музея ЗСГУ. В углистых известняках р. Саралы.

Фиг. 3. *Newlandia ussovi* К р а с н. Участок ячеистой структуры. Обр. 7—22. В углистых известняках р. Саралы.

Фиг. 4. *Newlandia ussovi* К р а с н. Вид образца сверху.

Фиг. 5. *Newlandia concentrica* W a l c. Шлиф 2—2 музея ЗСГУ. В углистых известняках р. Саралы.

Фиг. 6. *Newlandia concentrica* W a l c. Обр. 2—123, р. Сарала.

Pl a t e III.

Fig. 1. *Newlandia frondosa* var. *columnena* K r a s n. Spec. 2—20, Museum of WSGS. Carbonaceous limestones, Sarala River.

Fig. 2. *Newlandia frondosa* var. *columnena* K r a s n. Spec. 2—19. Museum of WSGS, Carbonaceous limestones, Sarala River.

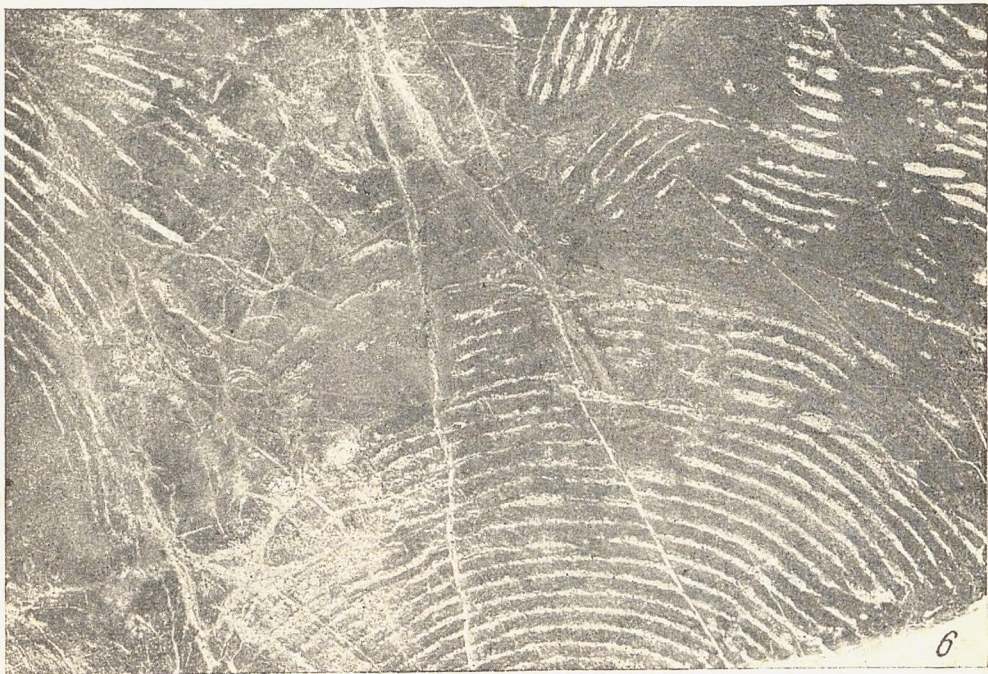
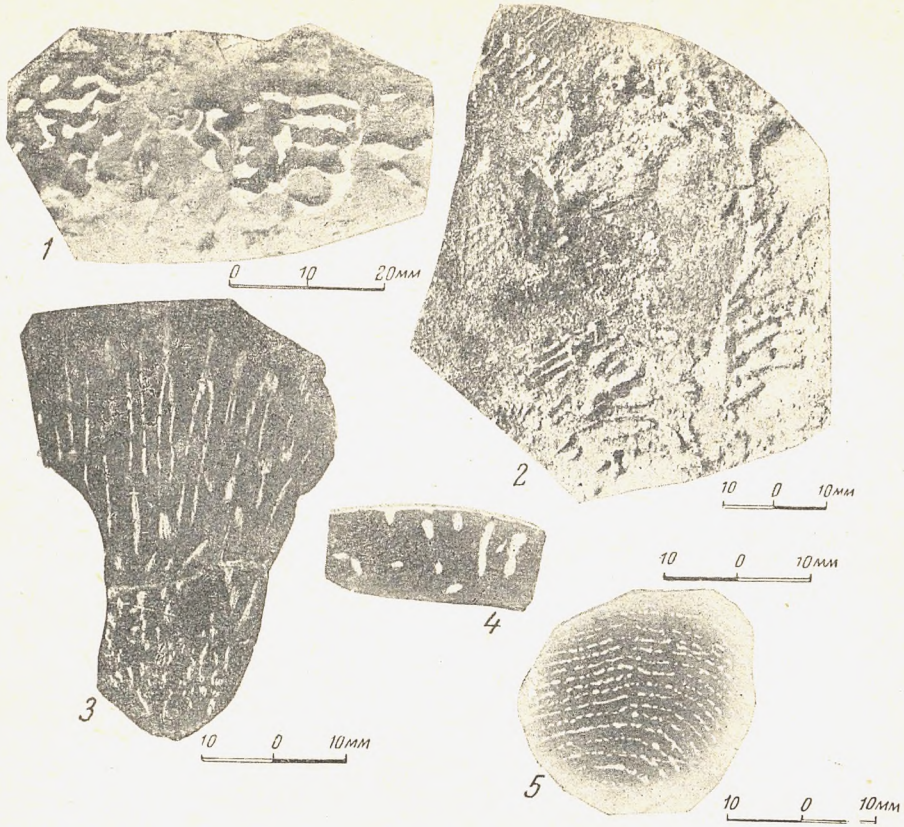
Fig. 3. *Newlandia ussovi* K r a s n. A portion of cellular structure. Spec. 7—22. Carbonaceous limestones, Sarala River.

Fig. 4. *Newlandia ussovi* K r a s n. Top view of the specimen.

Fig. 5. *Newlandia concentrica* W a l c. Thin section 2—2, Museum of WSGS. Carbonaceous limestones, Sarala River.

Fig. 6. *Newlandia concentrica* W a l c. Spec. 2—123, Sarala River.







Т а б л и ц а I V.

Фиг. 1. *Newlandia ussovi* К р а с н. Обр. 8—25 музея ЗСГУ. В углистых известняках р. Саралы.

Фиг. 2. *Newlandia ussovi* К р а с н. Характер ячеистой структуры.

P l a t e I V.

Fig. 1. *Newlandia ussovi* K r a s n. Spec. 8—25, Museum of WSGS. Carbonaceous limestones, Sarala River.

Fig. 2. *Newlandia ussovi* K r a s n. Nature of cellular structure.



Т а б л и ц а V.

Фиг. 1. *Newlandia obrutchevi* К р а с н.  
Голотип. Обр. 8—8 музея ЗСГУ. В угли-  
стых известняках р. Саралы.

Фиг. 2. *Saralinskia boulinnikovi*  
К р а с н. Голотип. Обр. 1—26 музея  
ЗСГУ. В углистых известняках р. Саралы.

P l a t e V.

Fig. 1. *Newlandia obrutchevi* K r a s n.  
Holotype. Spec. 8—8, Museum of WSGS.  
Carbonaceous limestones, Sarala River.

Fig. 2. *Saralinskia boulinnikovi* K r a s n.  
Holotype. Spec. 1—26, Museum of WSGS.  
Carbonaceous limestones, Sarala River.



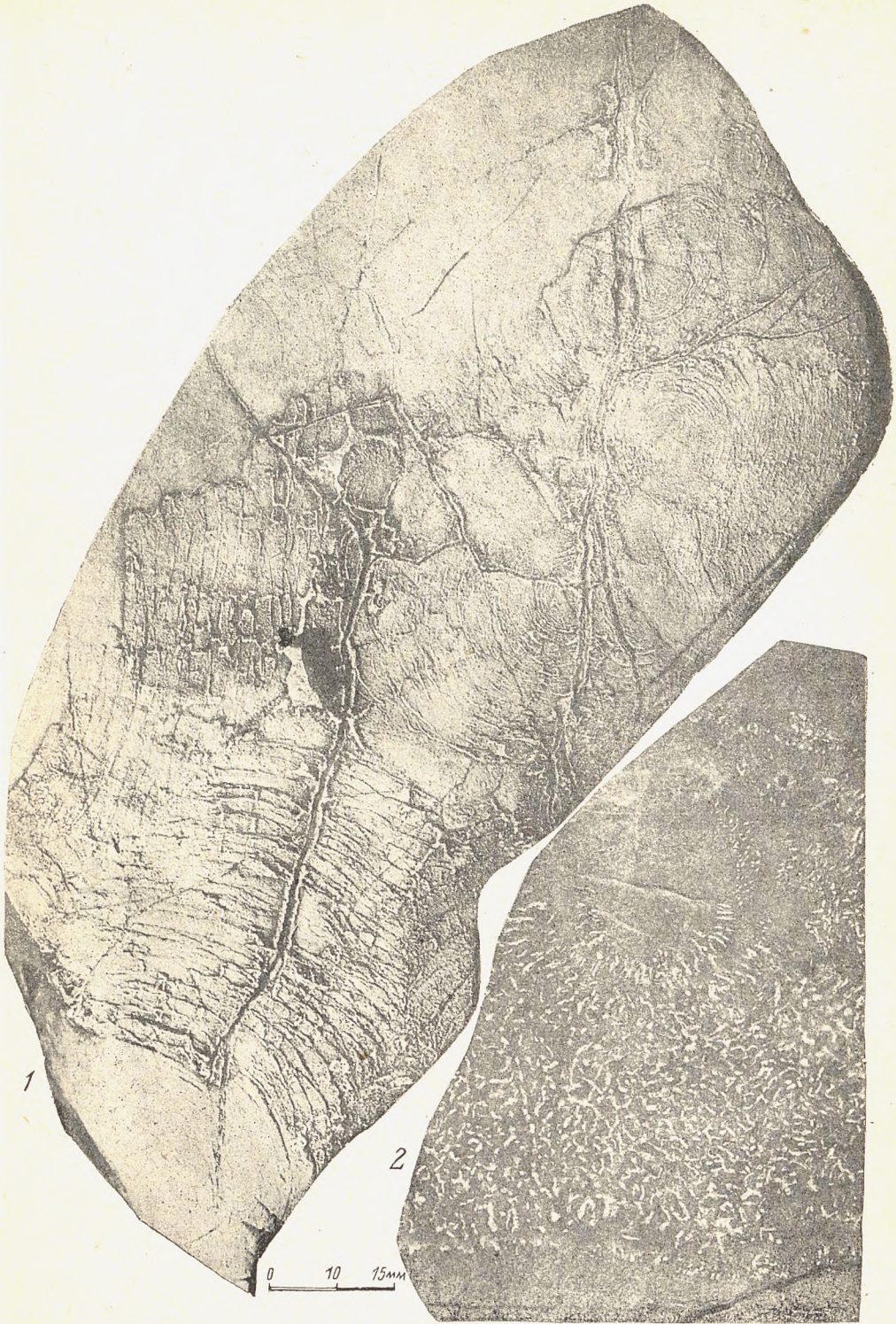




Таблица VI,

Фиг. 1. *Saralinskia serrata* К р а с н.  
Голотип. Обр. 1—29 музея ЗСГУ. В тем-  
ных углистых известняках р. Саралы.

Фиг. 2. *Saralinskia serrata* К р а с н.  
Обр. 8—1 палеонт. каб. ЗСГУ.

Фиг. 3. *Saralinskia boulinnikovi*  
К р а с н. Шлиф 1—24 музея ЗСГУ.  
В темных известняках р. Саралы.

Фиг. 4. *Saralinskia boulinnikovi*  
К р а с н. в центре *S. boulinnikovi* var.  
*vulgaris* К р а с н. Шлиф. 1—27 музея  
ЗСГУ. В известняках р. Саралы.

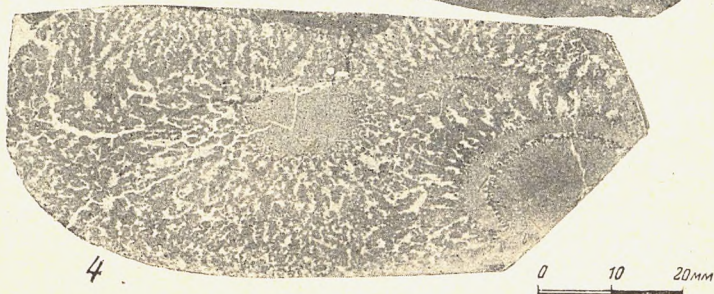
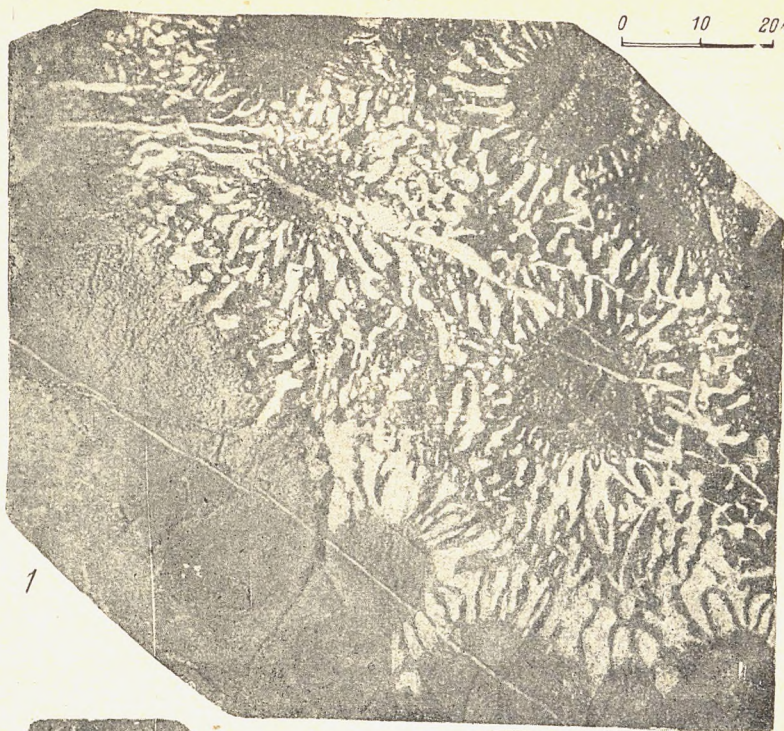
Plate VI.

Fig. 1. *Saralinskia serrata* K r a s n.  
Holotype. Spec. 1—29, Museum of WSGS.  
Dark carbonaceous limestones, Sarala  
River.

Fig. 2. *Saralinskia serrata* K r a s n.  
Spec. 8—1. Paleontol. coll. of WSGS.

Fig. 3. *Saralinskia boulinnikovi*  
K r a s n. Thin section No. 1—24, Mu-  
seum of WSGS. Dark limestones, Sarala  
River.

Fig. 4. *Saralinskia boulinnikovi*  
K r a s n. In the center *S. boulinnikovi*  
var. *vulgaris* K r a s n. Thin section  
No. 1—27, Museum of WSGS. Limestones,  
Sarala River.



Т а б л и ц а VII.

Фиг. 1. *Saralinskia multiangulata* К р а с н. Обр. 1—38 музея ЗСГУ. В углистых известняках р. Саралы.

Фиг. 2. *Saralinskia glomeria* К р а с н. Обр. 1—2 палеонт. каб. ЗСГУ. В углистых известняках р. Саралы.

Фиг. 3. *Saralinskia glomeria* К р а с н. Шлиф 1—33 музея ЗСГУ. В углистых известняках р. Саралы.

Фиг. 4. *Saralinskia primitivi* К р а с н. Голотип. Обр. 78-1 музея ЗСГУ. В углистых известняках дер. Потехино.

Фиг. 5. *Saralinskia ramosa* К р а с н. Обр. 1—3 палеонт. каб. ЗСГУ. В углистых известняках р. Саралы.

Фиг. 6. *Newlandia* (?). В углистых известняках дер. Потехино.

Фиг. 7. *Newlandia* sp. В углистых известняках р. Саралы.

Pl a t e VII.

Fig. 1. *Saralinskia multiangulata* К r a s n. Spec. 1—38, Museum of WSGS. Carbonaceous limestones, Sarala River.

Fig. 2. *Saralinskia glomeria* К r a s n. Spec. 1—2. Paleontol. coll. of WSGS. Carbonaceous limestones, Sarala River.

Fig. 3. *Saralinskia glomeria* К r a s n. Thin section No. 1—33, Museum WSGS. Carbonaceous limestones, Sarala River.

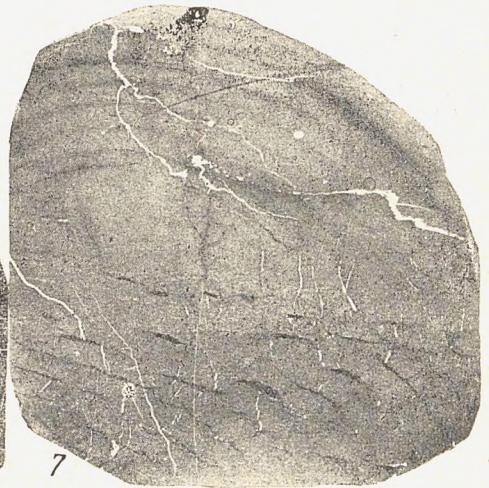
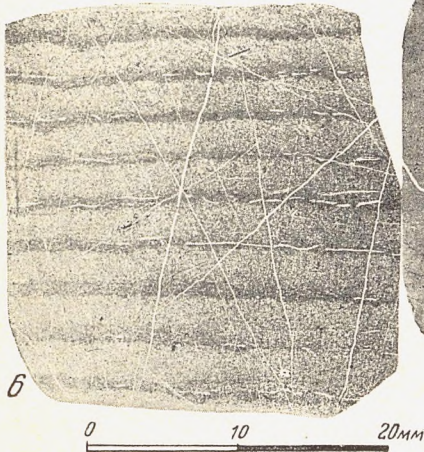
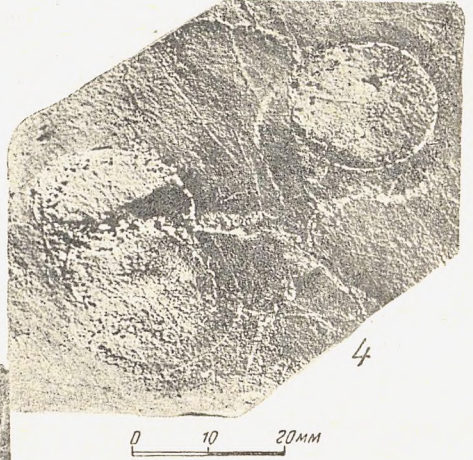
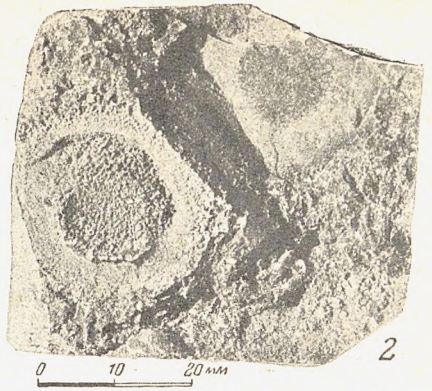
Fig. 4. *Saralinskia primitivi* К r a s n. Holotype. Spec. 78-1, Museum of WSGS, Carbonaceous limestones, Potekhino village.

Fig. 5. *Saralinskia ramosa* К r a s n. Spec. 1—3, Paleontol. coll. of WSGS. Carbonaceous limestones, Sarala River.

Fig. 6. *Newlandia* (?). Carbonaceous limestones, Potekhino village.

Fig. 7. *Newlandia* sp. Carbonaceous limestones, Sarala River.







Т а б л и ц а VIII.

Фиг. 1. *Pseudoconus convexus* К р а с н.  
Голотип. Обр. 690 музея ЗСГУ. В доломитизированных известняках дер. Потехино.

Фиг. 2. *Iussenia edelsteini* К р а с н.  
Обр. 5—41 музея ЗСГУ. В темных углистых известняках р. Саралы.

Фиг. 3. *Iussenia edelsteini* К р а с н.  
Вид с наружной поверхности. Обр. 5—41 музея ЗСГУ. р. Сарала.

Фиг. 4. *Iussenia edelsteini* К р а с н.  
Обр. 1—45 музея ЗСГУ. В углистых известняках р. Саралы.

Фиг. 5. *Iussenia edelsteini* К р а с н.  
Обр. 404 музея ЗСГУ. В доломитизированных известняках дер. Потехино.

Фиг. 6. *Iussenia edelsteini* К р а с н.  
Обр. 404 музея ЗСГУ. Вид с наружной поверхности. Дер. Потехино.

Фиг. 7. *Iussenia edelsteini* К р а с н.  
Обр. 5—43 музея ЗСГУ. В углистых известняках р. Саралы.

Фиг. 8. *Iussenia edelsteini* К р а с н.  
Обр. 5—43 музея ЗСГУ. р. Сарала.

Pl a t e VIII.

Fig. 1. *Pseudoconus convexus* K r a s n.  
Holotype. Spec. 690, Museum of WSGS.  
Dolomitized limestones, Potekhino vil-  
lage.

Fig. 2. *Iussenia edelsteini* K r a s n.  
Spec. 5—41, Museum of WSGS. Dark car-  
bonaceous limestones, Sarala River.

Fig. 3. *Iussenia edelsteini* K r a s n.  
View from the external surface. Spec. 5—  
41, Museum of WSGS, Sarala River.

Fig. 4. *Iussenia edelsteini* K r a s n.  
Spec. 1—45, Museum of WSGS. Carbona-  
ceous limestones, Sarala River.

Fig. 5. *Iussenia edelsteini* K r a s n.  
Spec. 404, Museum WSGS. Dolomitized  
limestones, Potekhino village.

Fig. 6. *Iussenia edelsteini* K r a s n.  
Spec. 404, Museum of WSGS. View from  
the external surface. Potekhino village.

Fig. 7. *Iussenia edelsteini* K r a s n.  
Spec. 5—43, Museum of WSGS. Carbona-  
ceous limestones, Sarala River.

Fig. 8. *Iussenia edelsteini* K r a s n.  
Spec. 5—43, Museum of WSGS. Sarala  
River.



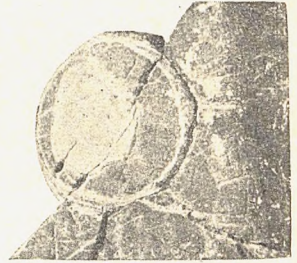
1

0 10 20mm



2

0 10 20mm



3



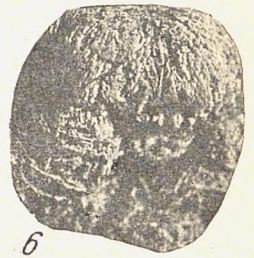
4

0 10 20mm

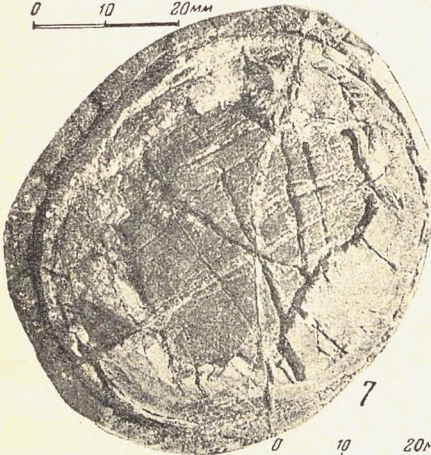


5

0 10 20mm



6



7

0 10 20mm



8

Т а б л и ц а IX.

Фиг. 1. *Algostroma elbrus* R a d. Голо-  
тип. Обр. 5—1 палеонт. каб. ЗСГУ.  
В антраконитовых известняках западно-  
сибирской свиты Горной Шории.

Фиг. 2. *Algostroma elbrus* R a d.  
Обр. 5—2 палеонт. каб. ЗСГУ.

Фиг. 3. *Hadrophyucus immanis* F e n-  
t o n e t F e n t o n. Обр. 91—1 палеонт.  
каб. ЗСГУ. В доломитах западно-сибир-  
ской свиты Горной Шории.

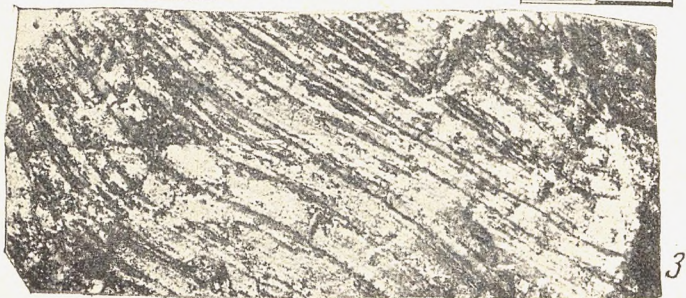
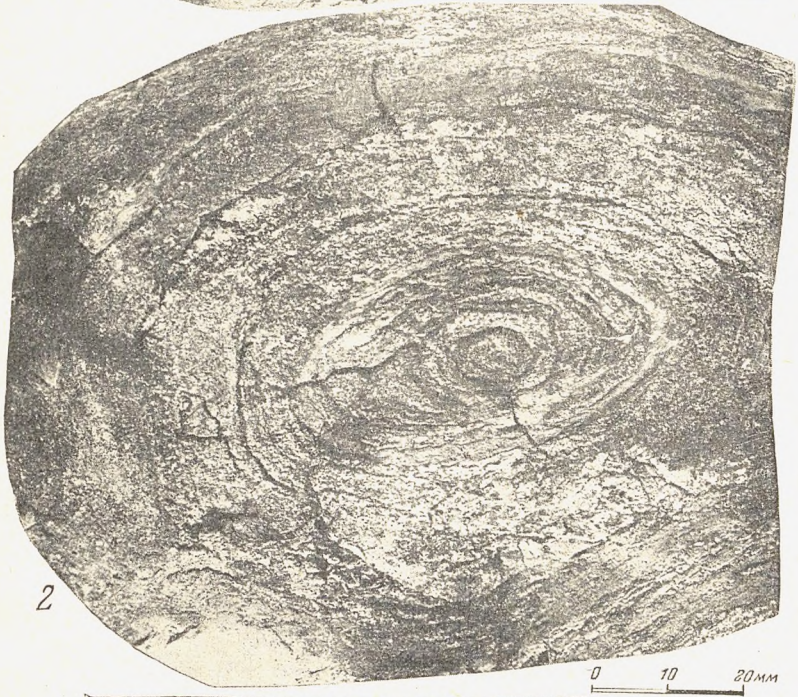
P l a t e IX.

Fig. 1. *Algostroma elbrus* R a d. Holo-  
type. Spec. 5—1. Paleontol. coll. of WSGS.  
Antraconite limestones of the West-Sibe-  
rian series, Mountainous Shoria.

Fig. 2. *Algostroma elbrus* R a d. Spec. 5—2.  
Paleontol. coll. of WSGS.

Fig. 3. *Hadrophyucus immanis* F e n t o n  
e t F e n t o n. Spec. 91—1, Paleontol.  
coll. of WSGS. Dolomites of the West-  
Siberian series, Mountainous Shoria.







Т а б л и ц а X.

Фиг. 1. *Hadrophycus mrassus* n. sp.  
Голотип. Обр. 209—1 палеонт. каб.  
ЗСГУ. В доломитах западно-сибирской  
свиты Горной Шории.

Фиг. 2. *Hadrophycus mrassus* n. sp.  
Вид в скошенном сечении.

Фиг. 3. *Algostroma* sp. Низы западно-  
сибирской свиты.

P l a t e X.

Fig. 1. *Hadrophycus mrassus* n. sp.  
Holotype. Spec. 209—1. Paleontol. coll.  
of WSGS. Dolomites of the West-Siberian  
series, Mountainous Shoria.

Fig. 2. *Hadrophycus mrassus* n. sp.  
Oblique section view.

Fig. 3. *Algostroma* sp. The lower part  
of the West-Siberian series.



1

0 10 20 мм



3



2

0 10 20 мм

Т а б л и ц а X I .

Фиг. 1. *Hadrophycus mrassus* n. sp.  
Обр. 436—2 музея ЗСГУ. В доломитизиро-  
ванных известняках и доломитах дер.  
Потехино.

Фиг. 2. *Hadrophycus mrassus* n. sp.  
Вид в скошенном сечении. Обр. 874 музея  
ЗСГУ. Дер. Потехино.

Фиг. 3. *Hadrophycus mrassus* n. sp.  
Вид в скошенном сечении. Обр. 1035—1  
музея ЗСГУ. Дер. Потехино.

Фиг. 4. *Saralinskia ramosa* K r a s n.  
Голотип. Обр. 782 музея ЗСГУ. В угли-  
стых известняках дер. Потехино.

P l a t e X I .

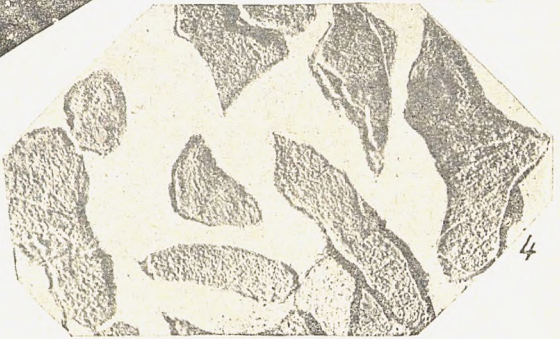
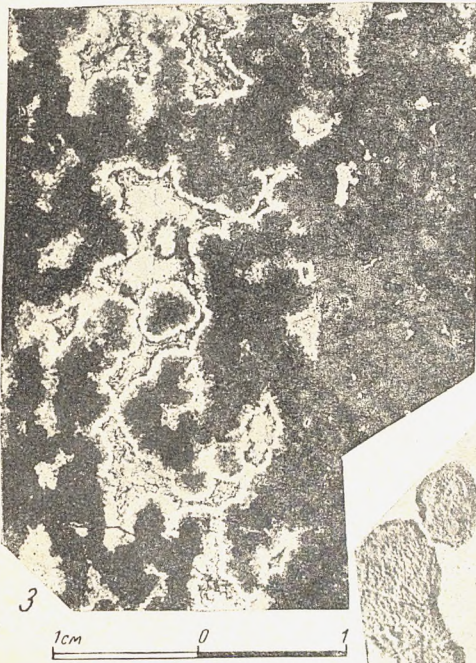
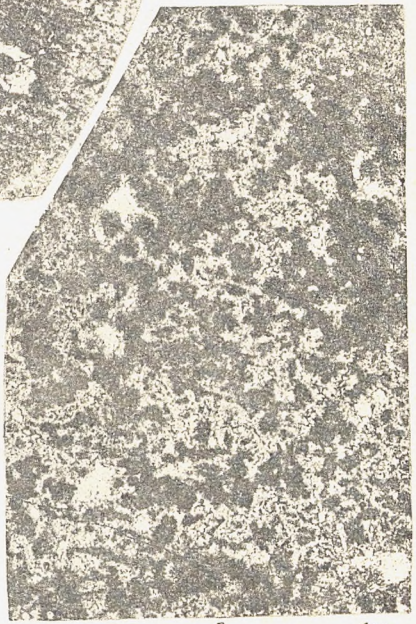
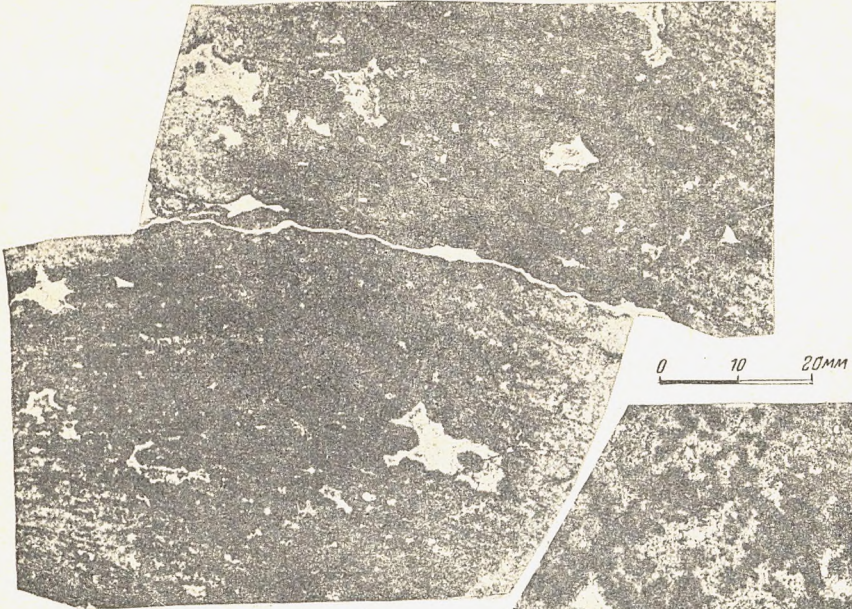
Fig. 1. *Hadrophycus mrassus* n. sp.  
Spec. 436—2, Museum of WSGS. Dolomi-  
tized limestones and dolomites, Potekhino  
village.

Fig. 2. *Hadrophycus mrassus* n. sp.  
Oblique section view. Spec. 874, Museum  
of WSGS. Potekhino village.

Fig. 3. *Hadrophycus mrassus* n. sp.  
View in a bevelled section. Spec. 1035—1,  
Museum of WSGS. Potekhino village.

Fig. 4. *Saralinskia ramosa* K r a s n.  
Holotype. Spec. 782, Museum of WSGS.  
Carbonaceous limestones, Potekhino vil-  
lage.







ОБ ОТЛОЖЕНИЯХ И ФАУНЕ  $Cm_3 - S_1^1$ 

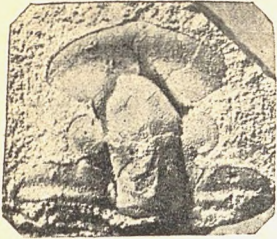
(Табл. I)

## Таблица I

- Фиг. 1, 2, 3. *Paraceratopyge kousnezkiensis* n. gen. et n. sp. Фиг. 1 — кранидий,  $\times 3$ ; фиг. 2 — хвостовой щит,  $\times 2$ ; фиг. 3 — спинной щит,  $\times 2$ .
- Фиг. 4. *Acrocephalina* cf. *armata* T r o e d s. Кранидий,  $\times 2$ .
- Фиг. 5. *Acrocephalina armata* T r o e d s. Отпечаток кранидия,  $\times 2$ .
- Фиг. 6. *Haniva* cf. *ambolti* T r o e d s. Кранидий,  $\times 2$ .
- Фиг. 7. *Macropyge* sp. Хвостовой щит,  $\times 2$ .
- Фиг. 8 и 9. *Kainelina kousnezkiensis* n. gen. et n. sp. Фиг. 8 — кранидий,  $\times 2$ ; фиг. 9 — хвостовой щит,  $\times 2$ .
- Фиг. 10 и 11. *Solenopleura cincta* L e r m. Фиг. 10 — кранидий; фиг. 11 — туловище и хвостовой щит,  $\times 3$ .
- Фиг. 12. *Harpides ulumandensis* n. sp. Половина отпечатка кранидия,  $\times 1, 2$ .
- Фиг. 13, 14, 15. *Euloma subprimordialis* n. sp. Фиг. 13 — кранидий, ядро и отпечаток одного и того же экземпляра,  $\times 3$ ; фиг. 14 и 15 — то же другого экземпляра.
- Фиг. 16. *Euloma laevis* A n g. var. *kousnezkiensis* n. var. Кранидий,  $\times 2$ .

## Plate I

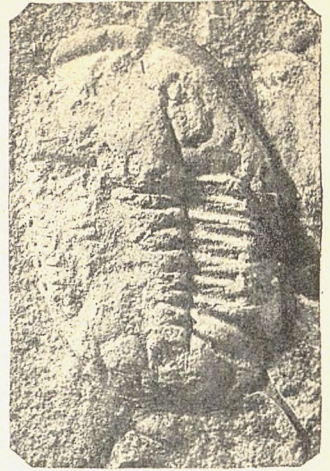
- Figs. 1, 2, 3. *Paraceratopyge kousnezkiensis* n. gen. et n. sp. Fig. 1 — cranium,  $\times 3$ ; fig. 2 — tail scutellum;  $\times 2$ ; fig. 3 — dorsal scutellum,  $\times 2$ .
- Fig. 4. *Acrocephalina* cr. *armata* T r o e d s. Cranium,  $\times 2$ .
- Fig. 5. *Acrocephalina armata* T r o e d s. Impression of cranium,  $\times 2$ .
- Fig. 6. *Haniva* of. *ambolti* T r o e d s. Cranium,  $\times 2$ .
- Fig. 7. *Macropyge* sp. Tail scutellum,  $\times 2$ .
- Figs. 8. and 9. *Kainellina kousnezkiensis* n. gen. et n. sp. Fig. 8 — cranium,  $\times 2$ ; fig. 9 — tail scutellum,  $\times 2$ .
- Figs. 10 and 11. *Solenopleura cincta* L e r m. Fig. 10 — cranium; fig. 11 — body and tail scutellum,  $\times 3$ .
- Fig. 12. *Harpides ulumandensis* n. sp. Half of impression of cranium,  $\times 1, 2$ .
- Figs. 13, 14, 15. *Euloma subprimordialis* n. sp. Fig. 13 — cranium, nucleus and impression of the same specimen,  $\times 3$ ; Figs. 14. and 15 — same of another specimen.
- Fig. 16. *Euloma laevis* A n g. var. *kousnezkiensis* n. var. Cranium  $\times 2$ .



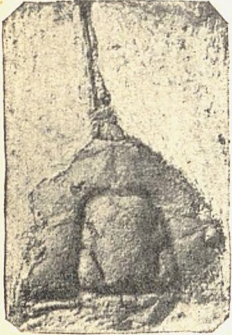
1



2



3



4



5



6



7



8



10



11



13



9



14



12



16

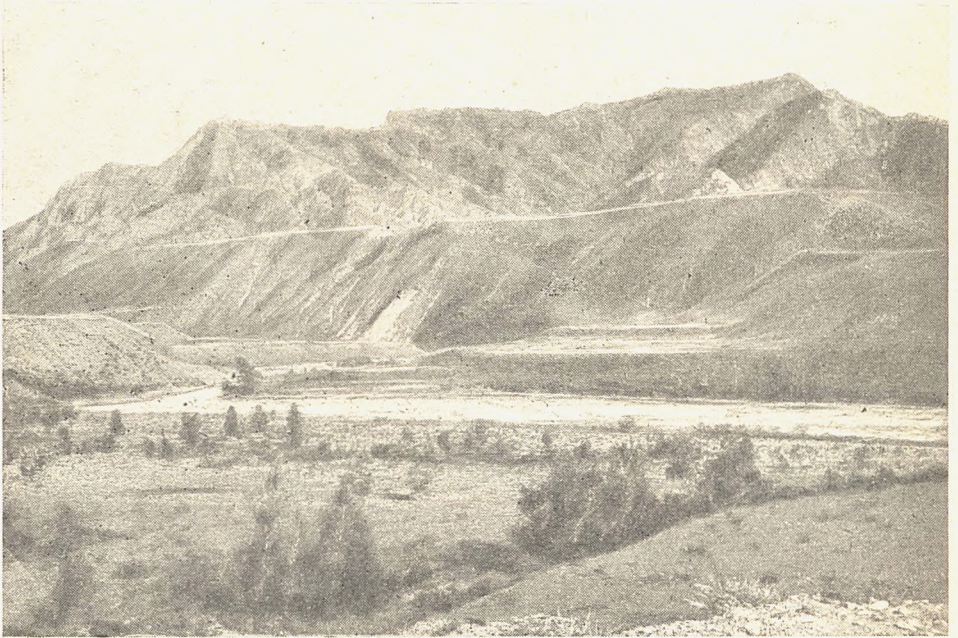


15



К ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ  
(Табл. I—V)

Таблица I

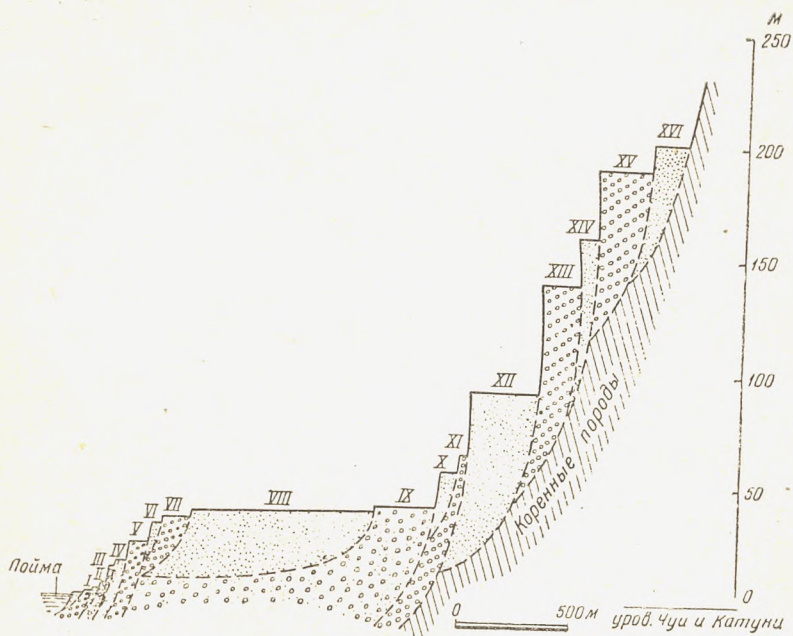


Фиг. 1. Террасы всех четырех уступов В. А. Обручева вблизи устья р. Чуи. (Фото К. Г. Тюменцева.)



Фиг. 2. Высокие террасы Катунь.



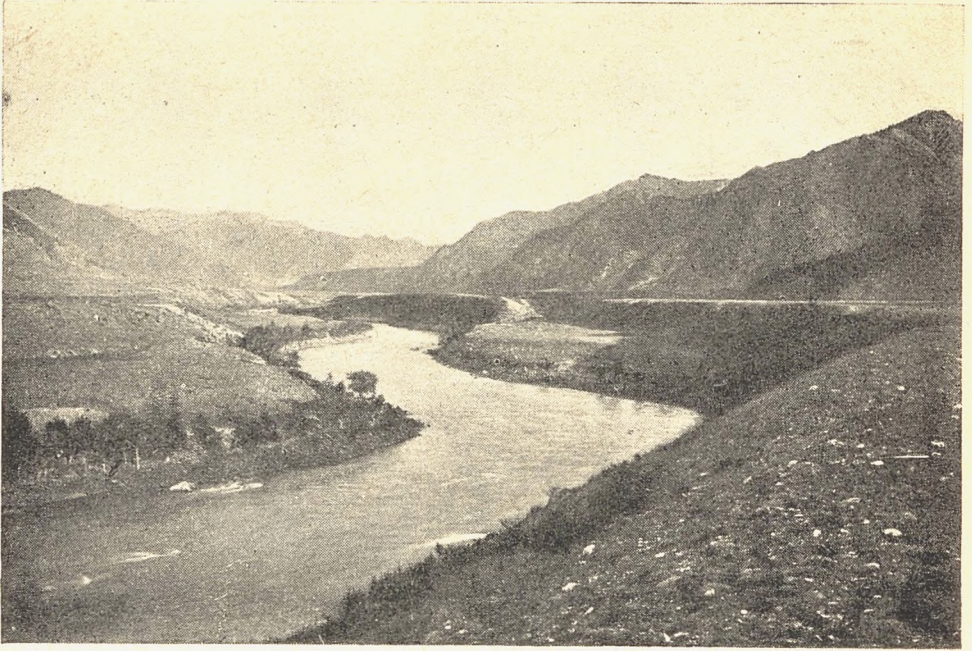


Фиг. 1. Схема расположения террас в месте слияния Чуи и Катуня, по правому берегу этих рек.

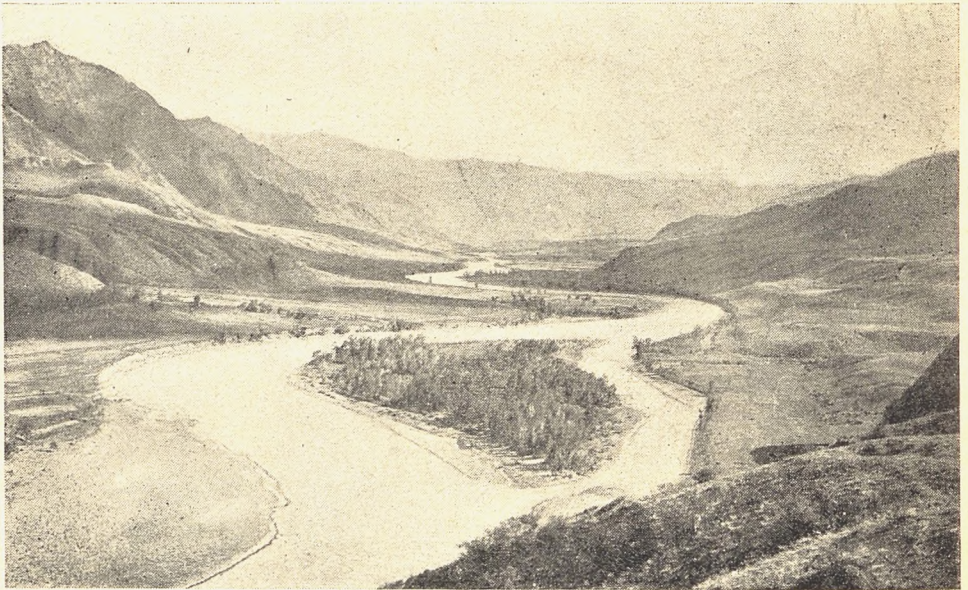


Фиг. 2. Террасы второго уступа В. А. Обручева и висячая долина на уровне третьего уступа. Долина Катуня (Фото К. Г. Тюменцева.)



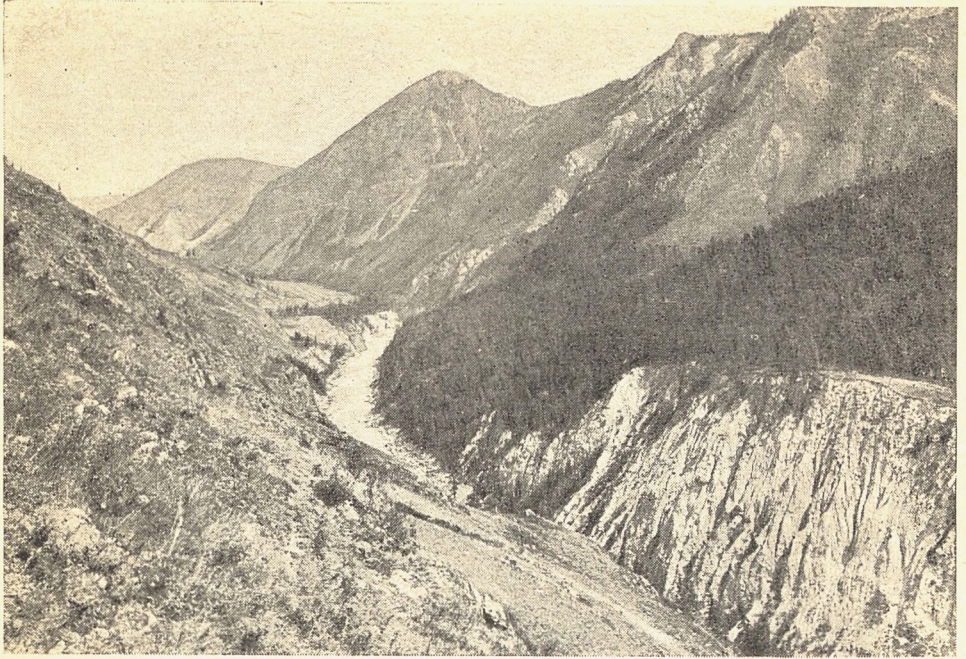


Фиг. 1. Террасы первого, второго и третьего уступов В. А. Обручева. Долина Катуня.  
(Фото К. Г. Тюменцева.)

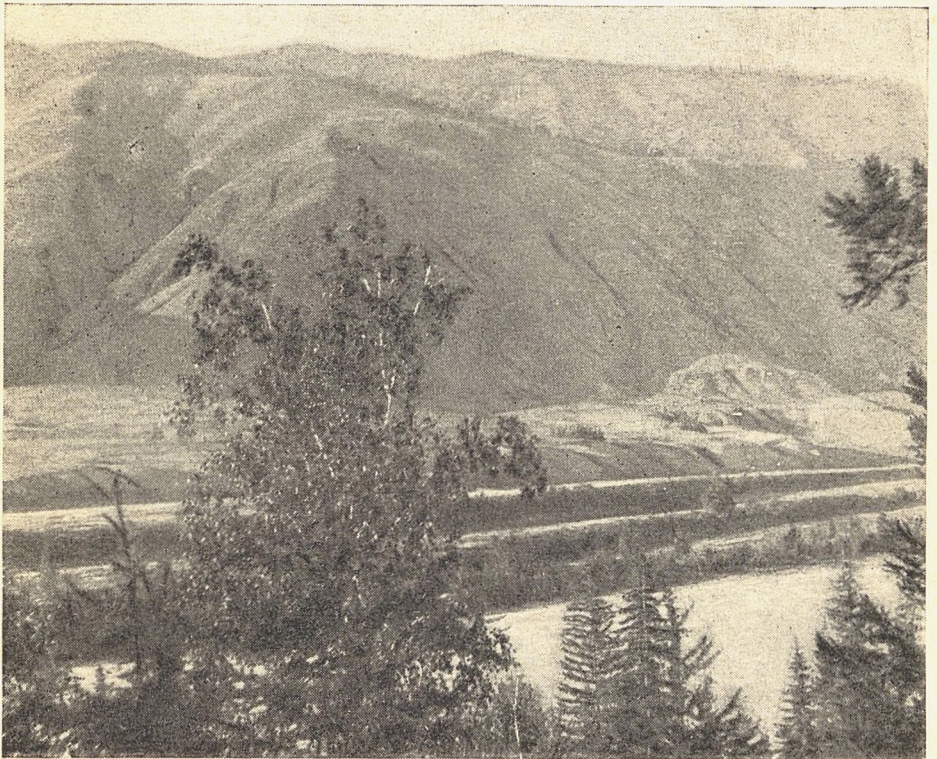


Фиг. 2. Расширенный участок долины Катуня. (Фото К. Г. Тюменцева.)





Фиг. 1. Конечная морена максимальной стадии вюрма древнего Аккемского ледника. Ущелье Катунь. (Фото К. Г. Тюменцева.)



Фиг. 2. Низкие террасы левого берега Катунь около пос. Аккем.





Фиг. 1. Средние горизонты XIV террасы. Река Катунь выше устья Чуи.



Фиг. 2. Первый и второй террасовые уступы В. А. Обручева. Видно слияние конусов выноса с поверхности террасы. (Фото К. Г. Тюменцева.)



НЕФЕЛИНОВЫЕ ПОРОДЫ КУЗНЕЦКОГО АЛА-ТАУ

(Табл. I—VI)

Таблица I

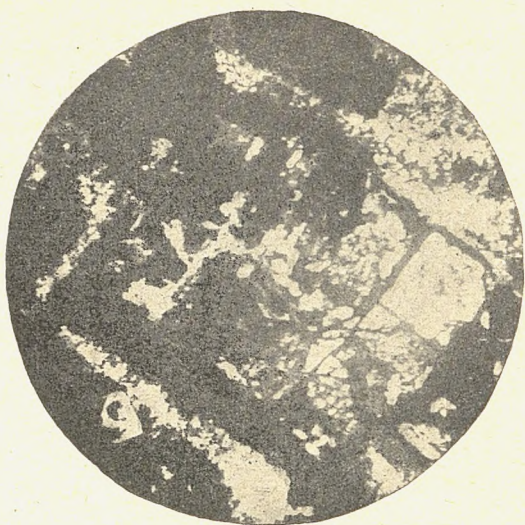


Фиг. 1. Тералит; белые прямоугольные зерна — нефелин.  $\times 26$ . Николи  $\times$ .

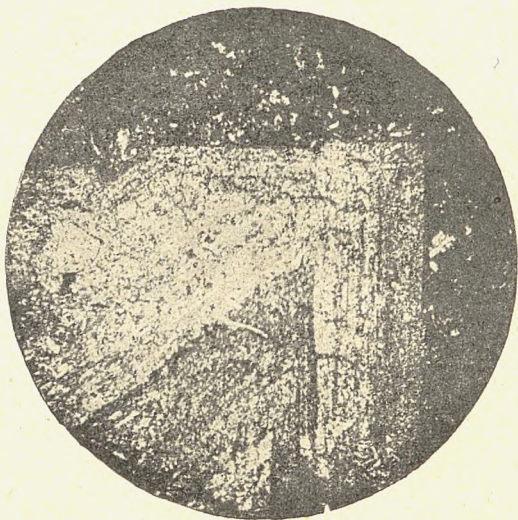


Фиг. 2. Тералит; характер изменения нефелина. Нефелин — черное шестиугольное зерно.  $\times 26$ . Николи  $\times$ .



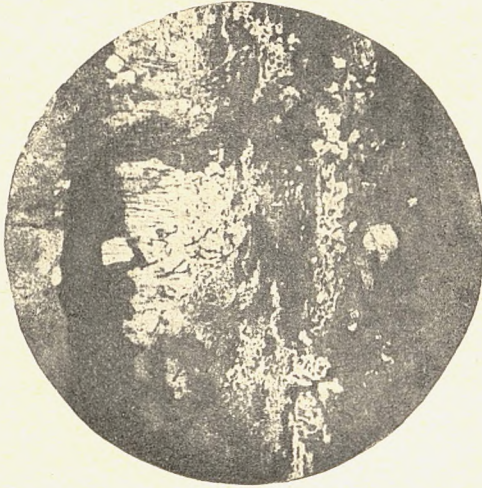


Фиг. 1. Тералит; характер изменения нефелина. Нефелин — прямоугольное зерно, занимающее почти все поле шлифа.  $\times 26$ .  
Николи  $\times$ .



Фиг. 2. Тералит; зонарный нефелин.  $\times 26$ .  
Николи  $\times$ .





Фиг. 1. Тералит; мирменитовые вроски в анортоклазе.  $\times 26$ . Николи  $\times$ .



Фиг. 2. Тералит; пертитовые вроски альбита в анортоклазе.  $\times 26$ . Николи  $\times$ .



Фиг. 1. Тералит; серые прямоугольные зерна — нефелин; удлиненопризматические зерна — двойники плагиоклаза.  $\times 26$ . Николи  $\times$ .



Фиг. 2. Тералит с флюидалной структурой; белые зерна — нефелин, темные — эгирин-авгит.  $\times 26$ .



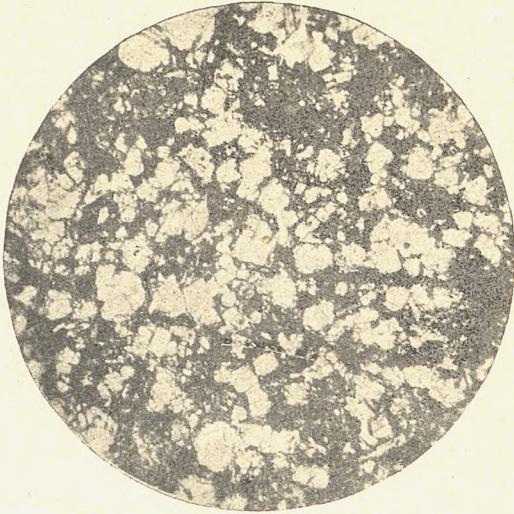


Фиг. 1. Либенеритовый порфир; внизу — призматический кристалл либенерита.  $\frac{1}{2}$  нат. вел.



Фиг. 2. Нефелиновый порфирит — берешит; светлые прямоугольные и шестиугольные зерна — вкрапления нефелина.  $\frac{1}{2}$  нат. вел.





Фиг. 1. Нефелинит; светлые прямоугольные зерна — нефелин; темные — эгирин-авгит.  $\times 80$ .



Фиг. 2. Нефелинит; светлые прямоугольные зерна — нефелин, темные — эгирин-авгит.  $\times 80$ .



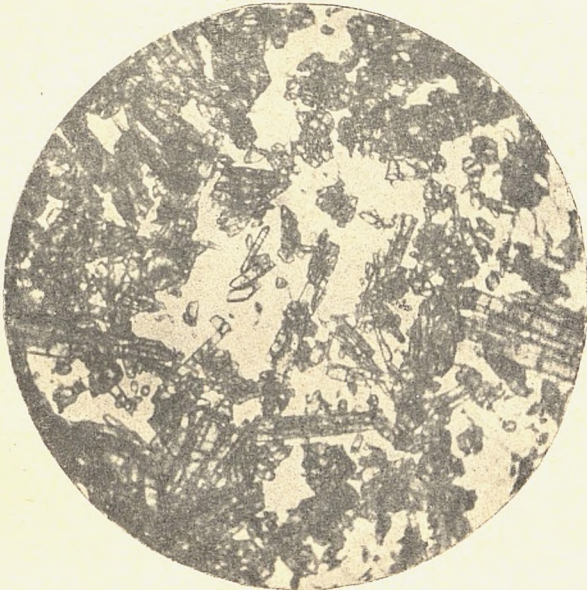
К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ГЕЛЬСИНКИТОВ

(Табл. I—II)

Таблица I



Фиг. 1. Гельсинкит, альбито-эпидотовый гранит.  
Эпидот в виде агрегата зерен располагается внутри  
идiomорфных кристаллов плагиоклаза.  $\times 35$ .  
Николи +.

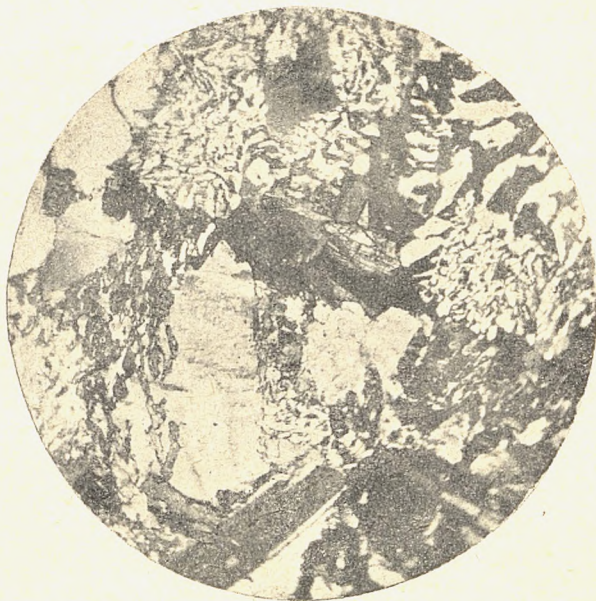


Фиг. 2. Эпидото-кварцевая порода из участка в ада-  
меллитах.  $\times 35$ . При одном николе.





Фиг. 1. Гельсинкит — альбито-эпидотовый гранит.  
Агрегаты зерен эпидота располагаются на контактах между другими зернами породы.  $\times 35$ .  
Николи +.



Фиг. 2. Гранофир: альбит, шахматный альбит, кварц,  
эпидот (скопления зерен в центре).  $\times 35$ .  
Николи +.



Фиг. 1. Зональный ортит, темный участок в эпидоте. Скопления зерен эпидота развиваются на контакте зерен кварца и полевых шпатов.  $\times 35$ . При одном николе.



МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ  
(Табл. I—II)

Таблица I



Фиг. 1. Амфиболовый габбро-сиенит. Район Лу-цу-коу (хребет Бей-шань). Обр. 2420.  $\times 20$ . Без анализатора.



Фиг. 2. Анортозит. Район Лу-цу-коу (хребет Бей-шань). Обр. 2412.  $\times 20$ . Николи +.



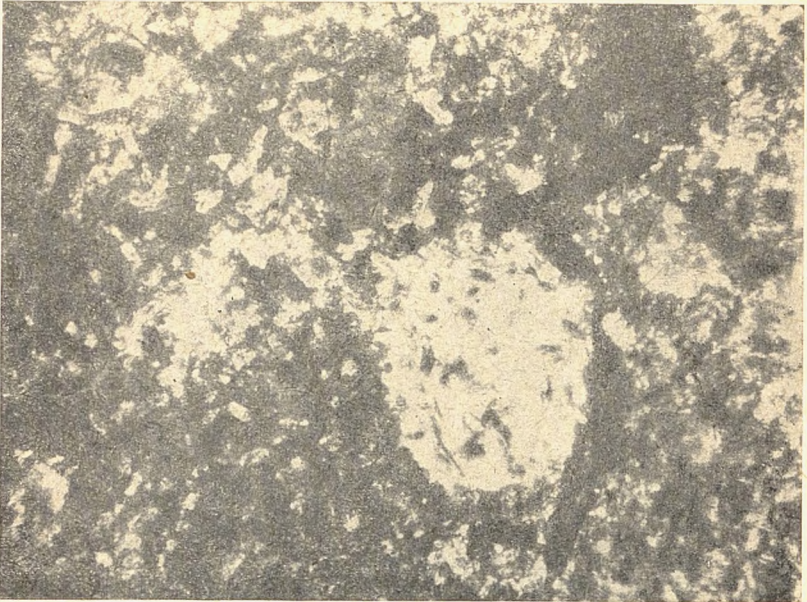
Фиг. 1. Монзонит. Центральная Монголия, хребет Цохэ. Обр. 1189-а.  $\times 20$ . Николи +.



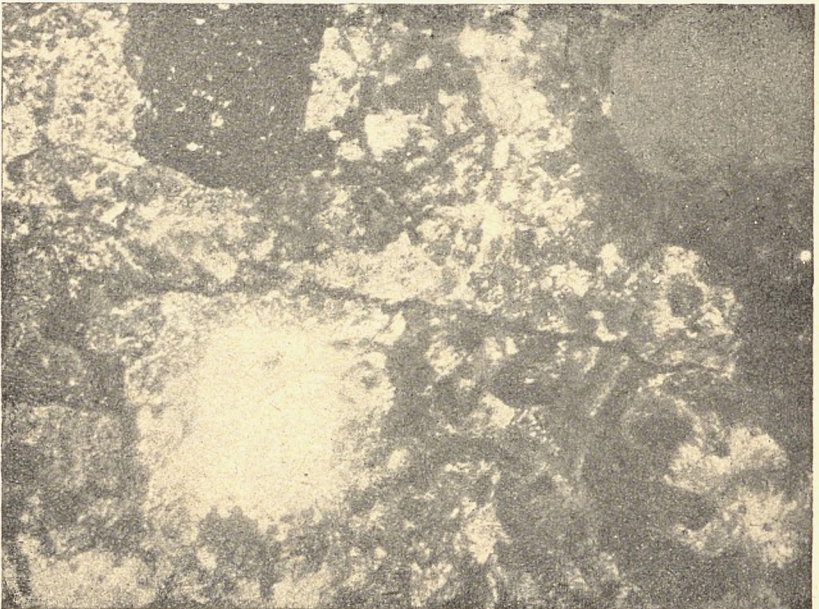
ТИПОМОРФИЯ В СФЕРОЛИТО-ГРАНОФИРОВЫХ ПОРОДАХ  
ГОРЫ ЧАБОР

(Табл. I—II)

Т а б л и ц а I



Фиг. 1. Псевдоморфоза эвтектики по кварцу (белый). Шлиф 179.  $\times 65$ .  
Николи +.

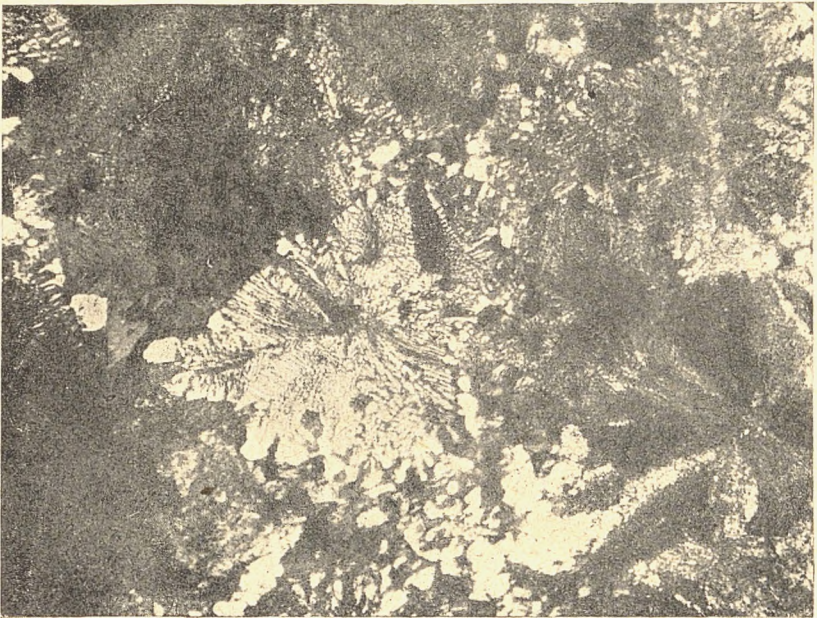


Фиг. 2. Ветвистое (светлый) и радиальнолучистое строение (темный)  
кварца и ортоклаза. Шлиф 220.  $\times 65$ . Николи +.





Фиг. 1. Сферолит гомогенный с первичными кристаллами ортоклаза. Шлиф 19.  $\times 65$ . Николи +.



Фиг. 2. Сферолиты с радиальнолучистым угасанием с включенными первичными кристаллами ортоклаза. Шлиф 191.  $\times 65$ . Николи +.



*Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
АН СССР № 1605*

\*  
Редактор издательства д-р А. Н. Чураков

\*  
Подписано в печать 20/1—1945 г. А-14788.  
Печ. л. 24 + 46 вкл. Уч.-изд. л. 38,75.  
Тираж 1000. Цена книги 37 р. 50 к.,  
переплет 2 р. 50 к. Заказ № 391.

---

Типо-литография Издательства АН СССР  
Ленинград, В. О., 9 линия. 12.

ОПЕЧАТКИ

<i>Страница</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Должно быть</i>	<i>По чьей вине</i>
Между 76 и 77	11 снизу табл. 2 графа 16	des gondw.	des, Gondw.	По ориг.
” ”	Табл. 2, графа 13, 9 снизу	javini, Za-	žavini, Za-	Корр.
” ”	Табл. 2, графа 9, 1 снизу	patiniū и др.	patinii и др.	Корр.
Приложение: Таблицы				
6	2 снизу	Fig. 7	Fig. 4	По ориг.
32	2 см., фиг. 2	слияние	смывание	По ориг.
39	2 сверху	(Табл. I—II)	(Табл. I—III)	