

26.3

B 38

Вестник

Западно-Сибирского Геологического треста

№ 1—2.

1936

СОДЕРЖАНИЕ

Сперанский, Б. Ф.—Минерально-сырьевые возможности Ойротского Алтая в свете современных представлений о геологии области	5
Кузнецов, В. А. и Мухин, А. С.—Новое месторождение ртути в Горном Алтае	16
Баклаков, М. С.—Искровское и Березовское молибденовые месторождения в С.-З. Алтае	23
Кузнецов, В. А.—Признаки золото-вольфрамового оруденения в Ю. В. Алтае	36
Кучин, М. И., проф.—Белокузинские радиоактивные термы	38
Кузнецов, Ю. А.—Некоторые новые данные по геологии Горного Алтая	51
Митропольский, Б. С. и Кузнецов, В. А.—Алтае-Салаирская ртутная зона	60
Краевская, Л. Н.—Некоторые данные о полезных ископаемых Курайского хребта	63
Мухин, А. С.—Эпиконтинентальные отложения карбона в Ю.-В. Алтае	67
Егоров, А. С.—Геологическое строение южного склона Теректинского хребта в Центральном Алтае	71
Александров, А. И.—Некоторые данные о полезных ископаемых Ойротии	77
Мягков, И. М.—Морены ледников Белоухи	85
Сасим, П. С.—Вольфрам и олово на Алтае	107
Краевская, Л. Н.—Список главнейшей геологической литературы по Ойротскому Алтаю	116



~~4048~~

121

157

20p

93374



Минерально-сырьевые возможности Ойротского Алтая в свете современных представлений о геологии области

Б. Ф. Сперанский

Два года тому назад, подводя итоги успехов геолого-промышленного освоения Алтая за последнее время, видный советский ученый и, несомненно, авторитетнейший знаток Алтая—В. П. Нехорошев, высказал на первый взгляд весьма парадоксальное положение. Он утверждает, что все ныне нами разрабатываемые и вновь открываемые месторождения цветных и благородных металлов на Алтае идут по следам старых работ полулегендарного доисторического народа Чуди, эпохи бронзового века. Это справедливо в отношении давно уже нам известных здесь серебра, свинца и меди. Но теперь выясняется, что и олово, лишь в наши дни привлекающее к себе серьезное внимание, с успехом разрабатывалось тою же Чудью.

В высказанном в подобной форме положении, разумеется, есть некоторая доля преувеличения. Но если мы действительно попытались бы дать себе ясный отчет о размерах и, главное, о характере этого преувеличения, то мы с удивлением принуждены бы были констатировать, что в список действительно новых точек попадают, главным образом, объекты, в бронзовый век не представлявшие вообще никакой промышленной ценности. Парадоксальность высказанного положения, таким образом, еще бы более увеличилась.

Подобное положение вещей находит себе полное объяснение, с одной стороны, в чрезвычайной экономической и культурной отсталости той далекой окраины, каковой Алтай в целом был в царские времена, а с другой—в чрезвычайно низком уровне нашего общегеологического освоения этой весьма сложной и своеобразной страны.

Несравненно лучше освоенной в хозяйственном отношении являлась ЮЗ. часть Алтая, где уже около 200 лет тому назад начала укореняться горная промышленность и появилось оседлое промышленное и земледельческое население. Относительно лучше эта территория освоена и в геологическом отношении. Весь остальной Алтай, за малым исключением, до самого последнего времени был почти совершенно нетронутой первобытной страной с кочевым населением и примитивным, главным образом, охотничьим и скотоводческим хозяйством. Ни о каких горных промыслах здесь не было и речи.

Систематические геологические исследования в ЮЗ. Алтае начались в 1912 г., но начавшаяся в 1914 г. война прекратила эти работы, и большая часть произведенных исследований не были закончены обработкой. В 1918 г. Геологическим Комитетом было снова приступлено к систематической съемке территории Рудного Алтая в масштабе 1:84.000. В силу разных причин эти работы чрезвычайно затянулись. Полевые исследования были закончены лишь в 1931 г., но и до сих пор эту работу нельзя считать оконченной, так как, кроме кратких предварительных сводок, до сих пор по материалам

283213

этих исследований не опубликовано ни одного планшета. В отношении СЗ. и Ойротского Алтая дело обстоит еще хуже. Если не считать оборвавшихся в самом начале работ Геологической Части б. Кабинета, носивших к тому же чересчур общий академический характер, то можно считать, что систематическая геологическая съемка здесь начинается лишь в 1929 году. Она успешно развивается в 1930, 1931 и 1932 гг., когда она была резко свернута в связи с необходимостью концентрации геологических сил на выявившихся в те годы новых чрезвычайно актуальных участках геологического фронта. Такими участками были Горная Шория, Салаир и Кузбасс. Материалы этих четырех лет остались также в полусыром виде. Если сюда присоединить опыт вслепую, беспланоно развившихся поисков руд, главным образом, *Ag*, *Pb* и *Cu* и отчасти россыпного *Au*, то этим в сущности исчерпывается весь тот материал, который может быть положен в основу геологических прогнозов о перспективах полезных ископаемых Алтая.

И вот, несмотря на такое положение, которое, если не лишает геолога вовсе права высказывать решительные суждения, то, во всяком случае, обязывает его к сугубой осторожности. Такие суждения высказывались с давних пор и с большой категоричностью. Основным моментом всех подобных суждений до самого последнего времени является резкое противопоставление „Рудного Алтая“ территории всего остального Алтая в качестве безрудной площади. В основании такого противопоставления лежит известный исторический факт, что из 900 с небольшим точек проявлений оруденения, зарегистрированных в прежние годы на Алтае и подвергавшихся в различное время опробованию, разведке и эксплуатации, 855 падали на территорию именно ЮЗ. Алтая, причем в числе них находились все наиболее крупные, имевшие промышленное значение месторождения.

Этот чисто исторический факт, как таковой, очевидно, не подлежит геологическому обобщению без предварительной геологической проверки и специальных исследований, тем не менее, один из крупнейших в недавнем прошлом русских специалистов в области рудных м-ний, В. К. Котульский, лично руководивший исследованиями на Алтае, попытался сделать такое обобщение и подвести под этот факт теоретический геологический фундамент.

Исходя из представления о существенно девонском возрасте полиметаллических и медных м-ний Алтая, Урала и вообще С. части территории Азии и Европы, и отмеченного горной статистикой факта, что нигде на этой территории разработки сульфидных руд не спускались ниже горизонта 200 саженей, он развил представление, что на этой площади все верхние части эманационных гидротермальных полей уже снесены, и указанная глубина есть естественная глубина окончательного выклинивания всех низкотемпературных образований. Здесь, по его мнению, собственно вскрыты горизонты, для которых характерны образования, находящиеся в тесной локальной связи с магматическими глубинными породами, вроде магнетитовых м-ний и т. п., от полиметаллических же м-ний вообще здесь могли сохраниться лишь корни и при том в некоторых специальных условиях, вроде, например, грабенов. Широкая эрудиция этого ученого, вместе с другими его личными качествами, позволили ему эти идеи облечь в стройную подкупающую систему, производящую большое впечатление на современников.

Нам не известно, искренне ли заблуждался Котульский или это было уже одним из актов его сознательной вредительской деятельности, как члена известной „Промпартии“, когда он развивал изложенные, глубоко пессимистические, совершенно ложно ориентирующие всю геолого-разведочную службу идеи. Котульский осужден. Но на высказанных им теориях воспиталось целое поколение геологов, и не так то легко в своей практической деятельности освободиться от представлений, не крити-

чески воспринятых еще на студенческой скамье. Эти представления обнаруживают большую живучесть и оказываются важным фактором, определяющим наше сознание даже и тогда, когда жизнь с очевидностью вскрыет всю их ложность. Чем, как не пережитками воззрений Котульского, мы можем объяснить упорно возникающие и в наши дни попытки найти геологическое обоснование старому, без всякой критики, воспринимаемому представлению о Центральном—Безрудном и ЮЗ.—Рудном Алтае. И это в то время, когда геолого-разведка уже окончательно разрушила представление о безрудности „Нерудного Алтая“.

Было бы очень странно, если бы обширная страна, охватывающая многие десятки тысяч кв. км и имеющая чрезвычайно сложное строение, на всем своем протяжении оставалась бы однородной. Не однороден и Алтай. В свете материалов современных исследований эта неоднородность нам рисуется в следующем виде.

С. Алтай представляется участком литосферы, для которого на протяжении всей послекембрийской истории характерно преобладание поднятий над опусканиями, носившими здесь вообще эпизодический характер. В то же время он представляет ту основу, на которую наращивались структуры прилегающих территорий. Это—древнее ядро страны, в строении которого существеннейшую роль играют докембрийские, кембрийские и ордовичские отложения. В основном оно было оформлено еще салаирским и лишь отчасти каледонским циклом тектогенических движений. Более молодые отложения играют здесь лишь подчиненную роль. Каледонские и более поздние тектонические движения вызывали лишь деформацию ранее образованных складчатых комплексов, усиленный метаморфизм в их осадочных компонентах и подчиненного характера складчатость в вновь сформировавшихся членах толщи.

Иную картину представляет ЮЗ. Алтай. Это область превалирования опусканий, проявлявшихся на протяжении почти всего палеозоя. Древние нижне-палеозойские породы играют здесь подчиненную роль. Эта территория сложена, главным образом, средним и верхним палеозоем, а структура ее создана существенно варисскими и частью даже нижне-киммерийскими движениями. Эти основные глубокие геологические отличия влекут за собой, разумеется, и столь же глубокие различия в проявлениях магматической жизни, а, следовательно и в характере, и в распределении полезных ископаемых по территории Алтая. Но эти отличия отнюдь не таковы, что бы дать право и основания для трактовки площадей Ойротского Алтая в качестве безрудных. Разумеется—нет. Большинство горных кражей нашего края являются существенно сложенными теми же древними структурными комплексами, что и С. Алтай, и вот капиталовложения последнего десятилетия в дело геологического освоения этих кражей дали совсем не плохую промышленную отдачу. В пределах этих структур нам уже удалось выделить и изучить до 50 различных формаций, из которых 31 характеризуются наличием специфического комплекса полезных ископаемых. Из них в 24 формациях промышленный характер м-ний этих ископаемых вполне доказан. Наконец, среди них 12 формаций являются существенно рудными¹⁾. Нет ни малейших оснований считать, что совершенно сходные структурные комплексы Алтая почему то окажутся особыми, не содержащими этих полезных ископаемых.

Совсем—наоборот: то, что мы сейчас знаем по геологии Ойротского Алтая, в особенности о ЮВ. его части, рисует нам эту страну, как участок подвижного неоднородного шельфа с исключительно сложным строением

¹⁾ Проф. М. А. Усов. Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края. Томск. 1935.

и столь же напряженной тектонической и магматической жизнью, т. е. рисует нам обстановку, весьма благоприятную для весьма разнообразных проявлений оруденения и вообще возникновения м-ний полезных ископаемых. И, действительно, первые же серьезные капиталовложения в геологическое изучение этой области сразу дают исключительно высокую отдачу.

При геолого-съемочных работах 1931 г. на Курайском планшете геологом В. А. Пышкиным под консультацией проф. Н. Н. Горностаева было установлено наличие ртутного оруденения. Посланная по этим следам геолого-поисковая партия под руководством В. А. Кузнецова подтвердила это открытие, и вот мы уже имеем несомненно крупное промышленного значения м-ние, передающееся в эксплуатацию. Больше, были выяснены общие геологические условия ртутного оруденения и установлена широкая возможность нахождения других подобных же м-ний. И этот прогноз уже оправдался. Работами В. А. Кузнецова (Редмет) в 1935 году открыто еще новое Ак-Ташское м-ние, и подтверждено наличие целой полосы подобного оруденения, приуроченного к тектонической зоне и связанного с проявлениями некоторого юного интрузивного комплекса, как можно думать, киммерийского или даже альпийского. В нынешнем же году получено подтверждение наличия киноварного оруденения в низовьях Чуи (Ю. А. Кузнецов) и на Уймоне (А. С. Егоров), хотя самих м-ний обнаружить и не удалось. Несомненно, серьезные проявления киноварного оруденения установлены в совершенно новом районе—Каянча-Айском (А. И. Александров).

Среди упомянутых 12 рудных формаций, известных на территории края, 7 в качестве важного, а подчас главного компонента, имеют золото, из них 5 формаций существенно нижнепалеозойского, а частью докембрийского (1 форм.) возраста, т. е. как раз те формации, которые широко развиты в Ойротском Алтае. В пределах нашего края именно с этими формациями связана основная масса добываемого в нем золота.

Золотое дело в Ойротии весьма молодо, но, тем не менее, хорошо известно, какие бурные успехи оно делает. В свете вышесказанного это не удивительно. Нужно думать, что в Ойротии есть твердая база для дальнейшего прочного развития здесь этого дела. И это относится не только к рудному золоту, в Ойротии почти еще не затронутому эксплуатацией, но и к россыпному. Факт, несколько парадоксальный для страны, пережившей интенсивное оледенение. Но в последнее время все больше и больше разъясняется и этот парадокс.

Мо, W, V в крае известны в связи с двумя юными верхнепалеозойскими (и мезозойскими?) интрузивными формациями и двумя нижнепалеозойскими. Некоторые из них в Ойротии налицо и даже видимо пользуются весьма широким распространением, слагая, например, в системе Аргута, Ак-Кема, Кодора и т. п. весьма крупные тела. И здесь при геологической съемке были установлены и ныне частично уже разведаны богатейшие *Мо* и *W* м-ния, по своим размерам безусловно промышленные и ныне не разрабатывающиеся исключительно в связи с транспортными трудностями.

Характерные порфириовидные биотитовые граниты, типа Белокурихинского гранитного массива, встречаются и в нижнем течении Катунь в районе Манжерока, Аны, Каянчи и Устюбы. И вот, в текущем году шлиховое опробование установило и здесь наличие шеелитового оруденения. Мы вправе ожидать встретить и весь геохимический комплекс, характерный для данной формации, уместно поставить вопрос о касситерите, бериле и вообще минералах редкоземельных элементов.

В связи и попутно нужно отметить, что нигде на территории края нам не известно таких крупных полей развития пневматолитов, как в ЮВ. Алтае.

Но о существовании их мы только знаем. Никаких серьезных геологических, а тем более геохимических исследований здесь не производилось. Они охвачены, да и то лишь частично, съемкой, сугубо предварительного ориентировочного характера, и еще более ничтожными поисковыми маршрутами, имевшими при том установку отыскания признаков ртутного оруденения, разумеется совершенно чуждого данному комплексу. Но и при этих беглых исследованиях было отмечено богатство здешних пегматитов слюдой, по своим качествам и условиям нахождения, безусловно, заслуживающей серьезного промышленного внимания. Более близкое освоение этого комплекса есть безусловно одна из очередных и интереснейших задач геологической службы Ойротии.

Геохимические исследования АН СССР, производившиеся на территории Ойротии в 1931—33 г., выдвинули исключительно интересную, огромного народно-хозяйственного значения проблему наличия в крае и именно на территории Ойротии с прилегающими частями Горной Шории особого типа марганцевого оруденения. Работы АН СССР не разрешили этой проблемы в окончательной форме, они уперлись в необходимость чисто геолого-съемочным путем разрешить вопрос о геологической природе тех марганцевоносных зон, которые были выделены Г. Д. Афанасьевым, а также нужно было теоретическую возможность подтвердить фактической находкой подобного типа руд на территории края и Ойротии. И нужно сказать, что истекший год в этом отношении был очень интересным. Собственно было установлено два важных факта.

В далеком от Ойротии хребте Арга¹⁾, но среди древних, характерных для С. Ойротии формаций, при разработке Мазульского м-ния—этого единственного пока на территории края промышленного месторождения марганца—работами были вскрыты своеобразные минеральные массы, которые при ближайшем изучении оказались не чем иным, как карбонатными железомарганцевыми и марганцевыми минералами—первичными марганцевыми рудами, характерными, например, для месторождений Квелутца в Бразилии. Таким образом, вопрос об исключительно метатетическом характере м-ний марганца на территории края отпал. Приходится признать, что поиски этого исключительно важного для окончательного разрешения проблемы обеспечения полностью местным сырьем нашей новой угольно-металлургической базы были у нас до сих пор ориентированы ложно и находились в тупике, благодаря поискам марганца исключительно в формациях коры выветривания, а второй вывод—значительное увеличение вероятности правильности идей, выдвинутых геохимической экспедицией АН СССР, возглавляемой П. И. Лебедевым, в отношении Ойротского марганца.

Действительно, Александрову, возглавлявшему в 1935 году учетно-проспекторскую партию в Ойротии, удалось на территории Чойского аймака обнаружить марганцевые руды, которые по ряду признаков можно было принять за образования окисной шляпы на первичных марганцевых рудах. Они сопровождались кремнистыми образованиями, весьма похожими на силициты, являющиеся характерным членом развитых там докембрийских формаций, но все же от них отличных. Опытному глазу в них удалось усмотреть признаки вторичных кварцитов, составную часть метасоматического комплекса марганцевого оруденения. Камеральные исследования подтверждают этот предварительный вывод, и в частности при микроскопической обработке шлифов этих вторичных кварцитов, в них удалось обнаружить зерна андалузита, кианита и корунда²⁾. Если вспомнить историю Коунрада, то значение этого факта легко оценить.

1) Причулымский район Красноярского края.

2) Устное сообщение А. И. Александрова.

Вопрос о железе в Ойротском Алтае в прошлом, когда еще не были известны Горно-Шорские м-ния, уже стоял на повестке дня геолого-разведочной службы края. Под этим углом зрения планировались здесь первые съемочные работы, с этой целью посылались специально геолого-поисково-разведочные партии. Теперь, в перспективе лет и нашего значительно выросшего знания геологических связей проявления железорудения в крае, можно думать, что эти работы были ориентированы в значительной мере неправильно. Они были направлены в далекий Кош-Агачский аймак, где издавна были известны многочисленные следы железных плавок неизвестных времен и народов, вернее всего—динлинов, монгольской народности, населявшей Алтае-Саянское Нагорье в VI веке нашей эры. Оттуда же от местного населения шли согласные сведения о многочисленных выходах на дневную поверхность железных руд, что совпадало со скудными литературными и архивными данными по этому району. Другим районом был район Коргонского хребта в связи с данными бийского краеведа И. П. Комарова, указывавшего на наличие обильной гальки железных руд в системе Кумира, Ночной Коксы и Коргона и даже коренные их выхода по Ночной Коксе.

Исследования показали, что в обоих этих районах имеет место видимо совершенно сходное гематитовое руденение. Но ожидание встретить формацию железистых кварцитов не оправдалось. Месторождения оказались связанными с процессами гипогенного характера, проявления которых приурочиваются к тектоническим зонам. Возможное их промышленное значение вызывает серьезные сомнения.

Но этим вопрос о перспективах Fe в Ойротии отнюдь не решается. На территории края известны 8 рудных формаций, в составе которых Fe_2O_3 и Fe_3O_4 играют серьезную роль, из них 3, давшие м-ния, практическое значение которых установлено. Несомненно наибольшее значение для края среди них имеет так называемая тельбесская формация адамеллитов и опдалитов. С нею связаны Горно-Шорские железорудные м-ния. Но, ведь, эти Горно-Шорские м-ния развились в условиях геологических структур, не только сходных с таковыми С. части Ойротского Алтая, но даже совершенно тождественных. Одни являются непосредственным продолжением других, и если мы до сих пор не знаем крупных магнетитовых м-ний в Ойротии, то можно думать лишь потому, что эти части Ойротии относятся как раз к числу наименее геологически изученных ее районов. Не нужно забывать, что и о Горно-Шорских м-ниях мы ничего не знали даже после того, как геологом А. М. Кузминым здесь была закончена десятиверстная геологическая съемка в 1927 г.

Вопрос о перспективах Ойротии в отношении меди и вообще цветных металлов является вопросом наиболее остро дискуссионным.

На территории края мы знаем четыре магматических комплекса, с которыми связаны промышленного значения м-ния цветных металлов. Если отбросить самую древнюю из них, ту, с которой по представлению некоторых геологов нужно связывать возникновение Салаирских полиметаллических м-ний, как недостаточно доказанную, и наиболее юную—ту, с которой связано медное руденение Минусинской котловины, присутствие которой на Алтае никем не отмечено и вообще мало вероятно, то останутся две возможные формации.

Более древняя из них, это—формация кембрийских трондьемитов, тех самых, с которыми связано, например, известное Маинское медное м-ние в Западном Саяне. В связи с вышеуказанными особенностями общего строения Алтая, подобного рода м-ния мы вправе искать только в В. и СВ. Ойротской его части, где соответствующего возраста формации выходят на дневную поверхность и слагают даже значительные площади. Порази-

тельное однообразие облика формации кембрия и докембрия и их структур на площади всей Алтае-Саянской системы, да в сущности и незначительность расстояния, отделяющего С. и СВ. Ойротию от З. Саяна с Маинским м-нием, позволяют думать, что и здесь на Алтае эта формация должна проявиться и дать сходные образования. Отсутствие положительных сведений о наличии подобного рода м-ний может нас не смущать, как не смущает в вопросе о *Fe* м-ниях Горно-Шорского типа. Наши знания конкретной геологии этой части Алтая слишком недостаточны.

Как бы то ни было, эти возможности все же гадательны. Гораздо определеннее возможности, связанные с четвертой из перечисленных выше формаций цветных металлов, как раз той, которая имеет особо значительное проявление на Алтае и именно здесь и была наиболее полно изучена. Это формация медных и полиметаллических м-ний, связанных с интрузивными порфирами, столь характерная для „Рудного“ Алтая.

На Ойротском Алтае собственно до последнего времени неизвестны настоящие полиметаллические м-ния типа Риддера или Змеиногорска. Но зато далеко не редкими являются достаточно интенсивные проявления медного оруденения, разбросанные по территории всей Ойротии¹⁾. Большинство авторов сходятся на признании большого сходства и даже тождества этих м-ний в генетическом отношении с аналогичными м-ниями ЮЗ. Алтая. И дальше, на современном уровне нашего познания *Си* м-ний ЮЗ. Алтая, у нас нет никаких оснований эти последние отрывать от общего комплекса полиметаллического оруденения. Также, как будто, бесспорным является и генетическая связь этой рудной формации с формацией интрузивных кварцевых порфиров (кв. альбитпорфиров). Дальше начинаются разногласия. Одни хотят видеть в этой интрузии член так называемого Змеиногорского интрузивного комплекса (Елисеев, Нехорошев, Сперанский) более юного, чем интрузия варисских гранодиоритов, но в свою очередь предшествовавшего во времени интрузии порфировидных биотитовых гранитов, принесших с собой *Mo*, *W*—*Sn* и редкоземельное оруденение. Другие полагают, что те и другие интрузивные образования вместе с сопровождающими их рудными комплексами являются лишь фациями одного и того же магматического комплекса, проявлявшегося, хотя и синхронно, но в тектонически и структурно-различных условиях (Григорьев). Третьи — интрузию кварцевых альбитпорфиров и связанный с ними геохимический цикл выделяют из собственно Змеиногорского комплекса и, помещая его во времени вслед за интрузией биотитовых порфировидных гранитов, склонны видеть в нем самостоятельный магматический комплекс, отвечающий, возможно, ниже-киммерийской фазе тектогенеза (Шахов, Усов).

Как бы то ни было, все перечисленные авторы сходятся на том, что основной структурной формой, контролирующей пространственные проявления этого магматического и геохимического комплекса, являются мощные зоны тектонических разломов, разбивающих весь Алтай на ряд блоков. Дальше, работами последних лет установлено широкое проявление минерализации тектонических зон и вне площади ЮЗ. Алтая, при том местами достигающего крупных и даже промышленного значения размеров. Достаточно назвать Антонов Коргон, Ирбисту, Ярлу-Айры и, наконец, недавно установленные зоны ртутного оруденения. Вовсе не нужно разделять всех положений, недавно выдвинутых Ф. Н. Шаховым, чтобы все же вместе с ним признать, что „перед геологией Алтая вопрос о возрасте различных тектонических зон стоит во весь рост, т. е. его решение тесно связано с планированием поисковых ра-

¹⁾ В районе Телецкого озера (Эжеминское м-ние), в Курайском хребте и в Чуйской степи, в Чуйских Альпах по рекам системы Аргута, на территории Майминского аймака, в хребте Шаншаль и границы с Тану-Тувой, в системе р. Коксы, Усть-Коксинского аймака и т. п.

бот в Алтайских районах на цветные металлы и золото; что составление конкретной карты с нанесением тектонического узора, вероятно, сможет не только обогатить промышленность новыми м-ниями, но и пролить свет на кажущееся обособление Рудного Алтая; и что, наконец, не исключена возможность, что в результате составления такой карты на обширной площади Алтая будет околонтурен не один такой же промышленной ценности оазис¹⁾.

Таким образом, на территории Ойротского Алтая весьма вероятно наличие м-ний почти всех обычных металлов. Не менее богаты перспективы Ойротии и в отношении другой, не металлической группы полезных ископаемых. Хотя открытие неметаллических всегда идет вслед за освоением рудных, ибо самая возможность квалифицировать то или иное естественно-минеральное образование, как полезное ископаемое, предполагает значительно более высокий уровень экономического развития страны, чем это необходимо в отношении металлов, но все же и сейчас мы можем дать длинный список м-ний полезных ископаемых этой группы, достаточно выявившихся на территории Области. Я остановлюсь только на некоторых из них.

М-ния каменного угля уже давно известны на Алтае. Здесь известны третичные бурые угли, имеющие довольно широкое развитие в Чуйской, Курайских и Самахинской степях, и нормальные каменные верхнепалеозойские угли в районе системы р. Пыжи. В обоих случаях м-ния представляют обрывки продуктивной толщи, формировавшейся в виде широко-регионального распространения покровов. Последующая денудация почти целиком уничтожила эти покровы. Уцелели лишь лоскуты, отвечающие участкам опустившихся в виде грабенных блоков.

Этими особенностями геологических условий нахождения продуктивных угленосных отложений на территории области определяются и перспективы на открытие новых подобных же их лоскутов.

М-ния Чуйской и Курайской степи уже ныне имеют промышленное значение. Они разрабатываются в связи с потребностями в топливе Кош-Агачского аймака. Их значение еще больше возрастет в ближайшие же годы, как только будет передано в эксплуатацию Чаган-Узунское ртутное м-ние и выростает еще больше в перспективе возможного железнодорожного строительства вдоль современного Чуйского тракта. Что касается Пыжинских углей, то расположенные в большом удалении от центров зарождающейся индустриальной жизни Области, они в настоящий момент ценности никакой не имеют и потому остаются вовсе неразведанными.

В отношении перспектив на нефть можно лишь отметить, что до настоящего времени все конкретные указания на ее наличие при проверке не подтвердились, и в большинстве случаев при этом легко выяснились и самые источники возникновения заблуждений. Чаще всего за признаки нефти принимались иризирующие пленки гуматов железа, очень обычные на поверхности болотных вод. Исходя из общегеологических соображений, в положительном смысле о возможности нахождения нефти на Алтае недавно высказался проф. М. К. Коровин. Он указал, что в составе формаций Центрального Алтая имеются образования, по своим литологическим особенностям являющиеся весьма обещающими, и что в находящейся в непосредственной близости Пограничной Джунгарии нефтеносность была установлена акад. В. А. Обручевым, при том в тектонических условиях, вполне сходных с Алтайскими. Насколько мне известно, эти идеи пока не встретили сочувственного отклика у геологов Алтая, но, разумеется, вовсе не считаются с ними ни в коем случае не приходится.

¹⁾ Ф. Н. Шахов. К вопросу о постановке геологических исследований и поисковых работ на Алтае. Вестник ЗСГТ № 1, 1935 г.

Чрезвычайно интересным образованием, видимо, имеющим довольно широкое распространение на Алтае, является селитра, на наличие которой было обращено внимание в годы империалистической, а потом гражданской войны, в связи с большим спросом на нее со стороны военной промышленности. Находки были сделаны рудоискателями из местного населения, при том в нескольких точках Ойротского Алтая почти одновременно. „Авторитетная“ геологическая экспертиза того времени, исходя из тогдашних представлений о массах разлагающихся органических остатков типа гуано, как единственном источнике промышленных скоплений NO_3 (теория „отбросов и городищ“), не находя этих условий в конкретных пунктах заявок, забраковала эти м-ния. Возникший было в 1925—1926 г. новый интерес к этим образованиям был погашен тем же путем.

Между тем, в свете современных представлений о м-ниях селитры, как об особой форме солончаков экстрааридных стран, указанные находки, безусловно, заслуживают внимательного к себе отношения. Они указывают на наличие и, видимо, широкое распространение на Алтае, с одной стороны, условий для развития и интенсивной деятельности нитрифицирующих бактерий, а также, быть может, и обильного притока соединений N , выпадающих с атмосферными осадками, а с другой—на наличие условий, в достаточной мере замедляющих процессы денитрификации (высокая аэрация почв и грунтов, вытекающая из сухости климата и т. п.), возвращающих азот в атмосферу, и тем способствующих сохранению нитратов при их образовании, при перемещении их наземными и грунтовыми водами и, наконец, при аккумуляции их в областях засоления. В этом отношении очевидно сказывается родственность Ойротии с соседними областями Монголии и нашей Средней Азии.

Оценка возможного промышленного значения Ойротских селитр и разработка методов их эксплуатации должны исходить из учета специфичности генезиса и режима этих м-ний, как горизонтов поверхностной почвенной аккумуляции нитратов под действием капиллярно-грунтовых растворов, протекающих в наши дни.

Вопросом большого народно-хозяйственного значения является вопрос об обеспечении нашей Сибирской металлургии доломитами и магнетитами. При съемочных работах 1930 г. на планшете листа Чемальского К. В. Радугиным было установлено наличие в составе древнейших формаций района, условно относимых к альгонкию, особого горизонта доломитов, подчиненного мощной толще известняков, силицилитов и углеглинистых и углистых сланцев. Еще раньше подобного же типа отложения в тождественных стратиграфических условиях им были отмечены и в области Соколенности Кузнецкого Алатау. Тематические исследования по стратиграфии кембрия и докембрия, проведенные им в 1934 и 1935 г. в районе р. Мрассу, окончательно установили, что указанный горизонт доломитов является чрезвычайно характерным горизонтом названной существенно кварцево-карбонатовой альгонкской толщи. Горизонт встречен во многих весьма удаленных друг от друга точках, что указывает на большую его выдержанность и большое распространение. Горизонт обладает значительной мощностью. Т. о. проблема доломитов с геологической стороны разрешена. В любом районе развития соответствующих формаций, в том числе и на значительной части территории Ойротии, мы можем ставить поисковые работы на доломиты с установкой на поиски не самого этого полезного ископаемого, как такового, а с заданием отыскания участков, наиболее отвечающих по качествам ископаемого и по своему расположению требованиям промышленной эксплуатации.

Проблема магнетита до сих пор не разрешена, несмотря на довольно крупные капиталовложения в это дело. Поиски до сих пор велись в обла-

стях развития озмеевикованных пород, которыми наш край вообще является не особенно богатым. Поиски давали неизменно отрицательные результаты. Нужно отметить, что змеевиковые тела Ойротии, с их асбестом и хромитом, в этом отношении не обследовались за слишком большой их удаленностью. В настоящий момент намечается возможность искать разрешение этой большой проблемы в новом направлении. Дело в том, что при изучении стратиграфии и литологии древнейших толщ Дальнего Востока, именно, хребтов Малого Хингана, состоящих существенно из карбонатных пород с кварцитами (в том числе железистыми, ныне разведываемыми в качестве рудной базы проектируемого в Комсомольске металлургического завода) и прослоями углеглинистых сланцев, то есть, весьма сходных с только что упоминавшимися альгонкскими отложениями нашего края, геологу А. С. Музылеву удалось при геолого-съёмочных работах в 1933 г. расчленить эту, первоначально казавшуюся совершенно однородной толщу на ряд горизонтов. Среди них один оказался состоящим из доломитов (Мурандовская свита), вообще довольно однородных, если не считать процессов окремнения, весьма охотно приурочивающихся именно к этому горизонту. Можно думать, что оно обусловлено первичной примесью в доломитах тонко-распыленного SiO_2 . Однако, при ближайших исследованиях оказалось, что и сами доломиты не являются однородными. Химические анализы обнаружили, что в некоторых образцах доломита наблюдается повышенное содержание MgO , по сравнению с теоретической формулой доломита, и при желании можно бы было подобрать анализы, с постепенным переходом от чистого доломита к анализу чистого магнезита. Магнезиты оказались залегающими в виде пластовых залежей среди доломитов и являются разбросанными по всему Малому Хингану. По общим геологическим условиям Мало-Хинганские м-ния весьма близки с м-ниями Южной Манчжурии, получившими мировую известность. Генезис этих м-ний не совсем ясен.

Отмеченное сходство нашего альгонка с докембрийскими отложениями Малого Хингана и соответственно Ю. Манчжурии, которое простирается вплоть до обособления в том и другом случае доломитовой свиты и ряда других стратиграфических и литологических особенностей, заставляет поставить исключительно интересный вопрос о наличии особой своеобразной геохимической эпохи и обширной провинции, с неясными пока очертаниями, но во всяком случае охватывавшей в альгонкий Ю. Манчжурию, Дальневосточный и наш край, характеризующиеся возникновением вышеописанных своеобразных формаций. Это обязывает нас поставить вопрос о дальнейшем, более пристальном, изучении нашего доломитового горизонта на всей площади его проявления, в целях обнаружения в нем зон с повышенным содержанием $MgCO_3$ и быть может отыскания целых линз настоящих магнезитов.

Не останавливаясь подробнее, лишь упомяну о большом богатстве области разнообразными строительными, декоративными и техническими камнями, выдающиеся качества которых уже давно были оценены соответствующими отраслями промышленности. Лучшим показателем является, что некоторые из подобного рода м-ний издавна довольно интенсивно разрабатывались, несмотря на исключительно тяжелые географические условия местности.

Наконец, нельзя не упомянуть о гелиеносных источниках области, которые на ее территории несомненно есть, но которые не только совершенно не изучены, но даже просто не выявлены и не зарегистрированы. Недопустимость подобного положения именно теперь, когда в нашей стране быстрыми шагами развивается не только авиация, но аэронавигация, когда исключительное бальнеологическое значение этого рода Алтайских источников твердо установлено, и курорт Белокуриха из местного превра-

щается в курорт общесоюзного значения, теперь подобное положение вещей не может быть терпимо.

Я отнюдь не ставлю перед собой неразрешимую по объему задачу исчерпать весь список возможных полезных ископаемых области. Моя задача скромней. Я хочу иллюстрировать фактическим материалом глубокую ошибочность и недопустимость противопоставления ЮЗ. Алтая—Северному, как рудного—безрудному. Я хотел показать, что площадь этого, будто бы вообще бедного полезными ископаемыми Ойротского и СЗ. Алтая мы просто еще слишком плохо знаем, но то, что мы уже знаем, рисует их наоборот весьма обещающими. Среди этих возможностей есть имеющие весьма широкое народно-хозяйственное значение; больше, можно думать, что некоторые нерешенные проблемы ископаемого минерального сырья в системе УКК и строительстве Большого Алтая найдут себе решение именно на территории Ойротии и СЗ. Алтая. Пути к геолого-промышленному освоению этих новых территорий лежат через всестороннее, но в то же время целеустремленное их изучение, через геологическую съемку. Но чтобы стать действительно путем к наискорейшему, полному и с наименьшими затратами выполненному геолого-промышленному освоению страны, сама геологическая съемка должна преодолеть ряд все еще непреодоленных болезней, унаследованных ею от прошлого. Фетишизм масштабов и планшетных рамок, механический подход в вопросе охвата крупных площадей, расплывчатость в области общих целевых установок исследований и подмена их общей, раз навсегда выработанной инструкцией, академизм и наряду с этим плоский эмпиризм и близорукий утилитаризм их, вот те главные моменты, которые должны быть преодолены, чтобы геологическая съемка смогла действительно полностью отвечать своему назначению.

Новое месторождение ртути в Горном Алтае

В. А. Кузнецов и А. С. Мухин

Одним из итогов работ, произведенных в 1934 г. Западно-Сибирским отделением Союзредметразведки в районе Чаган-Узунского м-ния ртути в Юго-Восточном Алтае, явилось установление связи ртутного оруденения с зоной разломов юного, вероятно, альпийского возраста, вытянутой в СЗ. направлении. Наметились, таким образом, наличие в ЮВ. Алтае зоны ртутного оруденения и перспективы обнаружения в ее пределах новых рудных м-ний, однотипных с Чаган-Узуном¹⁾.

В 1935 г. З.-Сиб. отделением были поставлены специальные работы по изучению ртутной зоны, для чего организована специальная Ойротская геолого-поисковая партия, под руководством авторов. Задачей партии явилось исследование геологической структуры рудной зоны, прослеживание ее по простиранию, поиски в ее пределах новых ртутных м-ний и, в случае успеха поисков, детальное исследование последних.

В итоге проведенных работ наличие на Алтае обширной зоны ртутного оруденения доказано и подкреплено новым фактическим материалом. На широкой площади изучено геологическое строение части этой зоны. Наметилось продолжение зоны и дальше на десятки километров. Наконец, в ее пределах, кроме известного Чаган-Узунского м-ния, нами открыто новое, совершенно неизвестное до сих пор, весьма интересное м-ние Ак-Таш в окрестностях пос. Чибит Кош-Агачского аймака Ойротской Автономной Области.

1. Географическое положение и экономика района.

Исследованная за истекшие два года часть зоны ртутного оруденения ЮВ. Алтая расположена преимущественно в пределах правобережья р. Чуи в ее среднем и верхнем течении, т. е. в сравнительно доступном районе, пересеченном шоссированным Чуйским трактом. Район представляет собою высокогорную страну. В основном направление зоны на этом отрезке совпадает с осью вытянутого в широтном направлении Курайского хребта, органичивающего с С систему правых притоков р. Чуи и являющегося водоразделом с системой р. Башкауса. Максимальные отметки хребта достигают 3200—3500 м. Минимальные высоты в районе колеблются от 1200 м (пос. Чибит) до 1800 м (Чуйская степь). С юга хребет ограничен глубокой долиной реки Чуи, образующей в среднем и верхнем течении два расширения. Это известные высокогорные степи—Чуйская и Курайская. По долине Чуи проходит автомобильный тракт от Бийска до с. Кош-Агач (550 км) и дальше в Монгольскую Нар. Республику. Тракт связывает район с конечной станцией железной дороги—гор. Бийском и является его основной

¹⁾ В. А. Кузнецов—Чаган-Узунское ртутное м-ние на Алтае. Вестник ЗСГГТ 1934 г. в. 5, стр. 31.

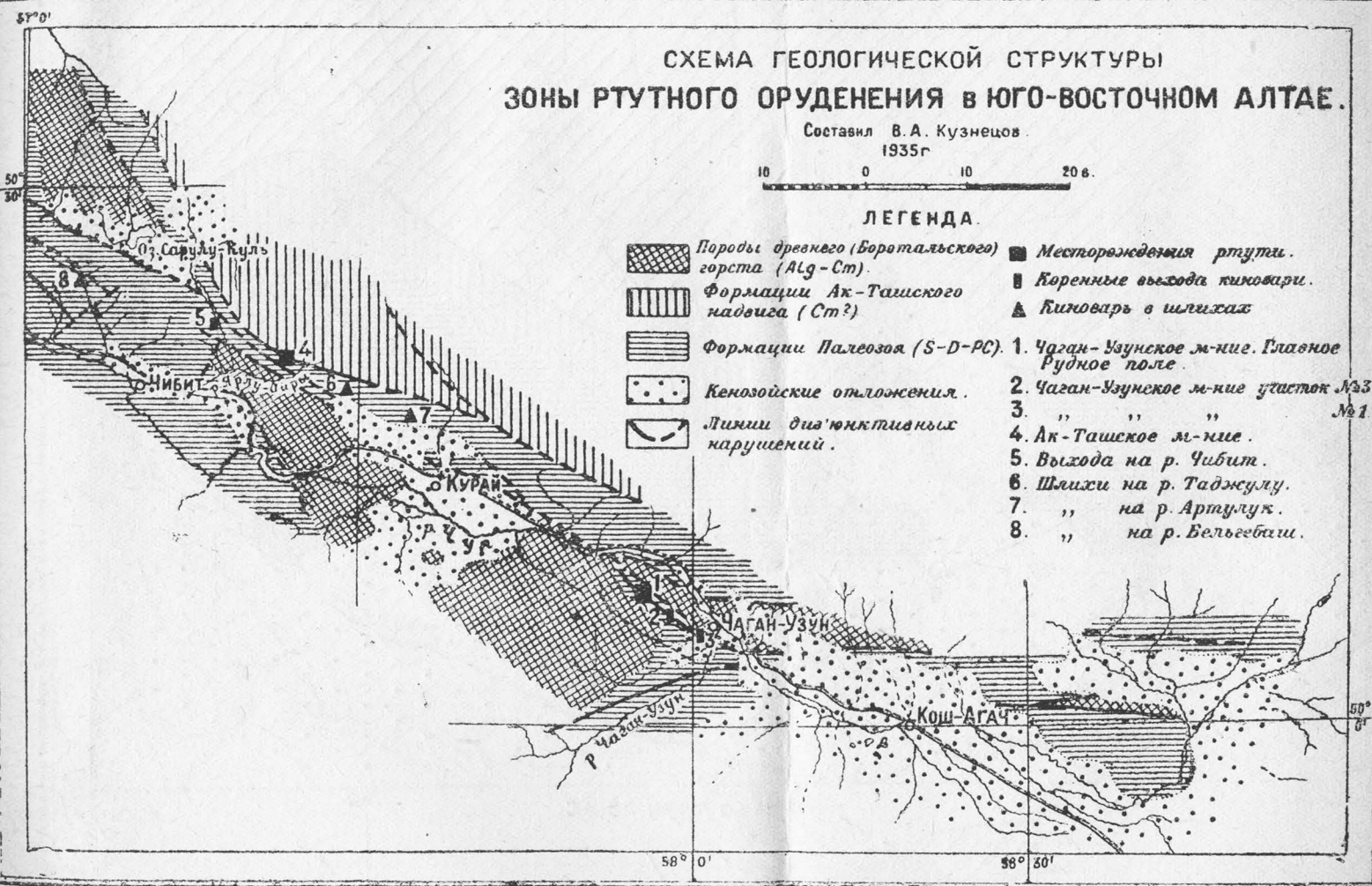
СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЗОНЫ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОМ АЛТАЕ.

Составил В. А. Кузнецов.
1935г.

10 0 10 20 в.

ЛЕГЕНДА.

- | | | | |
|---|---|---|---|
|  | Породы древнего (Боратайского) горста (Алг-Ст). |  | Месторождения ртути. |
|  | Формации Ак-Ташского надвига (Ст?) |  | Коренные выходы киновари. |
|  | Формации Палеозоя (S-D-PC). |  | Киноварь в шлизах |
|  | Кенозойские отложения. | | 1. Чаган-Узунское м-ние. Главное Рудное поле. |
|  | Линии дисъюнктивных нарушений. | | 2. Чаган-Узунское м-ние устье №3. |
| | | | 3. " " " " №1 |
| | | | 4. Ак-Ташское м-ние. |
| | | | 5. Выходы на р. Чибит. |
| | | | 6. Шлихи на р. Таджулку. |
| | | | 7. " на р. Артулук. |
| | | | 8. " на р. Бельгебаш. |



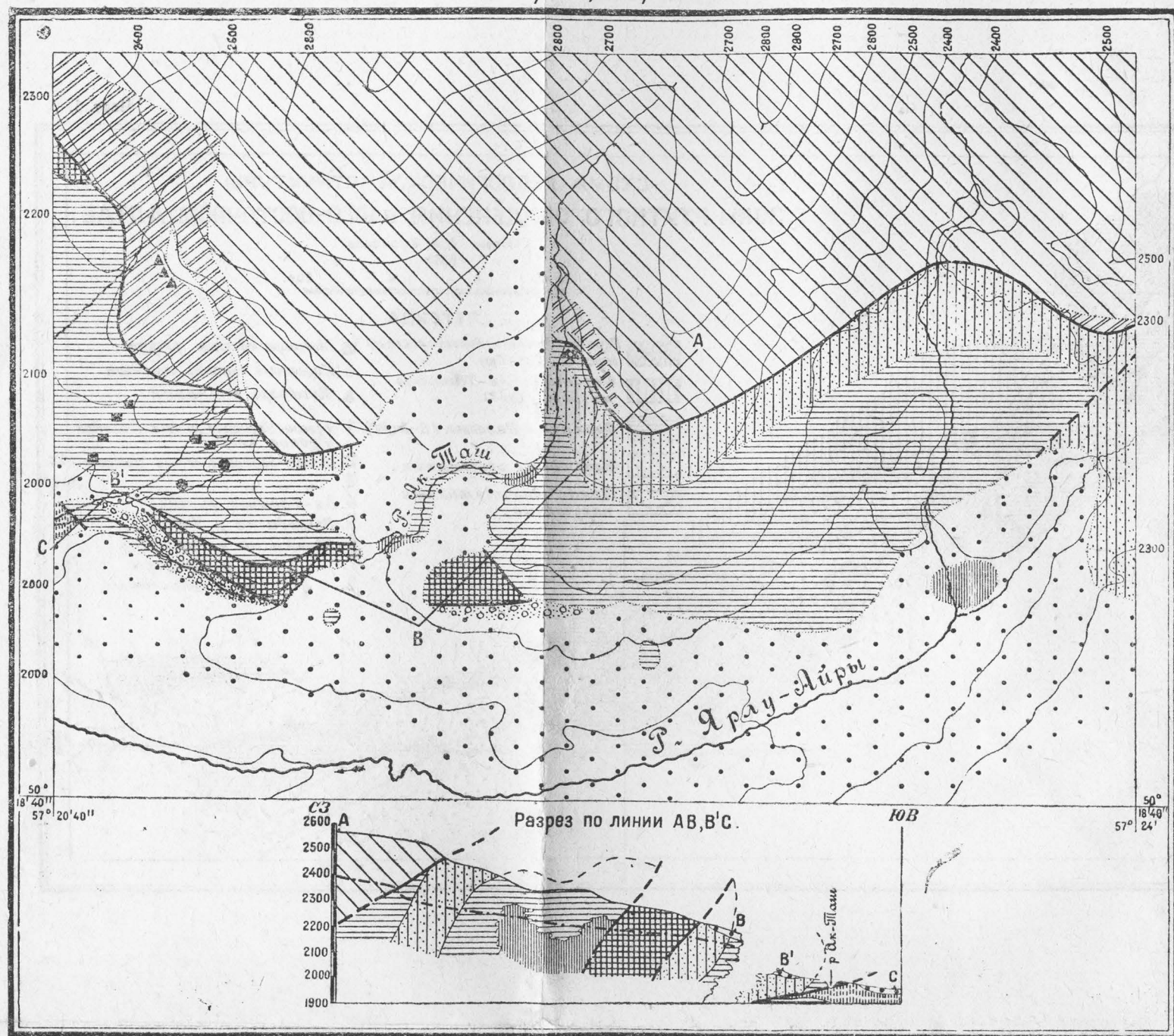
Предварительная геологическая карта района ртутного м-ния Ак-Таш в Ойротии

Составил инж.-геолог А. С. Мухин в 1935 г.

1:50 0 100 200 300 400 м

Сечение рельефа через 100 м.

Черт. 2.



ЛЕГЕНДА

- | | | | | | | | |
|--|---|--|---------------------|--|--|--|--|
| | Кембрийские (?) эффузивы, глинистые сланцы. | | Известняки р-с | | Глинистые и углистые сланцы с флорой, конгломераты известняки с фауной. Красноцветная свита-эффузивы и пр. | | Ак-Ташское м-ние окислен и железных руд киновари |
| | Калькаренинты | | Сланце-песчаники. | | Моренные образования минделя | | Свалы руд аналогичных железным рудам м-ния |
| | Озмесковинные гнейсы | | Конгломераты. | | рсса. | | Заметные сочущения ртутной окисленности, прижающиеся к промышленному содержанию. |
| | Габбро-диориты (Каледонские) | | Тектонические линии | | Продольный профиль русла р. Ак-Таш. | | Контактовые м-ния хромита. |

жизненной артерией. Вдоль тракта расположены населенные пункты—село Кош-Агач, административный центр района (550 км от Бийска), пос. Чаган-Узун (525 км), с. Курай (480 км) и с. Чибит (440 км). Основное алтайское население живет повсеместно в аилах и группируется вокруг постепенно переходящих на оседлость колхозов. Основное занятие населения—скотоводство и охота. Местной рабочей силы для крупной разведки и тем более для эксплуатационных работ недостаточно. Район пока снабжается исключительно привозным хлебом. Земледелие в пределах затронутого района пока возможно и осуществляется только в Чибите (1200 м над ур. моря), где вызревают хлеба и с успехом культивируются всевозможные овощи. Дальше к востоку пока возможно только животноводство, хотя за последние годы ведутся крупные мелиоративные работы в Курайской степи и изыскания в Чуйской степи. Для развития в районе крупного мясного и молочного хозяйства имеются все возможности.

Новое м-ние ртути Ак-Таш расположено в 18 км к СВ от поселка Чибит на южном склоне западной оконечности Курайского хребта. Ключ Ак-Таш, в долине которого расположено м-ние, является правым притоком рч. Ярлу-Айры, которая, в свою очередь, является левым притоком р. Чибит. Последняя, как известно, впадает в р. Чую. Географические координаты м-ния: $50^{\circ}20'$ с.ш. и $87^{\circ}40'$ в.д. М-ние расположено на абс. высоте 2400 м, несколько выше уровня леса в пределах гольцовой альпийской зоны. Относительное превышение над пос. Чибит достигает 1200 м. Несмотря на это, м-ние сравнительно доступно и экономически выгоднее расположено, нежели Чаган-Узунское. Лес, пригодный и для крепления и для строительства, здесь имеется в большом количестве в долине р. Ярлу-Айры. Поднимать его придется по сравнительно пологому склону на высоту 300—400 м на расстоянии 2—3 км. Рч. Ярлу-Айры, вероятно, сможет обеспечить нужным количеством питьевой и технической воды предполагаемое здесь строительство рудника, небольшого завода и электростанции. Впрочем, для проектирования гидросиловой установки необходимы специальные изыскания и круглогодичные наблюдения над дебитом воды, промерзаемостью и т. д. Наиболее серьезным пока затруднением для освоения м-ния является вопрос транспорта. Из 18 км, отделяющих м-ние от пос. Чибит, на протяжении первых 10 км имеется автомобильная и частично гужевая дорога Чуйского и вновь строящегося Улаганского трактов. Остается 8—9 км бездорожья от Улаганского тракта вверх по рч. Ярлу-Айры до м-ния, с подъемом на этом расстоянии на высоту около 1000 м. Здесь имеется лишь протоптанная партией выючная тропа. На этом участке совершенно необходимо строительство 10—12 км дороги, с небольшими скальными работами. Возможен и другой вариант дороги на м-ние с выходом на Чуйский тракт возле колхоза Боратал в 20 км восточнее поселка Чибит.

2. Геологическое строение района

Геологическое строение зоны ртутного оруденения ЮВ. Алтая пока может быть представлено лишь в общей схеме. Основным мотивом структуры зоны является наличие древнего Боратальского горста, в результате длительной истории формирования района разбитого на отдельные глыбы, частью погруженные и скрытые под покровом более молодых формаций. В результате постоянно подновлявшихся подвижек, вдоль СВ. окраины горста возникла сложная чешуйчатая система надвигов, в строении которой участвуют части горста и, преимущественно, более молодые формации палеозоя от силура до карбона. На прилагаемой схематической карточке (рис. 1) надвиги фиксируются в виде выпуклых на ЮЗ и ориентированных в общем к СВ. выпрямленных плавных дуг. Установлено, что всюду в изучен-

ной части зоны, от З. окраины Чуйской степи до района озера Сарулу-Куль, происходили перемещения масс с СВ в сторону горста, причем последние по времени проявления значительные подвижки относятся к альпийской эпохе горообразования. С этими недавними в истории земли событиями связано и ртутное оруденение.

Оба известные м-ния—и Чаган-Узунское и Ак-Ташское и ряд мелких точек с кинварью в коренных выходах и пока обнаруженной только в шлихах—все расположены на одной линии СЗ, простираясь и в зоне разломов, ограничивающих СВ. край Боратальской глыбы.

Эта схема геологического строения района, впервые установленная В. А. Кузнецовым для района Чаган-Узунского м-ния, почти полностью повторяется и в окрестностях ртутного м-ния Ак-Таш. Здесь также на древний горст кембрия—альгонка с ССВ надвинуты чешуеобразно разновозрастные формации. Среди последних присутствуют, аналогично Чаган-Узуну, нижний и средний палеозой, а кроме того еще и пермокарбон и моренные образования послетретичного времени. Участие таких юных формаций в надвиговой структуре в значительной степени повышает возраст ее в смысле подновления подвижек, приуроченных все к тем же тектоническим швам. Оно не может также не отразиться и на определении возраста ртутного оруденения, принятого на примере Чаган-Узунского м-ния, как вообще послемезозойского.

Описанию каждой из формаций необходимо предпослать замечание, что возрастные определения их в большинстве случаев основаны на тождестве литологического состава и степени метаморфизма с аналогичными, но фаунистически охарактеризованными толщами соседних районов и, в том числе, по аналогии с Чаган-Узуном. Прилагаемая к статье карта охватывает лишь небольшую центральную часть площади, детально изученной и покрытой геологической съемкой в м-бе 1:10000, так что описываемые здесь формации кембрия-альгонка и девона в эту карту не вошли.

Горст кембрия-альгонка обнажен в нижнем течении р. Ярлу-Айры и Чибита. Судя по широким исследованиям этого и прошлого года, этот горст прослеживается на ЮВ к Бораталу, пересекает долину р. Чуи, Курайскую степь и образует собой горную группу между Курайской и Чуйской степями. К СЗ от устья р. Чибита он погружается под отложения силура с тем, чтобы снова появиться на поверхность денудации за озером Сарулу-Куль и вершинах р. Кадрина.

Породы горста представлены преимущественно темносерыми битуминозными известняками и, в меньшей степени, древними зеленокаменными эффузивами. Известняки обладают характерными для этой формации особенностями: обычно они не слоисты, массивны, сильно перекристаллизованы, брекчиевидны и пронизаны густой сетью жилок кальцита. Характерно частое присутствие в них черного кремня или силицилита, образующего иногда правильные слои, а чаще бесформенные желваки и скопления. Эффузивы отличаются темной серо- или чернозеленой окраской, обычно весьма сильно раздроблены, чем обусловлена их брекчиевая текстура, и часто окремнены. Окремненные породы различных цветов, среди которых преобладает черный, представляют собой третий литологический член этой древней толщи пород. Большая часть этих силицилитов образована в результате метасоматического окремнения эффузивов и известняков. По своему возрасту породы горста относятся к древнейшим не только в нашем районе, но и вообще на Алтае. Судя по находкам в известняках этой же толщи в районе Чаган-Узуна древних водорослей можно думать, что описанная толща по возрасту не выше нижнего кембрия с возможным понижением возраста для части ее до альгонка. Впрочем, на продолжении этой толщи в р-не р. Есконго в 1931 г. Н. Л. Бубличенко находил архео-

циаты, что дало ему основание относить соответствующие слои к кембрию¹⁾.

Наиболее древним членом чешуйчатой структуры и в то же время наиболее удаленным от описанных только что пород горста является еще недостаточно расчлененная сложная толща метаморфических сланцев, по своему возрасту условно отнесенная нами к кембрию. В ее составе в окрестностях Ак-Ташского м-ния преобладают интенсивно расчленованные основные и кислые эффузивы, обычно имеющие характер порфироидов и серицитовых или хлоритовых сланцев. В меньшей степени развиты переслаивающиеся с эффузивами калькарениты и известково-хлоритовые сланцы, столь же глубоко метаморфизованные, что и эффузивы. Эта формация слагает наиболее высокие пункты рельефа. Надвиговой характер залегания этой толщи наиболее ярко выражен. Линия выхода надвига на дневную поверхность, при сочетании с глубоко расчлененным рельефом, сильно извилиста, благодаря пологому падению (до 30°) тектонической поверхности. Фронт надвига отражается в рельефе над подстилающими формациями в виде уступа высотой иногда до 300 м. Внутренняя тектоника этой формации строго отвечает надвиговой поверхности.

К контакту калькарениговой и эффузивной свит приурочены длинные и узкие тела серпентинизированных гипербазитов, дающие иногда на стыке с нижней свитой небольшие м-ния хромита и магнетита. Другая, диоритовая, интрузия местами интенсивно гнейсифицирует эффузивную толщу, редко обособляясь в мелкие линейные тела. С нею связана обильная, но сильно рассеянная гематитизация пород описанной толщи.

Непосредственно подстилающей надвинутую эффузивно-калькаренитовую формацию является силурийская толща серозеленых, слабо метаморфизованных песчаников, сланцев, конгломератов и известняков. Характерны исключительно нормально осадочный состав и частая смена фаций внутри этой формации. Отличительной чертой ее тектоники является довольно интенсивная складчатость с частым погружением и воздыманием осей складок. В окрестностях Ак-Таша силурийская толща образует одну крупную опрокинутую к югу антиклинальную складку, замковая часть которой осложнена взбросом, в котором зажат клин пермокарбона. Лежащее крыло складки надвинуто по пологой трещине (с углом в 15°) на морену миндельского (предположительно) времени. Висячее крыло антиклинали срезается с С уже описанным надвигом. Известняки этого висячего бока антиклинали силура и вмещают в себя Ак-Ташское м-ние киновари.

Вероятно, к концу силура относится проникающая в ядра складок силура габбро-диоритовая интрузия. С нею связано осветление, мраморизация и частичное окремнение силурийских известняков. Ей же обязано, может быть, и заслуживающее внимания золотооруденение, сказавшееся пока только при шлиховом опробовании аллювия.

Небольшим по размерам и единственным в окрестностях Ак-Таша является тектонический клин эффузивного девона, обнаруженный в среднем течении рч. Корумду-Айры.

Пермо-карбоновая толща представлена в многочисленных тектонических клиньях примерно везде одинаковым разрезом с мощностью порядка сотни метров. Глинисто-сланцевая и граувакко-песчаниковая свита со слоем конгломератов внизу (по определению проф. В. А. Хайлова Курайская свита среднего карбона) переходит вверх через слой известняков с фауной брахиопод в красноцветную свиту эффузивов и соответствующих сланцев. Нижняя свита содержит прекрасно сохранившиеся отпечатки

¹⁾ Н. Л. Бубличенко.—Отчет о работах 1931 г. в Горн. Алтае. Рукопись в О. Ф. ЗСГТ.

растений и маломощные (до 20 см) пропластки углей и углистых сланцев. Изучение этой формации и сопоставление ее состава с угленосными областями может поставить вопрос об организации поисков пермокарбоновых углей в Горном Алтае.

Наконец, самым южным членом надвиговой системы, как это установлено А. С. Мухиным в обнажениях по нижнему течению рч. Ак-Таш, является четвертичная морена, перекрываемая известняками силура, имеющими над собой более юную морену.

3. Краткая характеристика Ак-Ташского м-ния.

Как уже сказано, вмещающими породами для киновари во всем районе являются исключительно силурийские известняки. Киноварь в виде бедной вкрапленности распространена довольно широко в этих известняках, иногда концентрируясь до промышленного содержания. Очевидна прямая связь оруденения с разломами, причем дислокации, вызвавшие вслед за собою ртутное оруденение, подновили надвиг толщи метаморфических сланцев на силур и осложнили складки силура системой параллельных взбросов. Надвинутая формация метаморфических сланцев носит весьма слабые следы оруденения вблизи тектонической зоны, но роль ее как непроницаемой кровли над раздробленными трещиноватыми силурийскими известняками имеет исключительное значение для концентрации киновари. Достаточно указать, что Ак-Ташское м-ние расположено в зоне раздробления известняков в непосредственном соседстве с надвинутой толщей и, вероятно, распространяется и под надвиг. Силурийские известняки, слагающие ядро антиклинали, несмотря на благоприятную структуру, будучи удалены от надвига, содержат весьма незначительную вкрапленность, а слой известняков лежащего крыла антиклинали уже и совершенно не содержит киновари. Особенно нужно подчеркнуть значение отдельных глыб отторженцев надвинутой формации, затертых в известняки в зоне разлома, для образования под ними очень богатых рудных участков с исключительно высокой концентрацией киновари. Послерудное подновление системы дизъюнктивов, вызвавшее вовлечение в эту систему такой молодой формации, как моренные образования, значительно нарушило уже оруденелые силурийские известняки.

Переходя к морфологической характеристике рудного поля, отметим, что долина рч. Ак-Таш в непосредственной близости к м-нию носит явный троговый характер, и западная оконечность полосы „рудных“ известняков скрыта под мореной ледника, двигавшегося в свое время по этому трог.

Форма тела рудных известняков на поверхности имеет вид полумесяца, контуры которого образованы наложением линии выхода надвига на нормальный контакт рудных известняков с подстилающими их песчаниками. Висячий бок тела известняков падает к С под углом в 30°, тогда как лежащий падает в ту же сторону более круто—до 60°. Общая длина такого полумесяца (в том числе скрытой под мореной западной части) достигает 400—500 м. Наибольшая видимая мощность по кл. Ак-Таш достигает 90 м. Размеры скрытой под мореной западной части могут быть определены лишь предположительно, но все же на достаточных основаниях: симметричности троговой долины и данных некоторых разведочных выработок, определивших угол наклона дна трога в левобережной части. О распространении тела рудных известняков на глубину, в частности под надвиг, имеются лишь общегеологические данные, позволяющие, однако, принимать величины порядка нескольких сотен метров.

Степень и характер оруденения весьма неравномерны и разнообразны по типу. Наряду с совершенно пустыми участками или участками с редкой и мелкой вкрапленностью киновари в известняках, имеются места

с обильной вкрапленностью крупных кристаллов, являющиеся уже несомненно промышленными рудами. Кроме вкрапленников в известняках, киноварь участвует вместе с сидеритом и кальцитом в строении карбонатных жил. Наконец, в одном пока месте, наблюдалась рудная брекчия, представляющая собою брекчию из обломков доломитизированного и сидеритизированного известняка, густо проникнутую и сцементированную киноварью. Здесь киноварь является уже преобладающим компонентом в породе, которая, таким образом, представляет собою исключительно богатую высокосортную руду.

Единственным (по макроскопическому определению) первичным рудным минералом является киноварь. Во вкрапленных рудах она представлена разрозненными кристаллами, величина которых колеблется от микроскопической до крупных зерен с диаметром до 1 см. В жилах крупнокристаллического кальцита особенно охотно образуются крупные с хорошо развитыми ограничениями и нередко сдвойникованные кристаллы киновари. В рудных брекчиях широким распространением пользуется плотный зернистый агрегат и землистая разность киновари.

Как вторичные рудные минералы в поверхностных частях линзы богатой руды (рудной брекчии), подвергшихся выветриванию в каких-то особых условиях, появляются самородная ртуть и самородная сера. По обилию крупных скоплений самородной ртути, выполняющей поры и трещины в породе, Ак-Ташское м-ние является исключительно интересным и не имеет аналогов среди прочих ртутных м-ний Союза.

Как это видно из приведенного фактического материала, Ак-Ташское м-ние пространственно связано с разломами СЗ. простирания, являющимися прямым продолжением таких же разломов Чаган-Узунского района. Вмещающими породами для Ак-Ташского м-ния явились первично серые слоистые силурийские известняки, которые, в результате контактового воздействия каледонских габбро-диоритов, были осветлены, мраморизованы и частично окремнены. В хрупких мраморизованных известняках, в результате многократно повторявшихся подвижек, появились ослабленные полосы брекчированных, раздробленных пород, естественно явившихся наиболее удобными путями для циркуляции гидротермальных растворов. Вероятно, в результате воздействия последних на вмещающие известняки, за счет их возникли доломитизированные и сидеритизированные разности. В некоторых случаях сидерит обособился, образовав крупных размеров жилообразные, вернее линзообразные, тела, ориентированные параллельно разломам. Появление киновари сопутствовало этому процессу, причем киноварь ассоциируется чаще всего с кальцитом и реже с сидеритом. Для высокой концентрации киновари весьма благоприятным фактором явилось наличие плотной жесткой покрывки надвинутой сланцевой формации, которая послужила непроницаемым препятствием для восходящих растворов.

Переходя к промышленной оценке нового м-ния, необходимо отметить, что по степени разведанности его, таковая может носить характер предварительной, тем более, что мы не имеем еще анализов взятых проб. Однако, уже имеющиеся полевые наблюдения и данные, полученные в результате небольшого объема разведочных работ, позволяют считать, что м-ние может явиться весьма серьезным промышленным объектом и несомненно, заслуживает постановки детальных разведочных работ. Основанием для положительной оценки м-ния, еще далеко не разведанного, служат следующие данные: карьером № 1 в правом борту лога Ак-Таш вскрыта богатая линза рудных брекчий с исключительно богатыми штуфовыми рудами и обилием самородной ртути. Правда, следующие два уступообразных карьера не вскрыли таких богатых руд, обнаружив лишь руды типа вкрапленников, но можно предполагать, что таковые при детальной разведке

будут обнаружены. Трудно допустить, что вскрытая работами линза богатых руд обладает теми незначительными размерами, которые обнажены произведенными нами незначительными выработками. Все данные как будто говорят о том, что эта линза будет иметь некоторую протяженность—с одной стороны, и о том, что она, конечно, не единственная—с другой. За это, кроме геологических данных, говорят находки свалов таких же однотипных руд в параллельных Ак-Ташу логах в 1—2 км к З от м-ния. На то же указывает обилие окатанных и угловатых обломков руды и рудной мелочи в нижней части перекрывающей м-ние морены в ложке над богатой линзой. Свалы богатых руд были найдены и в осыпях крутого левого склона долины лога Ак-Таш.

Наличие таких концентрированных руд, иногда еще с обильной самородной ртутью, указывает на то, что процесс рудообразования был весьма интенсивным и что растворы, принесшие с собой киноварь, являются в значительной степени насыщенными. Это позволяет считать м-ние достаточно благонадежным. Кроме того, несмотря на резкую неравномерность распределения участков с вкрапленными рудами среди тела известняков, несомненно, в процессе детальной разведки удастся обнаружить целый ряд таких участков с рентабельными рудами типа вкрапленников. Наконец, не исключена возможность того, что и вся масса „рудных известняков“ окажется хотя и бедными, но рентабельными рудами.

Большим преимуществом нового м-ния является наличие богатых руд, не требующих обогащения, что позволяет организовать здесь в самое ближайшее время, попутно с разведкой, и небольшого размера эксплуатацию.

Искровское и Березовское молибденовые месторождения в СЗ. Алтае

М. С. Баклаков

Искровское и Березовское молибденовые месторождения находятся в предгорной части СЗ. Алтая на территории смежных Змеиногорского и Курьинского административных районов Зап.-Сиб. края. Оба м-ния расположены вблизи небольшого поселка Красного Байкала, отстоящего в 20 км к В от районного центра—с. Курьи и в 85 км от ближайшей станции—Поспелихи, Томской железной дороги. С указанными пунктами поселок связан прекрасной грунтовой дорогой, вполне пригодной для автомобильного сообщения.

В геологическом строении района Искровского и Березовского месторождений принимают участие как метаморфические, так и изверженные образования. Наиболее древними из них является конгломерато-песчано-сланцевая толща, подвергшаяся интенсивному контактовому воздействию со стороны, главным образом, гранодиоритовой интрузии. Стратиграфического разреза слагающих толщу пород дать не представляется возможным в силу того, что исследованиями по характеру задания были охвачены лишь прилегающие к интрузиву или сохранившиеся на нем в виде „останцев“ кровли контактово-измененные горизонты описываемой формации. Она состоит из биотитовых и амфиболо-диопсидовых горнфельзов, амфиболизованных кварцево-полевошпатовых песчаников, редких прослойков эпидотизированных конгломератов и окремненных мраморизованных известняков. Данные микроскопического изучения пород позволяют установить, что первичными породами толщи в основном являлись сланцы и песчаники с редкими линзовидными прослойками конгломератов и известняков, претерпевшие при изменившихся условиях, благодаря поднятию магмы, контактовый метаморфизм. Описываемая формация еще до вторжения в нее гранодиоритовой интрузии была собрана в складки СЗ. направления. Возраст ороговикованной конгломерато-песчано-сланцевой толщи, за неимением фаунистического материала, определенно не решается. По ряду соображений, а именно: по аналогии с литологическим составом фаунистически охарактеризованной нижнесилурийской формации, изученной Никоновым в районе д. Бугрышихи¹⁾, и на основании работ 1935 года Колыванской партии²⁾ Зап.-Сиб. Отд. Редметразведки, установившей, что конгломерато-песчано-сланцевая толща в районе д. Боровушки подстилает фаунистически охарактеризованный верхний силур,—данной толще условно приписывается нижнесилурийский возраст.

Уже указывалось, что конгломерато-песчано-сланцевая толща еще в пер-

¹⁾ Никонов, А. А.—Очерк геологии и стратиграфии Тигирекско-Чинетинского района в Рудном Алтае. Труды Г.Г.Р.У., вып. 28, Л, 1931 г.

²⁾ Баклаков, М. С.—Предварительное сообщение о результатах работ Колыванской партии. Рукопись из Ф.О.Р.М.Р., Томск, 1935 г.

вичном, неизмененном состоянии была собрана в крутые складки СЗ. направления, и после этого произошло поднятие гранодиоритовой магмы, давшей крупное интрузивное тело, далеко выходящее за пределы исследованного района. Этот массив еще сравнительно слабо вскрыт денудационными процессами, и некоторые его участки прикрыты контактово-измененными вмещающими породами, представляющими собою остатки кровли массива, имеющего, повидимому, неровную верхнюю поверхность. Микроскопическое исследование показывает, что породы, объединяемые под общим названием гранодиоритов, далеко не так однообразны, как это представляется при внешнем их осмотре. В составе интрузива исключительным распространением пользуются породы, определяемые по их минералогическому составу как адалеллиты и тоналиты. Эти два главных типа связаны между собою рядом постепенных совершенно незаметных переходов, зависящих лишь от вариаций в количестве содержания калиевого полевого шпата. В приконтактных частях изверженного массива встречаются и более основные разности, которые по своему составу могут быть отнесены к кварцевым диоритам, а при полном исчезновении кварца — к диоритам. Почти для всех слагающих гранодиоритовый массив пород характерным является наличие шлиров основного состава, имеющих разнообразные, но обычно мелкие, в среднем 10—15 см в диаметре, размеры, и резкие, в общем округлые очертания. Концентрация этих шлиров не везде одинакова, и наличие большого количества их характерно для только-что вскрывающихся денудацией участков интрузива. Микроскопическое изучение показало, что породы шлиров обладают типичными структурами метаморфических образований, что позволяет считать их происшедшими за счет переплавления и перекристаллизации захваченных гранодиоритовой магмой обломков вмещающих пород. Переходя теперь к вопросу о возрасте гранодиоритового массива, следует отметить, что в исследованном районе не было фактического материала для его решения. По данным Нехорошева¹⁾, в Бухтарминском районе ЮЗ. Алтая гранодиориты дают контактовые изменения в отложениях нижнего карбона; в соответствии с этим и можно думать, что гранодиориты обязаны своим происхождением первой фазе варисской складчатости.

Интрузия аплитовидных гранитов, являясь наиболее молодым образованием в пределах изученного района, вызвана к жизни, повидимому, второй фазой варисского диастрофизма; она прорывает как гранодиоритовый массив, так и его контактовую зону, состоящую, главным образом, из горнфельзов различного состава. Интрузия образует в общем небольшие дискордантные штокообразные тела, обладающие разнообразными при современном денудационном срезе очертаниями. Массивы аплитовидных гранитов расположены преимущественно в ЮВ. части исследованного района м-ний, и только одно небольшое тело было обнаружено в его СЗ. части на правом склоне долины рч. Березовки. Интрузия аплитовидных гранитов, прорывая гранодиоритовый массив, создает в последнем отчетливое контактное воздействие, выражающееся внешне в некотором осветлении гранодиоритов, которые приобретают к тому же зеленоватый оттенок окраски. Микроскопическое изучение шлифов показывает, что изменение в гранодиоритах выражается в миграции Са из плагиоклазов с превращением последнего в альбит. Мигрирующий кальций идет на образование шестоватых, реже зернистых агрегатов эпидота. Темноцветные компоненты при этом замещаются хлоритом, а также эпидотом. Кроме того, нередко можно наблюдать скопления вторичного сфена. В ЮВ. части района при полевых наблюдениях неоднократно находились в отдельных обнажениях видимые

¹⁾ Нехорошев, В. П. — Тектоника и металлогения юго-западного Алтая. Издание В.Г.Р.О. том II, вып. 15, 1932 г.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

РАЙОНА

БЕРЕЗОВСКОГО И ИСКРОВСКОГО МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ АЛТАЕ

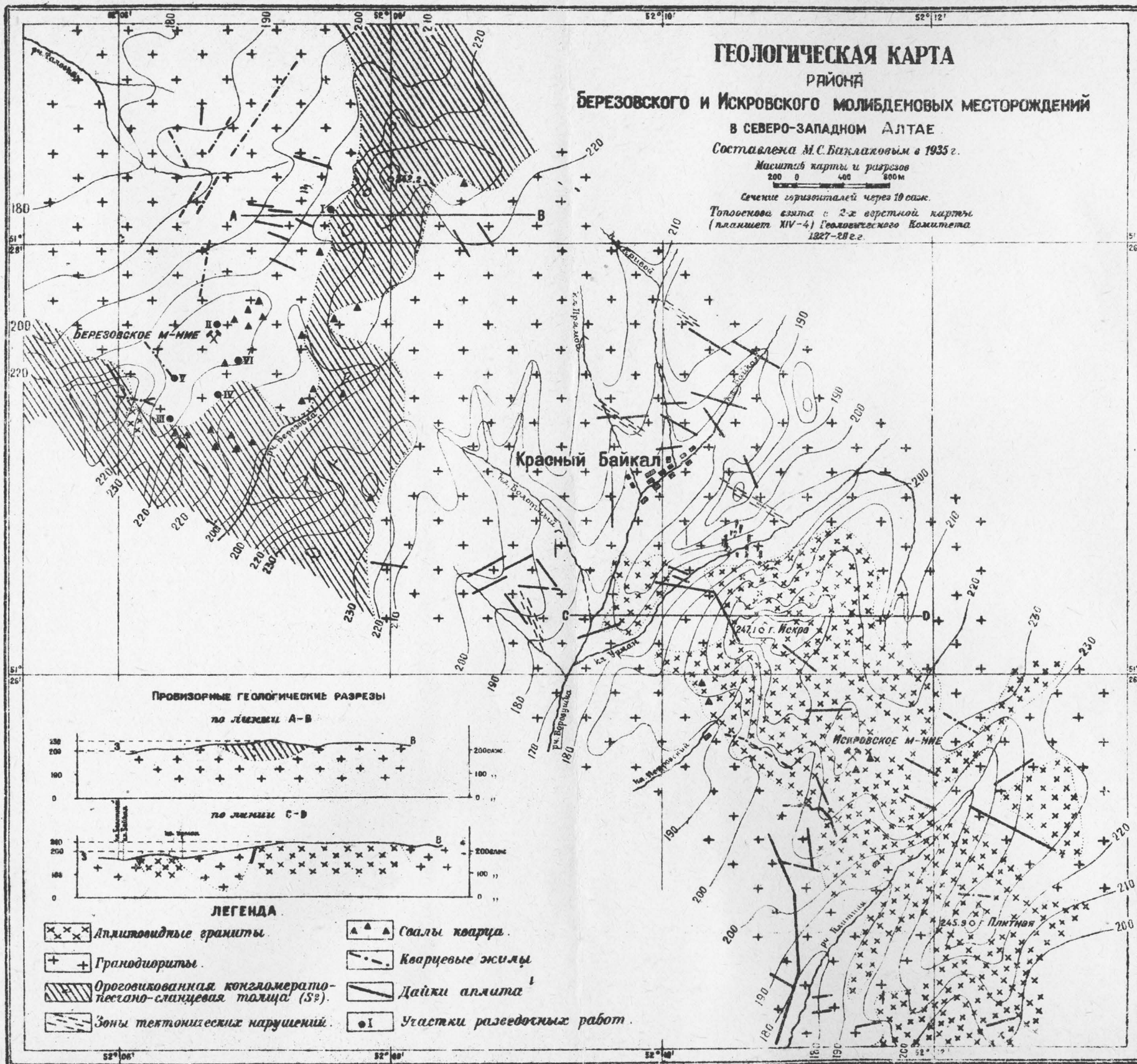
Составлена М.С.Баклаковым в 1935 г.

Масштаб карты и разрезов

200 0 400 600 м

Сечение горизонталей через 10 саж.

Топографическая основа: 2-х верстная карта
(плaшeт XIV-4) Геологического Комитета
1827-28 г.г.



ПРОВИЗОРНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

по линии А-В



по линии С-В



ЛЕГЕНДА

- | | |
|---|----------------------------|
| Аллювиальные граниты. | Свалы кварца. |
| Гранодиориты. | Кварцевые жилы. |
| Ороговевшая конгломерато-песчано-глинистая толща (S ₂). | Дайки апатита. |
| Зоны тектонических нарушений. | Участки разведочных работ. |

ИСТОРИЯ НАРОДА

ЧАСТЬ I

ИСТОРИЯ НАРОДА СОВЕТСКОГО СОЮЗА

ВВЕДЕНИЕ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

НАРОДА

контакты между аплитовидными гранитами и гранодиоритами, причем линии контакта всегда являлись резкими и отчетливо-видимыми с полной возможностью замера компасом плоскости контакта. Интересно отметить, что аплитовидные граниты обладают хорошо выраженной „горизонтальной“ отдельностью („L“ по Клоосу), причем в центральных частях массивов она является действительно горизонтальной, а в периферических всегда наклонена в сторону контакта с гранодиоритами.

С интрузией аплитовидных гранитов генетически связаны жильные породы, представленные аплитами. Они залегают в виде дайк, имеющих иногда СВ. но, главным образом, СЗ. направление и секущих все формации района. Иногда дайки располагаются вдоль контактов между отдельными формациями района. В частности, в бассейне рч. Плитной одна из дайк расположена как раз в контакте между аплитовидным гранитом и гранодиоритом, и имеет разнообразные направления своего простирания, строго следуя на определенном отрезке своей длины всем изгибам поверхности контакта. Иногда можно наблюдать, что дайки при переходе из массива аплитовидных гранитов в гранодиориты изменяют свое первоначальное простирание.

Интрузия аплитовидных гранитов была богата гидротермальными растворами, давшими сравнительно большое количество кварцевых жил, часто несущих вкрапленность халькопирита, пирита, молибденита и шеелита. Кварцевые жилы залегают как в материнских, так и во вмещающих аплитовидные граниты породах, в частности в гранодиоритах. Более подробная характеристика кварцевых жил будет дана при описании молибденовых м-ний района.

Последующая за формированием всех вышеописанных образований тектоническая фаза создала в районе ряд небольших по амплитуде тектонических нарушений, затронувших все формации района. В участках, где нарушения пересекают дайки аплитов или кварцевые молибденосодержащие жилы, генетически связанные с интрузией аплитовидных гранитов, можно до некоторой степени выявить характер данных нарушений. Так, например, в тектонической зоне, проходящей в гранодиоритах по левому склону кл. Прямого, видно, как аплитовая дайка разбита нарушением на два отрезка с небольшим смещением их относительно друг друга по крутопадающей плоскости. Наиболее эффектно проявляются нарушения в кварцевых жилах разведочных участков Березовского м-ния, где они иногда имеют даже взбросо-надвиговый характер с небольшой амплитудой перемещения. Особенно хорошо наблюдаются нарушения в гранодиоритах, где они проявляются в виде нешироких зон смятия с интенсивной рассланцовкой породы, подвергшейся при этом дислокационному метаморфизму. Породы контактовой зоны гранодиоритового массива также часто бывают интенсивно рассланцованными и особенно в СЗ. части изученной площади вблизи крупной зоны смятия, проходящей за пределами района. В результате некоторого раздробления породы контактовой зоны, в частности биотитовые горнфелсы, испытывают метаморфизм ретроградного характера, переходя в типичные диафториты. В массивах аплитовидных гранитов неоднократно находились мелкие зоны смятия, ориентированные в широтном или СЗ. направлении; подвергшись в этих зонах раздроблению, граниты испытывают сравнительно интенсивный дислокационный метаморфизм.

Почти как правило, зоны смятия сопровождаются участками окремнения и кварцевыми жилами, возникающими после образования тектонических нарушений. Эти кварцевые жилы, являющиеся более молодыми по сравнению с молибденосодержащими жилами, иногда обладают значительной мощностью и протяженностью; например, на левом склоне долины кл. Байкала в тектонической полосе некоторые кварцевые жилы достигают до 1 м

мощности, причем несут вкрапленность пирита и халькопирита и содержат следы золота. Кварцевые жилы молодого возраста обязаны своим происхождением гидротермальным растворам новой не обнаруженной в исследованном районе вулканической деятельности, вызванной к жизни тектоническими движениями, повидимому, одной из фаз киммерийской складчатости, давшими сравнительно многочисленные зоны нарушений. В соседних районах, в частности в окрестностях с. Казанцева¹⁾, наблюдается широкая зона смятия СЗ. направления, прорезанная большим количеством последующих за образованием зоны аналогичных кварцевых жил, несущих полиметаллическое оруденение. Материнскими породами для них являются кварцевые порфиры, представленные там в виде дайковых тел СВ. простирающихся с различной мощностью, совершенно лишенные какой-либо рассланцовки и ясно образованные после ее проявления в вмещающих породах. Встреченные в районе молибденовых м-ний кварцевые жилы молодого возраста генетически связаны, повидимому, с кварцевыми порфирами, еще не вскрытыми денудацией на поверхности исследованной площади.

Искровское молибденовое м-ние

Искровское молибденовое месторождение находится в 3 км к ЮВ от поселка Красного Байкала и расположено на ЮЗ. пологом склоне г. Искры. Район м-ния сложен желтоватыми и розоватобелыми аплитовидными гранитами, обладающими хорошо выраженными плоскостями отдельностей. Месторождение состоит из 7 кварцевых молибденосодержащих жил, залегающих в аплитовидном граните и ориентированных в нем в направлении плоскости отдельности („Q“ по Клоосу), имеющей СЗ. простирание (295° — 305°). Жилы являются тонкими и обладают средней мощностью от 6 до 14 см. Прослеженная канавами до полного выклинивания длина отдельных жил измеряется от 32 м до 141,5 м. Падение жил в общем крутое и изменчивое, варьируя даже на небольшом интервале то на ЮЗ, то на СВ.

Жильным минералом является крупнокристаллический светлосерый с жирным блеском кварц, в котором иногда встречаются скопления лучистого агрегата игольчатых кристаллов черно-бурого турмалина. Кварцевые жилы обладают рядом плоскостей отдельности, идущих в направлении простирающихся и поперек жил, причем кварц несет следы значительного давления. Кварцевые жилы нередко содержат уцелевшие от замещения обломки боковых пород—аплитовидных гранитов, подвергшихся обычно рудному метаморфизму.

Рудными минералами кварцевых жил являются халькопирит, пирит и молибденит, встречающиеся в виде вкрапленности, развитой в отдельных участках жил. С поверхности сульфиды обычно окислены и в значительной степени выщелочены. Так например, пирит превращен в лимонит бурого цвета, среди которого иногда можно наблюдать неправильной формы уцелевшие от окисления участки исходного сульфида. Часто процесс окисления пирита проявляется более интенсивно и в этом случае в конечном результате развивается охра ржавобурого цвета. Халькопирит при окислении превращается в лимонит коричневого цвета с налетами медной сини и зелени, часто содержащий уцелевшие от окисления обрывки зерен первичного минерала, причем в участках, где халькопирит нацело превращен в лимонит, можно наблюдать в кварце пустотки ноздреватой формы, получившиеся в результате выщелачивания коричневого лимонита. Процессы окисления в значительной степени затронули и молибденовый блеск

¹⁾ Баклаков, М. С. Предварительное сообщение о результатах работ Колыванской партии Зап.-Сиб. Отд. Редметразведки. Рукопись из Ф.О.Р.М.Р., Томск, 1935 г.

с превращением его в повеллит, дающий всегда псевдоморфозы по молибдениту. При осмотре жил можно подобрать образцы, иллюстрирующие процесс повеллитизации, начинающийся обычно с периферии листочков молибденита и идущий к центру. В уже нацело перешедших в повеллит листоватых агрегатах минерала можно наблюдать уцелевшие от замещения обрывки листочков молибденового блеска, обычно расположенные в центральной части псевдоморфозы повеллита. Последний легко выщелачивается и оставляет в кварцевой жиле пустотки щелевидной формы, весьма характерной для выщелачивания минералов, обладающих листоватой формой кристаллов. Эти щелевидные пустотки служили при производстве работ одним из основных критериев для суждения о молибденоносности кварцевых жил м-ния. Следует еще отметить и второй продукт окисления молибденита—молибденовую охру, каковая почти всегда проявляется в виде примазок ярко-желтого цвета на плоскостях отдельности кварца, будучи вынесена за пределы первоисточника. Вообще говоря, молибденовая охра является довольно редким минералом жил Искровского м-ния. В силу сравнительно интенсивного процесса окисления в жилах кварца молибденовый блеск сохранился довольно редко и представлен в виде листочков с диаметром 0,2—0,8 см, часто сросшихся радиально в пучки, достигающие иногда размера 1 см в поперечнике.

Судя по наличию в кварцевых жилах молибденита, повеллита и оставшихся от их выщелачивания пустоток щелевидной формы, встречающихся в жилах в наибольшем по сравнению с молибденитом и повеллитом количестве, можно до некоторой степени дать характеристику молибденового оруденения. Последнее отличается своей неравномерностью. Отдельные участки кварцевых жил, совершенно лишенные по внешнему виду какого-либо из приведенных выше признаков молибденового оруденения, сменяются без резких переходов участками, где сравнительно часто встречаются пустотки выщелачивания с кое-где сохранившимися от окисления листочками молибденита или уцелевшим от выщелачивания повеллитом. Данные хим. анализа проб, взятых с поверхности из окисленных руд в пределах участков с наличием пустоток и молибденовых минералов, показывают содержание молибдена (металла) от следов до 0,04%. Принимая во внимание интенсивность процесса окисления, а также и значительное выщелачивание молибдена из окисленных руд, с полной уверенностью можно считать, что содержание *Mo* в первичных рудах будет значительно выше, чем в окисленных. Глубина зоны окисления и выщелачивания не выяснена и, вероятно, будет измеряться 25—30 метрами.

Боковыми породами кварцевых жил Искровского м-ния являются аплитовидные граниты, каковые вблизи жил претерпели метаморфизм. Околожилные изменения, вообще говоря, не интенсивны и выражаются в серицитизации, слабо выраженной грейзенизации, турмалинизации, биотитизации и эпидотизации.

Искровское м-ние не ограничивается 7-ю жилами, и надо думать, что при дальнейших более детальных поисковых работах можно встретить еще не одну кварцевую жилу.

В заключение описания Искровского м-ния следует отметить, что опробованию подверглась его окисленная часть, таким образом, вопрос о содержании *Mo* в первичных рудах остался открытым. Определение содержания молибдена в первичных рудах должно явиться основной задачей будущих разведочных работ на м-нии, каковые могут быть поставлены лишь только в том случае, если на аналогичных по степени оруденения кварцевых жилах Коллективного участка Березовского м-ния, на котором в 1936 году предполагаются разведочные работы, первичные руды окажутся промышленного значения.

Березовское молибденовое м-ние.

Березовское м-ние расположено в 3,5 км к СЗ от поселка Красного Байкала на пологой водораздельной гриве между рч. Березовкой и рч. Таловкой (правые притоки рч. Локтевки), возвышающейся всего лишь на 35—40 м над долинами указанных речек. М-ние состоит из 6 разведочных участков, вскрывающих около 120 кварцевых жил, расположенных в пределах ЮВ. части названного нами Таловского гранодиоритового купола, разобщенного на поверхности с главным телом узким и, повидимому, неглубоким уцелевшим от денудации перешейком горнфельзов, залегающих в депрессии обширного по площади изверженного гранодиоритового массива.

1) I Разведочный участок.

Разведочный участок расположен в верховьях рч. Таловки на пологом левом склоне широкой долины ее левой вершины. На участке вскрыто 5 кварцевых жил, имеющих 260—280° простираение, среднюю мощность от 0,1 до 0,77 м и длину от 5,5 до 35 м. Наиболее интересной в отношении степени и характера оруденения является жила № 1, вскрытая канавой по простираению до полного выклинивания и на глубину 10 м шурфом № 1. Она сложена неравномернозернистым кварцем светлосерого, иногда белого цвета с жирным блеском, в котором изредка наблюдаются кристаллы полевого шпата, мелкие выделения буроватого кальцита и редкие скопления эпидота. Кварцевая жила часто содержит уцелевшие от замещения участки боковых пород, имеющие вытянутую по простираению жилы форму. Из рудных минералов, представленных в жиле в виде вкрапленности, встречаются молибденит, шеелит, халькопирит и пирит, причем наибольшим распространением пользуются молибденит и в меньшем количестве шеелит. Что же касается халькопирита и пирита, то они были констатированы в единичных случаях. Все сульфиды во вскрытой части жилы оказались в значительной степени окисленными и выщелоченными, причем особенно эффектно проявляются окисление и выщелачивание молибденита. Просматривая образцы кварца с молибденитом, почти в каждом из них можно видеть, как последний под влиянием процессов окисления переходит в повеллит, который в условиях дальнейшего окисления является неустойчивым минералом, и после его выщелачивания на выходах кварцевой жилы наблюдается сравнительно большое количество пустоток весьма характерной щелевидной формы с кое-где сохранившимися в ней обрывками листочков повеллита. Интересно отметить, что в таких пустотках не наблюдалась молибденовая охра и вообще она была констатирована в немногих случаях в виде ярко-желтых налетов на плоскостях отдельности кварца.

Жила № 1 была опробована задирками через интервал в 3 м. Хим. анализ взятых из нее 8 проб показал непромышленное содержание *Мо* и в двух пробах наличие WO_3 . Произведенный анализ на золото показал в большинстве проб незначительное содержание его. Шеелит и золото в условиях земной поверхности являются сравнительно устойчивыми минералами, и содержание WO_3 и *Au* в пробах, взятых в окисленной зоне жилы, до некоторой степени еще может характеризовать содержание их в первичных (неокисленных) рудах. Что же касается молибденита, то он на поверхности, как уже указывалось, является окисленным и в значительной степени выщелоченным. Несомненно, что содержание *Мо* в первичных (неокисленных) рудах было несравненно выше. И действительно, обмер пустоток в средних по „оруденению“ образцах из проб при соответствующих пересчетах на некогда присутствовавший в них мо-

либденит, дает среднее содержание MoS_2 в 0,65%. Конечно, эта цифра не является точной, однако по ней можно судить о значительном выщелачивании молибденита из окисленной зоны. С целью определения содержания молибденита в первичных рудах на жиле № 1 был пройден до глубины 10,15 м вертикальный шурф № 1, констатирующий постепенное обеднение жилы молибденом. Шурф не вскрыл первичных руд, и на дне его в кварцевой жиле встречались редкие пустотки выщелачивания молибденита. В стенке пройденного шурфа жила № 1 постепенно уменьшается в своей мощности, доходящей на дне забоя до 12 см, и, таким образом, есть основания предполагать, что жила на небольшой глубине выклинивается.

Боковыми породами кварцевых жил первого разведочного участка являются тоналиты. Околожилные изменения в них проявляются слабо и выражаются вблизи кварцевых жил в повышенной степени серицитизации, а также сосюритизации плагиоклазов и в хлоритизации биотита с параллельным развитием зернистых скоплений эпидота.

2) II разведочный участок

Второй разведочный участок находится в 1,4 км к ЮЗ от первого и расположен на водораздельной гриве между рч. Березовской и левой вершиной рч. Таловки. Здесь на более или менее ровной водораздельной поверхности на площади около 0,5 кв км развито значительное количество глыб кварца, иногда достигающих в объеме 0,5—0,75 куб м. При простукивании их в некоторых глыбах была обнаружена редкая вкрапленность молибденита. К сожалению, заложенные на участке канавы, вследствие глубоких наносов, изобилующих громадными глыбами кварца, не были добыты до коренных пород и, таким образом, не вскрыли кварцевых жил.

3) III разведочный участок (Коллективный)

Коллективный участок расположен на правом пологом склоне широкой долины рч. Березовки и отстоит к югу на 770 м от II разведочного участка. Здесь на площади около 1,7 гектара были вскрыты 93 жилы. Они залегают в эндоконтактовой зоне гранодиоритового массива, в котором образуют как бы полосу длиной 225 м при ширине 70—80 м, сравнительно густо насыщенную в общем короткими по длине кварцевыми жилами, имеющими СЗ простирание и падение на СВ под $\angle$ 50—70°. Расстояние между жилами варьирует в широких пределах, колеблясь от 1 до 50 м, чаще же расстояние между жилами измеряется 3—5 м. По наличию и степени оруденения молибденитом, а также по возрастным соотношениям, кварцевые жилы участка можно разбить на следующие 6 групп:

а) к первой группе отнесены 11 наиболее богатых кварцевых жил участка, обладающих неравномерным оруденением;

б) вторую группу составляют 13 жил, имеющих более бедную, чем в первой группе, неравномерную вкрапленность молибденита или продуктов его окисления и выщелачивания;

в) в третью группу входят 20 жил, отличающихся крайне редкой вкрапленностью молибденита;

г) четвертая группа представлена 17 жилами, в которых при осмотре не обнаружены признаки молибденового оруденения;

д) пятая группа состоит из 32 жил, только пересеченных магистральными канавами, и молибденосодержащих их не установлена;

е) в шестую группу включены кварцевые жилы молодого возраста, содержащие молибденосодержащие жилы участка.

К первой группе жил, как уже указывалось, отнесены 11 кварцевых молибденосодержащих жил участка, имеющих длину от 14 до 82,5 м и среднюю мощность от 0,20 до 0,36 м. Они сложены крупнокристаллическим, иногда друзового строения, серым с жирным блеском кварцем, сильно давленным и интенсивно пропитанным по трещинкам раздробления пленками бурых гидроокислов железа. Местами по трещинам наблюдается развитие пузыристой, иногда почковидной рыхлой массы известковистого вещества. Сравнительно редко в кварце встречаются мелкие зерна кальцита, и кое-где наблюдается эпидот. Рудными минералами жил являются халькопирит, пирит и молибденит. Все сульфиды подверглись интенсивному окислению и значительному выщелачиванию. Халькопирит иногда дает сравнительно крупные выделения и небольшие жилки в кварце, причем всегда окислен и превращен в коричневый лимонит с частыми на нем налетами медной зелени. Иногда среди лимонита можно видеть скопления листочков гематита. Пирит при окислении также превращается в лимонит, но последний на поверхности плохо сохраняется и обычно представлен рыхлой бурой охрой. Молибденит в неокисленном состоянии встречается лишь в участках кварца, лишенных трещиноватости, обычно в виде листочков размером от 0,2 до 1,0 см, иногда сросшихся в пучки. В участках же жил, изобилующих трещиноватостью, молибденит подвергся интенсивному окислению и выщелачиванию. Продуктами окисления молибденита на Коллективном участке также являются повеллит и молибденовая охра. Повеллит представлен, как обычно, псевдоморфозами по молибдениту; молибденовая охра наблюдается реже и или проявляется в виде налетов на плоскостях трещиноватости кварца, или же ею поражаются периферические части листочков молибденита. Нередко жилы несут пустотки выщелачивания молибденита.

Данная группа жил обладает неравномерным оруденением. Обогащенные участки имеют разнообразные размеры, причем представлены более густой и нередко крупной (по величине листочков) вкрапленностью молибденита, часто замещенного повеллитом или пустотками его выщелачивания, иногда достигающими в объеме 3—4 куб см; на стенках этих пустоток сравнительно часто можно наблюдать налеты известковистого вещества. Химический анализ взятых проб из окисленной части кварцевых жил показал в некоторых содержание молибдена от следов до 0,04%, при наличии золота и серебра и отсутствие вольфрама. Приведенные результаты химического анализа безусловно не могут характеризовать содержание молибдена в первичных (неокисленных) рудах; последние, несомненно, будут обладать более высоким содержанием интересующего нас металла. С целью определения содержания молибдена в первичных рудах на двух жилах были заложены два вертикальных шурфа глубиной по 10 м каждый. Пройденные шурфы констатировали, что на глубине 10 м молибденит является окисленным, а также значительно выщелоченным, при чем боковые породы в забоях шурфов являются сильно выветрелыми и превращенными в рыхлую массу, сохраняющую первичную структуру породы.

Во вторую группу жил объединены 13 кварцевых жил, имеющих длину от 12 до 57 м, среднюю мощность от 0,17 до 0,34 м и отличающихся от жил первой группы только степенью оруденения, проявляющегося на поверхности. Они обладают неравномерной и более бедной вкрапленностью молибденита или продуктов его окисления, а также редкими, неравномерно встречающимися в жилах пустотками выщелачивания. Хим. анализ взятых проб из окисленной зоны жил показал в некоторых из них содержание от следов до 0,02% Mo ; при наличии золота и серебра и в одной пробе 0,23% WO_3 . Все жилы подверглись интенсивному окислению с выщелачиванием металлов из окисленной зоны; поэтому необходимо отметить, что содержа-

ние молибдена в первичных рудах будет более высоким, чем в окисленных. На одной из жил данной группы был пройден шурф глубиной 10 м. При проходке в стенке шурфа прекрасно наблюдался ряд параллельных пологих нарушений взбросо-надвигового типа с небольшой амплитудой, разбивших пересеченные вертикальным шурфом жилы на ряд переместившихся относительно друг друга участков. Оруденение в жилах по данным шурфа не отличается от такового на поверхности и проявляется своей редкой и неравномерной вкрапленностью молибденита, часто окисленного и выщелоченного. Взятые в шурфе пробы показали только в трех случаях следы молибдена при отсутствии WO_3 .

Третья группа жил представлена 20 жилами, сложенными также светлосерым крупнокристаллическим сильно трещиноватым кварцем, по трещинкам которого наблюдаются пленки бурого цвета гидроокислов железа. Из сульфидов в них встречаются обычно окисленные: халькопирит, редко пирит и молибденит. Последний проявляется в виде крайне редко встречающихся мелких листочков, часто повеллитизированных и иногда выщелоченных. В некоторых жилах данной группы не было найдено молибденовых минералов, и только по наличию в них редких щелевидных пустот они были включены в третью группу жил.

В четвертую группу входят кварцевые жилы, в которых по данным осмотра на поверхности не было констатировано молибденового оруденения.

Что же касается пятой группы, то к ней отнесены жилы, только пересеченные магистральными канавами, и в силу этого оценка данной группы жил в отношении их молибденоносности не произведена, хотя при простукивании вскрытых канавами участков жил молибденового оруденения в них не обнаружено. Весьма возможно, что часть этих жил при вскрытии их по простирацию и окажется молибденосодержащей.

Коллективный участок испытал довольно бурную тектоническую жизнь, оставившую после себя целый ряд различного типа нарушений с СЗ. простираением. Эти нарушения разбили участок на ряд глыб с перемещением их относительно друг друга, причем перемещения, вообще говоря, имели небольшую амплитуду. На участке зарегистрированы два типа нарушений, а именно взбросо-надвиги и нарушения, обладающие крутой плоскостью смещения. Вообще следует отметить, что изучение постминеральной тектоники Коллективного участка на поверхности осложняется сильной выветрелостью пород гранодиоритового массива и разрушенностью кварцевых жил. Вдоль упомянутых выше нарушений залегают молодые кварцевые жилы, объединяемые в шестую группу жил Коллективного участка, секущие под острым углом молибденосодержащие жилы. Они сложены грязносерым неравномернозернистым кварцем, изобилующим обломками уцелевших от замещения боковых пород и несущим вкрапленность пирита и халькопирита, подвергшихся также интенсивному окислению.

4) IV разведочный участок

Четвертый разведочный участок расположен на правом склоне долины рч. Березовки и отстоит от Коллективного к СВ в 340 м. Канавными работами на участке вскрыто 10 жил, залегающих в гранодиоритовом массиве (в тоналитах и кв. диоритах). Жилы сложены неравномернозернистым светлосерым с жирным блеском кварцем, содержащим редкие зерна полевого шпата и эпидота, а также несущим редкую вкрапленность пирита и халькопирита, обычно окисленных в лимонит и частично выщелоченных. Только в одной жиле была встречена редкая и мелкая вкрапленность шеелита и молибденита. Жилы разбиты рядом нарушений небольшой амплитуды с плоскостью перемещения, имеющей СВ. простираение с крутым углом па-

дения. Вдоль этих нарушений и проходят кварцевые жилы более молодого возраста, сложенные грязносерым кварцем, несущим вкрапленность обычно окисленных пирита и халькопирита и переполненные обломками боковых пород.

5) V разведочный участок

Пятый разведочный участок Березовского м-ния отстоит к С в 300 м от Коллективного участка. Канавными работами на нем вскрыто 5 жил, залегающих в гранодиоритовом массиве, частично разбитых несколькими нарушениями на ряд переместившихся относительно друг друга участков. Молибденит в описываемом участке был встречен только в двух жилах, где он образует редкую и мелкую вкрапленность. Кроме того, в них же присутствует редкая, но сравнительно крупная (по величине зерен) вкрапленность шеелита.

6) VI разведочный участок

Описываемый участок расположен в 340 м к СВ от разведочного участка VI. На участке вскрыто 7 кварцевых жил, имеющих два периода своих возникновений. Наиболее древние представлены 4 жилами, несущими вкрапленность полевого шпата, пирита и халькопирита. При детальном простукивании всех жил участка не было встречено молибденита.

Таким образом, на шести разведочных участках Березовского м-ния имеется около 120 кварцевых жил, из которых 50 являются молибденосодержащими. Приведенным количеством жил Березовское м-ние, повидимому, не ограничивается, так как в районе его встречается довольно большое количество свалов кварца, содержащих иногда вкрапленность молибденита.

Наиболее интересными из кварцевых молибденосодержащих жил Березовского м-ния являются 11 жил (первая группа) Коллективного участка, подвергшиеся интенсивному окислению с значительным выщелачиванием молибдена из окисленной зоны. Последняя, судя по химанализам проб с большинства кварцевых молибденосодержащих жил, содержит от 0 до 0,04% молибдена и, таким образом, является непромышленной; что же касается первичных, не подвергшихся окислению руд, то они не были опробованы, т. к. проведенные на участках шурфы не вскрыли таковых из-за глубоко развитой зоны окисления, каковая на Коллективном участке, повидимому, будет достигать 25—30 м глубины. Определение содержания молибдена в первичных (неокисленных) рудах, в частности в кварцевых жилах первой группы Коллективного участка, и должно явиться основной задачей разведочных работ на Березовском м-нии в 1936 году.

Генезис молибденовых м-ний

Искровское и Березовское молибденовые м-ния, как это видно из их описания, представлены серией кварцевых жил, залегающих в первом м-нии в аплитовидных гранитах, а во втором—в гранодиоритовом массиве. Материнскими породами молибденовых м-ний являются аплитовидные граниты, образующие ряд штокообразных тел, прорывающих как гранодиоритовый массив, так и вмещающую его конгломерато-песчано-сланцевую толщу. Наиболее крупное по площади тело аплитовидного гранита расположено в районе гор Искры и Плитной и включает в себе кварцевые молибденосодержащие жилы Искровского м-ния. Кроме того, на правом склоне долины рч. Березовки вблизи Коллективного участка Березовского м-ния

имеется небольшой только что вскрывающийся денудацией куполовидный массив аплитовидного гранита, в котором залегает большое количество мелких кварцевых жил, несущих вкрапленность молибденита.

Многочисленные кварцевые жилы Березовского м-ния залегают в пассивных по отношению к первоисточнику молибдена породах гранодиоритового интрузива, являющегося более древним образованием, чем аплитовидные граниты. Гидротермальные растворы последних воспользовались тектоникой гранодиоритового тела и создали в нем целую серию кварцевых вольфрам- и молибденосодержащих жил. Интересно отметить, что кварцевые жилы м-ния не проходят в горифельзы, которые отличаются своими структурными особенностями и перед которыми рудоносные растворы останавливались в своем движении, будучи вынужденными ограничиваться только пределами гранодиоритового массива.

По условиям образования кварцевые жилы Искровского м-ния несколько отличаются от таковых Березовского м-ния. Так, например, в некоторых жилах Искровского м-ния встречается турмалин, какового не было найдено в жилах Березовского м-ния. Околожильные изменения в обоих м-ниях не интенсивны, но в качественном отношении резко отличны. Изменение боковых пород на Искровском м-нии выражается в интенсивной серицитизации, иногда слабо выраженной грейзенизации, турмалинизации, биотитизации и эпидотизации. Околожильные изменения на Березовском м-нии выражены более слабой серицитизацией и эпидотизацией некоторых слагающих боковые породы компонентов. Таким образом, минеральный состав жил и изменения боковых пород показывают, что Искровское м-ние образовалось при более высокой температуре, чем Березовское, и это вполне понятно, так как кварцевые жилы Искровского м-ния залегают в материнских породах. По классификации проф. М. А. Усова, описываемые молибденовые м-ния относятся к жильным м-ниям эманационной группы.

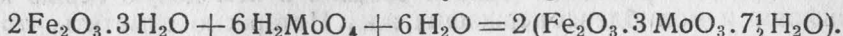
Неоднократно указывалось, что молибденовые м-ния с поверхности подверглись интенсивному окислению и выщелачиванию металлов из окисленной зоны. Вопреки распространенному мнению, что молибденит в условиях гипергенеза является устойчивым минералом, в Искровском и Березовском м-ниях он так же, как и другие сульфиды (пирит, халькопирит), окислен, и за его счет развиваются вторичные молибденовые минералы. Химизм процесса окисления молибденита и его превращения в повеллит и молибденовую охру слабо разработан как в русской, так и в иностранной литературе. Ниже приводятся некоторые ссылки на ряд авторов, которые в своих работах уделяют некоторое внимание вопросам происхождения вторичных молибденовых минералов. Так, например, Brandes¹⁾ указывает, что повеллит является вторичным минералом, образованным за счет окисления, причем он очень охотно дает псевдоморфозы и часто сохраняет чешуйчатую структуру кристаллов молибденита. Далее Brandes считает, что процесс превращения молибденита под влиянием окисления в повеллит идет следующим образом: возникшая из молибденового блеска трехокись (MoO_3) образует с холодными водами молибденовую кислоту (H_2MoO_4), каковая при нейтрализации кальций-содержащими водами и осаждает повеллит. Schaller²⁾ утверждает, что встречающийся в Техасе и Неваде вместе с шеелитом повеллит является вторичным минералом, получившимся за счет окисления молибденового блеска. Dittler³⁾ пишет, что „совместное нахождение молибденита с шеелитом хорошо известно; когда молибденит пре-

1) Brandes, W. Die Rolle des Stahlmetalles Molybdän im Mineralreich. Z. für praktich. Geologie, Heft 9, 1931.

2) Schaller, W. T. Die chemische Zusammensetzung des Molybdänockers. Z. für Krystallographie und Mineralogie, 1907.

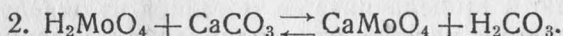
3) Dittler, E. Molybdän. Handbuch der Mineralchemie. Dresden und Leipzig, 1929.

вращается в повеллит, то получается сосуществование повеллит-шеелит, и те агенты, которые образуют из молибденита повеллит, очевидно, не действуют на шеелит¹⁾. Таким образом, вышеупомянутые авторы признают повеллит вторичным минералом, образованным за счет окисления молибденита. Что же касается молибденовой охры, то таковая считается несомненным продуктом вторичного изменения молибденита и образуется по Schaller'y¹⁾ благодаря взаимодействию возникающей при окислении молибденовой кислоты с лимонитом по следующей реакции:



Обращаясь теперь к описываемым молибденовым м-ниям, следует отметить, что наибольшее количество повеллита встречается в жиле № 1 первого разведочного участка Березовского м-ния, каковая содержит в себе незначительную вкрапленность пирита и халькопирита. Повеллит, образованный за счет окисления молибденита, часто бывает выщелочен с оставлением характерных для выщелоченных листоватых минералов пустоток. Молибденовая охра в жиле № 1 встречается исключительно в виде налетов на плоскостях трещиноватости кварца. Что же касается Коллективного участка, то там молибденовая охра иногда встречается непосредственно на листочках молибденита и, главным образом, в тех участках, где сульфиды (пирит и халькопирит) пользуются значительным развитием. Таким образом, можно подметить, что повеллит развивается в наибольшем количестве в тех жилах или участках жил, где сульфиды железа или меди встречаются редко. При большей концентрации упомянутых сульфидов молибденит может превращаться непосредственно в молибденовую охру.

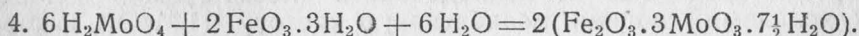
Грубая схема окисления молибденита в повеллит может быть предложена в следующем виде:



Реакция, повидимому, обратимая, и повеллит может образоваться только в условиях значительной насыщенности рудных вод углекислым кальцием. Получающаяся при образовании повеллита углекислота в дальнейшем в свою очередь действует на повеллит и разлагает его:



Повеллит растворяется и выщелачивается, и в пустотках выщелачивания иногда наблюдаются налеты рыхлой известковистой массы. Попадая, таким образом, в рудные воды молибденовая кислота может дать с содержащимися в ней водными окислами железа молибденовую охру, которая и оседает в виде налетов на плоскостях трещиноватости кварца:



В случае отсутствия в рудных водах углекислого кальция и наличия значительного количества водных окислов железа, получающихся в результате окисления Fe-содержащих сульфидов, молибденовая охра может образоваться и непосредственно из молибденита по следующей схеме: $\text{MoS}_2 + 3\text{H}_2\text{O} + 9\text{O} = \text{H}_2\text{MoO}_4 + 2\text{H}_2\text{SO}_4$; $6\text{H}_2\text{MoO}_4 + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O} + 6\text{H}_2\text{O} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{MoO}_3 \cdot 7\frac{1}{2}\text{H}_2\text{O})$.

1) Schaller, W. T. Die chemische Zusammensetzung des Molybdänockers. Z. für Krystallographie und Mineralogie, 1907.

При таком ходе реакций охра сразу же образуется из молибденита, как это и наблюдается в отдельных жилах Коллективного участка, в которых видно, как листочки молибденита поражены молибденовой охрой.

Предложенная схема окисления молибденита, конечно, не может претендовать на точность, но она является попыткой дать некоторую наметку этого интересного и сложного процесса, как уже отмечалось, слабо освещенного в литературе.

На Искровском и Березовском м-ниях развита сравнительно глубокая зона окисления. Процессы окисления были достаточно интенсивны с значительным выщелачиванием молибдена из окисленной зоны. Отсюда естественно встает вопрос о возможном наличии на глубине зоны цементации. Каков будет ее минералогический состав, а также глубина—решат дальнейшие разведочные работы. Последние дадут весьма интересный материал для разработки более точной схемы вторичного обогащения молибденовых м-ний.

Признаки золото-вольфрамового оруденения в ЮВ. Алтае

В. А. Кузнецов

Общеизвестно большое значение метода шлихового опробования в геолого-поисковой работе и, особенно, в деле поисков м-ний редких металлов. Внедрение в повседневную практику работы всех поисковых партий этого метода явилось большим достижением Зап. Сиб. Отделения Союзредметразведки и Геолтреста за последние два года и привело к открытию некоторых новых м-ний. В частности, при помощи шлихового метода в 1935 г. было открыто в ЮВ. Алтае новое ртутное м-ние Ак-Таш. Кроме того, в результате систематического шлихового опробования всех речек в окрестностях нового м-ния удалось обнаружить в этом районе отчетливые признаки золото-вольфрамового оруденения.

Уже в поле в некоторых шлихах из района Ак-Ташского м-ния кроме обильной киновари были замечены крупные знаки золота. После обработки шлихов в Минералогическом Кабинете Зап.-Сиб. Редметразведки в них был открыт шеелит, подчас присутствующий в значительном количестве. Особенно интересными в отношении золота и шеелита оказались шлихи из безымянных ключей, расположенных в 5—6 км к востоку от Акташского ртутного м-ния в промежутке между долинами рч. Ярлу-Айры и рч. Таджелу. Золото в некоторых из них встречается в виде довольно крупных слабоокатанных крючковатых зерен. Шеелит в одном случае явно преобладает в составе тяжелой фракции шлиха. Довольно крупные зерна шеелита, так же, как и зерна золота, не носят следов механической обработки, что указывает на то, что коренные месторождения их следует искать где-то неподалеку. Действительно, ключи, из которых были промыты шлихи, берут начало в расстоянии всего одного — полутора км на вершинах Курайского хребта, так что, если исключить возможность обогащения шлиха в результате перемыва древних морен, источник золота и шеелита и не может быть далеко. Геологическая обстановка благоприятна для возможности обнаружения здесь коренного месторождения.

В этом районе широко развита нормально-осадочная толща серых и зеленых кварцевых, иногда известковистых песчаников, сланцев и известняков. Ей, существенно на основании аналогии с тождественной толщей пород из окрестностей Чаган-Узуна, приписывается силурийский возраст.

Силурийская толща прорвана интрузией диоритов, которые образуют в районе несколько небольших тел, вытянутых полосой широтного направления и приуроченных исключительно к полю распространения силурийской толщи пород. Более молодых пермокарбонатов пород диориты нигде не прорывают, что дает основание считать их более древними, чем пермокарбон, и приписывать им каледонский возраст. Наиболее крупный массив диоритов расположен в верховьях рч. Таджелу и тех безымянных ключей,

где и замечены следы золота и шеелита. Интрузивные тела, как видно, только что вскрываются денудацией. На их поверхности сохраняются остатки кровли и многочисленные ксенолиты ороговикованных и скарнированных песчаников и известняков. Мелкие интрузивные тела в верховьях рч. Ярлу-Айры и Ак-Таша испытали сильный автометаморфизм и, вероятно, являются сателлитами еще не вскрытого эрозией более крупного плутона. В состав интрузии входят, главным образом, серые среднезернистые диориты, варьирующие до габбро-диоритов и габбро, а иногда до кварцевых диоритов. Среди диоритов, в виде обособленных линейных тел, чаще всего по контакту диоритов с породами континента, наблюдаются розовые лейкократовые гранитпорфиры и кварцевые порфиры, являющиеся, очевидно, продуктом дополнительной инъекции магмы более кислого состава. В контактах с интрузией вмещающие породы, в зависимости от их состава, испытывают осветление, мраморизацию и окварцевание. В ряде случаев наблюдались скарны, вызывающие особый интерес как возможный источник шеелита. Это—тонкозернистые, плотные, с плоскораковистым изломом, светло окрашенные породы, сохранившие обычно структуру первичных слоистых мергелей или известковистых песчаников. Микроскоп обнаруживает в их составе большое количество цоизита, бесцветного граната, иногда амфибола и пироксена. Шеелита в шлифах не встречено, и, вероятнее всего, шеелит связан в данном случае, в основном, не с скарнированными породами, а с кварцевыми жилами, которые сопровождают интрузию диоритов. За это говорит и ассоциация шеелита в шлихах с золотом и состав прочих минералов шлифа.

Таким образом, намечается новый для Горного Алтая тип оруденения—золото-вольфрамовые кварцевые жилы. Помимо возможного большого практического значения этого открытия, оно представляет значительный интерес, потому что, устанавливая связь этого оруденения с каледонскими диоритами, позволяет сопоставлять его с однотипным оруденением Кузнецко-Алтайского мергелей или известковистых песчаников. Микроскоп обнаруживает в их составе большое количество цоизита, бесцветного граната, иногда амфибола и пироксена. Шеелита в шлифах не встречено, и, вероятнее всего, шеелит связан в данном случае, в основном, не с скарнированными породами, а с кварцевыми жилами, которые сопровождают интрузию диоритов. За это говорит и ассоциация шеелита в шлихах с золотом и состав прочих минералов шлифа.

Таким образом, намечается новый для Горного Алтая тип оруденения—золото-вольфрамовые кварцевые жилы. Помимо возможного большого практического значения этого открытия, оно представляет значительный интерес, потому что, устанавливая связь этого оруденения с каледонскими диоритами, позволяет сопоставлять его с однотипным оруденением Кузнецко-Алтайского мергелей или известковистых песчаников. Микроскоп обнаруживает в их составе большое количество цоизита, бесцветного граната, иногда амфибола и пироксена. Шеелита в шлифах не встречено, и, вероятнее всего, шеелит связан в данном случае, в основном, не с скарнированными породами, а с кварцевыми жилами, которые сопровождают интрузию диоритов. За это говорит и ассоциация шеелита в шлихах с золотом и состав прочих минералов шлифа.

Таким образом, намечается новый для Горного Алтая тип оруденения—золото-вольфрамовые кварцевые жилы. Помимо возможного большого практического значения этого открытия, оно представляет значительный интерес, потому что, устанавливая связь этого оруденения с каледонскими диоритами, позволяет сопоставлять его с однотипным оруденением Кузнецко-Алтайского мергелей или известковистых песчаников. Микроскоп обнаруживает в их составе большое количество цоизита, бесцветного граната, иногда амфибола и пироксена. Шеелита в шлифах не встречено, и, вероятнее всего, шеелит связан в данном случае, в основном, не с скарнированными породами, а с кварцевыми жилами, которые сопровождают интрузию диоритов. За это говорит и ассоциация шеелита в шлихах с золотом и со-

Белокурихинские радиоактивные термы

Проф. М. И. Кучин

1. Вступление

Естественные выхода Белокурихинских термальных источников были обнаружены на правом берегу р. Большой Белокурихи, вблизи южной окраины селения Новая Белокуриха, Смоленского района, Западно-Сибирского края. Новая Белокуриха находится в 70 км на юг от г. Бийска и располагается на правом берегу долины р. Б. Белокурихи в той части, где эта речка выходит из предгорий Алтая, и узкая долина реки от 80—150 м, вблизи выхода термальных источников и первых усадеб с. Н. Белокуриха, расширяется до 240 м. Севернее этого селения в направлении к с. Старой Белокурихе долина р. Б. Белокурихи и р. Песчаной, левым притоком которой является р. Б. Белокуриха, проложены по предгорной равнине, сливающейся вблизи с. Смоленского с равниной вдоль левого берега р. Оби.

Граница между предгорной равниной и предгорьем Алтая проходит в широтном направлении через с. Новая Белокуриха и выражена отчетливо в виде различной крутизны фаса, по линии которого Обручев намечает наличие грандиозного сброса, исходя из рассмотрения особенностей геоморфологического и геологического строения северного Алтая. К мнению Обручева присоединяются и некоторые позднейшие исследователи Алтая (Нехорошев).

Если допустить образование крутого фаса у с. Н. Белокурихи за счет сброса, то здесь должно было бы наблюдаться в геоморфологии и геологическом строении проявление радиальных дислокаций с большой амплитудой. В этом случае генезис термальных вод необходимо было бы связать с положением основных крупных тектонических нарушений. В то же время геологические исследования И. П. Комарова, проводившиеся за последние годы в районе Белокурихинских терм, не дают доказательств в пользу наличия здесь мощных радиальных дислокаций. Нужно предполагать наличие последних за пределами курорта Белокурихи к СЗ и ЮВ от него. Между тем анализ поперечного к фасу Алтая геологического разреза вдоль линии с. Кузнецовское—г. Рубцовск—курорт Лебяжье указывает на наличие предгорной впадины и ступенчатый характер поднятия Алтая. В этом случае образование фаса можно объяснить за счет избирательной эрозии, направляемой различиями в литологическом составе и неодинаковой степенью трещиноватости пород. Выхода термальных источников тогда могут быть приурочены к тектоническим нарушениям местного характера, на изучении которых мы и должны остановиться. С этой целью в первую очередь остановимся на рассмотрении рельефа и расположения гидрографической сети.

2. Орография и гидрография

В направлении с С на Ю прослеживается смена в рельефе последовательно следующих единиц: степная равнина Приобья, от с. Смоленского в сторону фаса—предгорная равнина, рассеченная долинами р. р. Камы-

шенки, Песчаной, Поперечной и, частично, Березовкой, Б. Белокурихой и М. Белокурихой (притоки р. Песчаной). В ориентировке течения этих рек преобладает меридиональное направление или близкое к нему (10—20°СВ). Водоразделы между долинами рек представляют пологие увалы, отходящие от фаса Алтая со слабым наклоном к С и СВ.

В поперечном сечении наивысшие точки водораздельных увалов возвышаются над долинами рек не выше 20 м.

Фас Алтая. В районе с Н. Белокуриха подошва фаса очерчивается горизонталью 270 м (отметка первой террасы долины р. Б. Белокурихи на участке с. Новая Белокуриха—250 м) и расчленена рядом логов и руслами р. р. Березовки, Б. Белокурихи и М. Белокурихи, ориентированными в направлении на СВ.

От подошвы фаса наблюдается в рельефе равномерное, а затем резкое повышение отметок. Наивысшие отметки первой линии выделяющихся в рельефе вершин достигают 794 м (г. Церковка), 803 м—(г. Круглая) и 816 м—для вершины с триангуляционной пирамидой под названием—Прямой лог. К ЮЗ от этих вершин, замыкая амфитеатр, возвышается г. Шиша (980 м). Вершины всех этих возвышенностей заканчиваются пиками скал с рельефно выраженными карманами выветривания. От подошвы скал обычно наблюдается крутой спуск к вершинам логов, где имеется перегиб, и тальвеги логов уже опускаются относительно полого.

В направлении, совпадающем с расположением вершин г. г. Круглая и Церковка (азимут 250°), ориентированы долины верхнего и среднего участков р. Б. Белокурихи, ключа Татарского лога, ключа Кудрявцева лога и др. Для части логов и оврагов, расчленяющих борта всех перечисленных долин логов и рек, отмечаются ориентировки на СВ с азимутом до 20°.

В результате эрозии по намечающимся двум основным направлениям образовалась наблюдающаяся в районе курорта Белокуриха система отдельных возвышенностей и водораздельных гряд, как напр. Иванушкина (на вершине пирамида Н. Белокуриха с отм. 426 м), или г. Якова с отм. 495 м или гряда между Татарским и Кудрявцевым логами. Отметим полутно, что вершина г. Якова образована дайкой аплита.

Анализ приведенных данных о рельефе с несомненностью выявляет значение тектоники и литологического состава в распределении отдельных вершин и избирательное направление эрозионной сети рек и оврагов. К этому вопросу мы еще вернемся после рассмотрения геологического строения.

Долина р. Б. Белокурихи. Р. Большая Белокуриха берет начало в 16 км от деревни Н. Белокуриха с северных склонов г. Синюхи. От истоков до деревни Н. Белокуриха эта речка представляет из себя типичную горную речку с многочисленными притоками. На участке от г. Круглой до г. Церковки река имеет СЗ. направление и изменяет его у г. Церковки на СВ. Это направление сохраняется до д. Старая Белокуриха, от которой вновь она получает СВ. направление до места впадения в р. Песчаную.

На участке излучины у г. Церковки долина р. Белокуриха имеет характер узкого ущелья, которое расширяется вблизи устья Кудрявцева лога, где и приобретает типичный характер речной долины, выполненной валунно-галечниковыми отложениями. На суженном участке долины (до 80 м), ниже устья Кудрявцева лога, ранее была устроена небольшая плотинка. Отсюда вниз по течению долина расширяется, и вблизи места выхода источников ширина ее достигает 150 м, а около первых усадеб села до 240 м. Справа в р. Б. Белокуриха впадает ключ Татарского лога, вытянутого в СЗ. направлении. Глубоко врезанные овраги правого борта Татарского лога ориентированы в СВ. направлении, параллельно долине р. Б. Бело-

куриха на участке в пределах курорта. Овраги обычно врезаются в покровные суглинки элювия и в разрушенные граниты, подвергшиеся глубокому выветриванию.

В формировании овражной и гидрографической сети намечается ряд эрозионных циклов, для восстановления которых мы не располагаем достаточными данными. Также недостаточно получено материала для изучения террас. Наиболее рельефно выражена первая терраса р. Б. Белокуриха. К площадке этой террасы приурочивается размещение санаторий №№ 1 и 2 и ванного корпуса, а также с. Н. Белокурихи. На этом участке бровка террасы очерчивается горизонталью 246 м, возвышаясь над уровнем реки Б. Белокурихи примерно на 3 м. Вторая терраса слабо выражена в рельефе. Признаки вторых террас в виде ступенчатого уступа с галечниками в верхней части обнажения прослеживаются в левом борту Татарского ключа, вблизи Иванушкина лога. Еще слабее выражена третья терраса.

Таким образом, наибольшее значение для целей планировки и понимания гидрогеологических условий выхода термальных источников имеет первая терраса. Она сложена с поверхности слоем суглинков мощностью 4—6 м, а ниже до глубины, примерно, 15 м песчано-речниковыми отложениями с включением средних размеров валунов. Ниже ложе долины врезано в тело Белокурихинского массива. В слое галечников имеется обильный поток аллювиальных грунтовых вод.

3. Геологическое строение

Участок в районе курорта Белокуриха сложен порфиоровидными биотитовыми гранитами, залегающими в форме вытянутого с ЮЗ на СВ крупного тела. По вопросу о возрасте и условиях залегания тела гранитного массива накопились литературные материалы, так как ряд геологов (Обручев, Нехорошев, Сперанский и друг.) останавливались на описании Белокурихинского гранитного массива. Существенные поправки в установившиеся взгляды по ряду вопросов внесли работы Белокурихинской гидрогеологической партии ЗСГТ, занимающегося на протяжении последних двух лет под руководством автора изучением генезиса Белокурихинских радиоактивных термальных источников.

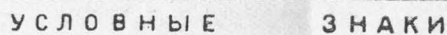
Геологические исследования являлись составной частью комплексной программы партии и проводились геологом И. П. Комаровым. Исходя из его данных, выясняется, что Белокурихинский плутон прорывает, несомненно, нижне-силурийскую формацию. В верховьях р. М. Белокуриха наблюдается контакт гранитов с верхне-силурийской известково-мергелистой формацией, а на ЮВ (у с. Баранчи) гранитный массив прорывает, повидимому, девонскую толщу, что и позволяет принять для него варисский возраст. Положение контактов крутое.

На СВ от курорта граниты скрываются под толщу рыхлых отложений, проявляясь в Приобской степи отдельными небольшими обнажениями у с.с. Точильного, Старой Белокурихи, Сетовки и севернее с. Алтайского.

В 4 км на В от курорта, внутри площади распространения гранитов, залегают биотитовые метагнейсы, характеризующиеся резко выраженной ориентировкой с простираем СВ: 45—50° и вертикальным падением полосок, образованных лейкократовыми и меланократовыми минералами.

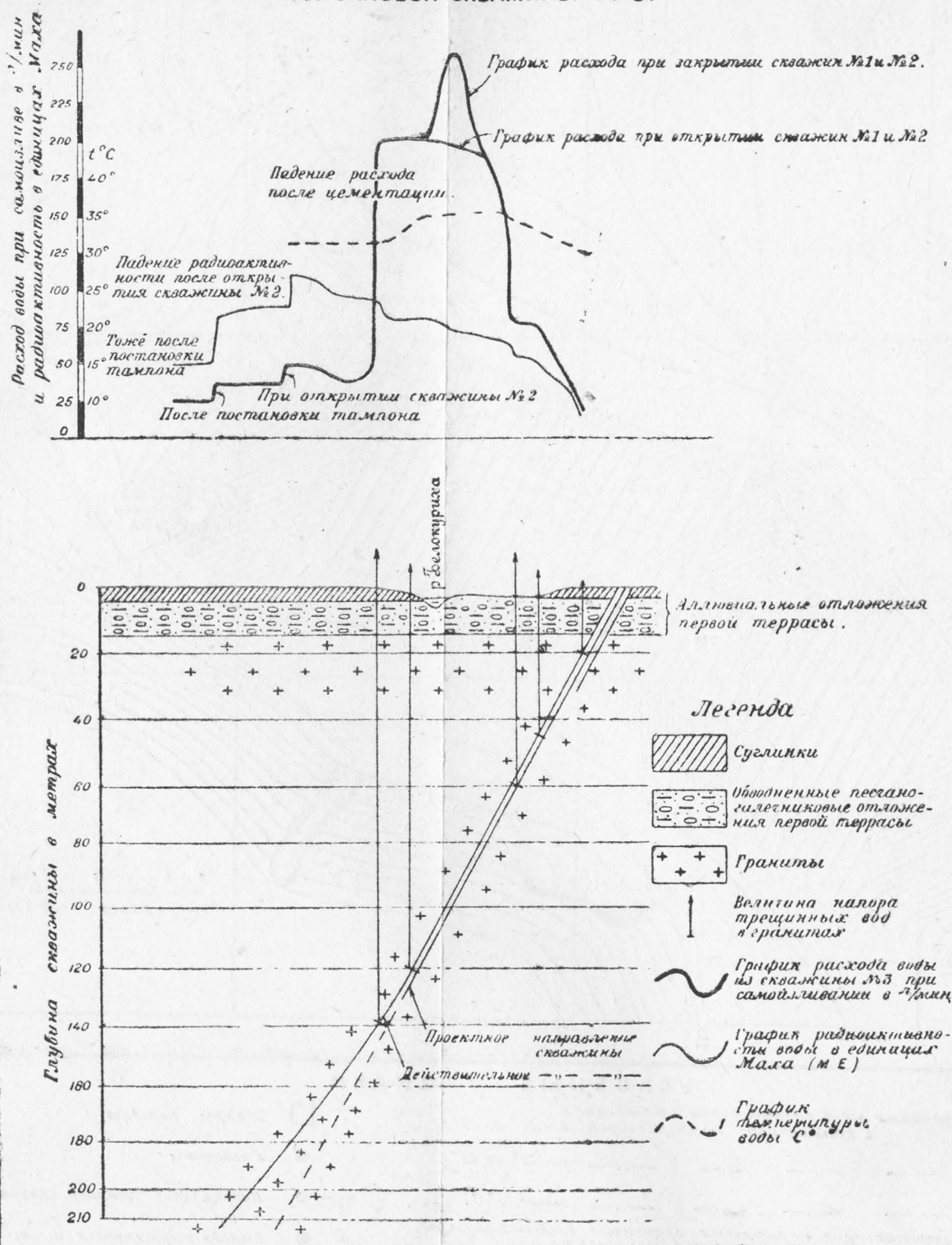
С направлением расщелин метагнейсов совпадает ориентировка жил аплитовидных и порфиоровидных гранитов среди толщи метагнейсов.

На ЮВ от полосы метагнейсов распространены равномернозернистые граниты с редкими порфиоровидными выделениями в непосредственной близости от контакта с гнейсами. На СЗ от метагнейсов развиты исклю-



- | | | | |
|--|---|---|--------------------------------------|
|  | Участки грунтовых вод в аллювиальных отложениях с повышенной температурой от 25° до 35°С |  | Шурфы, колодцы |
|  | — — — — — от 15° до 25°С |  | Скважины |
|  | — — — — — менее 15°С, $\frac{1}{2}$ |  | Направление наклона кряжовых скважин |
|  | Площадь распространения термальных грунтовых аллювиальных вод с радиоактивностью 25-40 единиц Милл (М.Е.) |  | Высока термальных источников |

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ КОЛОНКОВОЙ СКВАЖИНЫ №3.



чительно серые крупнозернистые порфировидные граниты, приобретающие в зонах интенсивного раздробления розовую окраску. Раздробленные, местами до состояния катаклизмов, граниты подвергались интенсивному окремнению, эпидотизации и слабой сульфидитизации (наличие галенита). Этот процесс, как показало рассмотрение кернов разведочных скважин, прошел настолько интенсивно, что на отдельных участках гранит утратил все первичные признаки, и образцы гранита из этих зон имеют характер кварцитов. Для зоны раздробления гранитов характерно также наличие резко выраженной хлоритизации биотита и серицитизации плагиоклаза. Поэтому местами среди розовых гранитов встречаем граниты с доминирующей зеленоватой окраской. В результате истирания этих гранитов при проходке скважин вода получала интенсивно-зеленую окраску. Отложения тонкой мути хлоритизированного биотита придают зеленую окраску стенкам бассейна, имеющегося на курорте для купанья больных.

Выхода источников приурочены к красным гранитам, что является вполне закономерным, т. к. красные граниты представляют наиболее разбитую зону в теле гранитного массива. С аналогичными условиями выхода радиоактивных терм встречаемся в Киргизии в горах хребта Киргизын-Ала-Тау, южнее оз. Иссык-Куль: здесь для многих пунктов отмечается приуроченность выходов радиоактивных источников к красным гранитам, обычно обнажающихся среди массива из серых гранитов.

Северная и восточная границы распространения разбитых красных гранитов не прослежены, т. к. здесь граниты скрываются под толщу рыхлых отложений.

Особый интерес для понимания генезиса минеральных источников и разрешения вопросов их каптажа приобретает изучение тектоники гранитного массива. Наблюдения в отношении распределения трещиноватости и зон раздробления ограничиваются небольшим участком вблизи курорта и являются недостаточными для всестороннего освещения этого вопроса. Ввиду особого интереса к Белокурихинскому гранитному массиву, в связи с поисками редких минералов и радиоактивных вод, для изучения его тектоники намечается организация специальной тематической партии. Поэтому мы сейчас ограничимся краткой формулировкой основных положений, представляющих непосредственное отношение к решению поставленных перед нами прикладных заданий.

1. Вследствие развития сжатия при остывании, в граните образовались трещины отдельности, ориентировка которых в той или иной степени могла контролироваться формой тела и структурой вмещающих пород.

2. Из сопоставления материалов по изучению трещиноватости геолог И. П. Комаров намечает три основных системы трещиноватости: а) вертикальные и крутонаклонные плоскости отдельности, ориентированные в направлении на СЗ: $310-345^\circ$, б) трещины с ориентировкой на СВ: $35-50^\circ$, в) диагональные трещины — одни ориентированные, примерно, в меридиональном, а другие — в широтном направлениях.

Преимущественно по диагональным трещинам меридионального и СВ. направления внедрялись аплиты, что указывает на преимущественное образование трещин этого направления под влиянием, видимо, давления с юга. Строго геометрического соответствия не должно быть, так как давление могло быть под углом, разложение же составляющих давления не может быть воспроизведено.

3. В мезозое граниты подверглись местному смятию и раздроблению, причем полосы смятия ориентируются в широтном направлении, что хорошо проявляется по Алексееву логу, по рч. Быстрой (лев. приток р. Песчаной) и непосредственно в районе выхода на дневную поверхность радиоактивных источников. Здесь зона раздробления прослеживается в широтном

направлении на протяжении 5 км. Граниты в зоне раздробления подверглись интенсивному окремнению, эпидотизации и сульфидизации, связанным, вероятно, с намечающимся для м-ния киммерийским вулканическим циклом. При последующих более южных тектонических подвижках альпийской фазы должны были подготавливаться и раскрываться трещины отдельных направлений, вероятнее всего, по наиболее устойчивому на протяжении всей истории рассматриваемого участка направлению, каковым является СВ. Так, несомненно, по ослабленному трещиноватостью направлению заложена долина р. Б. Белокурихи на участке выхода термальных источников.

4. Гидрогеология

Гидрогеологические условия в районе курорта определяются подземными водами трещинного типа в гранитах, которые, вследствие развитой в них трещиноватости, обычно характеризуются значительной водоносностью. Из нашей практики можно отметить удачный опыт разрешения водоснабжения некоторых сооружений в Новосибирске за счет трещинных вод Новосибирского гранитного массива. Обводненными являются и граниты Белокурихинского тела, т. к. выхода зарегистрированных в районе курорта 44 источников приурочиваются к гранитам.

Ряд источников имеется по склону фаса Алтая вблизи курорта. Отметим ключи Осиновый, Глазной, Церковный, Сухого лога, Ульяновский и др. По характеру выхода все эти источники дериватные. Отметки выхода 290—425 м. Температура воды обычно 6° и только у Церковного 8°. Наиболее изучен Глазной ключ, т. к. к этому источнику создан наибольший интерес. Встал прежде всего вопрос о возможности каптажа этого источника для целей водоснабжения курорта, а затем заинтересовались этим источником врачи, внимание которых привлекало название источника—„Глазной“. Приводим данные анализа для этого источника в мг/литре: плотный остаток при 150°—221, SiO_2 —20, $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ —0,4, Na —4, Ca —48, Mg —9, So_4 —5, Cl —3 и HCO_3 —195/243. Этот анализ является типичным для большинства источников дериватного типа, пробивающихся к дневной поверхности от места выхода из гранитов через слой покровных лессовидных суглинков. В зависимости от длины пути циркуляции через суглинки изменяются химизм и температура воды струй, выбивающихся из трещин гранита. Преимущественно наблюдается увеличение содержания Ca и HCO_3 за счет выщелачивания углекислых солей. Этим и объясняется высокое содержание указанных компонентов в воде Глазного ключа по сравнению с составом типичных гранитных вод (см. данные анализа табл. 1).

Химизм коренных вод из гранитов характеризуется незначительной минерализацией и температурой не выше 6—7° Ц. Обращает внимание значительное содержание растворенного и коллоидального кремнезема. У отдельных источников наблюдается выделение гидратов окиси железа и высокое содержание углекислого железа, например, источники по ключам Шиши и Колбихи, впадающим выше курорта в р. Б. Белокуриху. Значение этих железистых источников как лечебного фактора не выяснено.

Радиоактивность большинства источников незначительная—от 0,5 до 2,5 Е. М., что вполне естественно, т. к. все рассмотренные нами источники являются нисходящими. При резком расчленении рельефа они имеют малые области питания, короткие пути фильтрации и ничтожную минерализацию воды (содержание хлора 2—3 мг/л и SO_4 —5—10 мг/л).

Химизм трещинных вод гранитного массива ниже поверхности распространения дренажа может значительно отличаться от химизма дренированной зоны значительно большей минерализацией, вследствие замедления здесь циркуляции подземных вод.

Табл. 1

КОМПОНЕНТЫ	Данные химического анализа в мг/л								
	Скв. колонк. № 1	Скв. колонк. № 2	Экспл. колодезь № 2	Колодезь № 2	Скв. № 9	Скв. № 19 у Глазного ключа	Железистый источник	Осиновый лог	р. Белоку- риха
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Аналитическая лаборатория Томск. Университета								
Дата отобрания пробы	24.V	14.VI 1935 г.	16.VI	—	11.VII	28.VII 1931 г.	25.VII	—	—
Глубина взятия с гор. в м . . .	30—98	20—94	3,6— со дна	—	—	—	—	—	—
Температура Ц.	32,2	29,5	32,0	—	—	—	—	—	—
Плотный остаток	—	—	—	—	418	214	130	—	85— 110
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	5,2	2,5	2,0	3,5	—	—	Fe_2O_3 —6	—	0,1
$Na + K$	96,47	105,8	90,1	69+16	—	4	не ана- лизиро- вались	—	3
Ca	5,7	3,6	10,7	0,6	85	48/60	24	—	15
Mg	0,63	0,44	1,66	0,2	17	9	4	—	3
Cl	15,95	15,85	14,84	14,5	20	3	3	3,5	3,0
SO_4''	58,76	60,4	64,5	27	15	5	—	10	необн.
HCO_3'	26,33	32,98	38,26	82	220	195	67	232	69
CO_3''	24,65	23,36	20,76	73	—	—	—	—	—
SiO_2 общее	64,0	52,0	52,9	46	13	21	20	—	22
SiO_2 раствор.	55,0	50,5	49,5	—	—	—	—	—	—
H_2S своб.	0,44	0,46	0,27	1,4	—	—	—	—	—
CO_2 своб.	—	—	0,43	—	—	—	—	—	—
Pb	нет	нет	нет	—	—	есть	—	—	—
Общее колич. выдел. газа в см ³ на литр воды	сл.	сл.	8	—	—	—	—	—	—
Ph	5,3	3,7	3,5	—	—	—	—	—	—
Eh	8,53	7,83	8,32	—	—	7,3	—	—	—
Осмотическое давление	—0,486	—0,458	—0,490	—	—	—	—	—	—
Осмотическое давление	0,180	0,132	0,120	—	—	—	—	—	—
Электропроводность 10^{-4} . . .	3,09	3,16	3,18	—	—	—	—	—	—
Li	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—
Sr	—	—	—	0,7	—	—	—	—	—
Mn	—	—	—	сл.	—	—	—	—	—
Br	—	—	—	сл.	—	—	—	—	—
PO_4	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—
AgO_4	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—
TiO_2	—	—	—	2,0	—	—	—	—	—

Трещинные воды гранитов дренируются системой ключей и оврагов бассейна р. Б. Белокурихи. Меженный летний и зимний расходы этой реки и питание грунтовых вод в валунно-галечниковых отложениях долины р. Б. Белокурихи обуславливаются за счет трещинных вод. Вполне естественно, что химизм воды реки отражает в основных чертах химизм трещинных вод в сфере распространения дренирующего влияния долины реки Б. Белокурихи.

В толще элювиально-делювиальных образований, прикрывающих склоны возвышенностей, грунтовые воды встречаются в виде отдельных пятен и поэтому не оказывают какого-либо влияния на гидрогеологические условия изучаемого нами участка. Покровные образования характеризуются

значительной водопроницаемостью, и этим самым создаются благоприятные условия для питания трещинных вод в гранитном массиве.

Исключительное значение для освещения вопроса водоснабжения и понимания генезиса термальных источников имеют аллювиальные грунтовые воды в валунно-галечниковых отложениях первой террасы р. Б. Белокурихи. Резко выраженное падение пьезометрической поверхности в сторону реки и значительный напор трещинных вод указывают на преобладающее их значение в питании аллювиальных вод и на дренаж последних рекой. На наличие последнего указывают выходы источников в основании подошвы первой террасы. Температура воды этих источников наблюдается обычно 6—12° Ц, и лишь на участке между южной окраиной д. Н. Белокурихи и местом нахождения эксплуатируемых сейчас курортом источников №№ 1 и 2 наблюдается вдоль пляжа просачивание воды с температурой 20—25° Ц. Этот участок пляжа зимой не покрывается снегом и вдоль правого берега реки не образуется льда. Эти природные условия в первую очередь были использованы населением для водопоя скота и стирки белья. Ямы же вблизи закраины террасы, у подножья правого крутого борта долины, вблизи выходов источников были местом концентрации змей. Отсюда возникли названия—„Змеиное озерко“ и „Змеинный колодезь“ (колодезь № 3). Расположение колодцев и естественных выходов показано на плане (фиг. 1).

Для уточнения площади распространения аллювиальных вод с повышенной температурой были проведены Зап. Сиб. ГРТ специальные исследования. На плане показаны оконтуренные границы повышенных температур и радиоактивности. При сопоставлении полученных еще в 1931 г. данных о химизме, t° , радиоактивности и о газовой фазе я пришел к выводу, что термальные источники, как каптированные курортом, так и выходящие вдоль пляжа, являются дериватами, получающимися путем смешивания восходящих термальных вод по трещинам из гранитного массива с грунтовыми водами аллювиальных отложений первой террасы р. Б. Белокурихи. Выше мы отметили, что по своему химизму грунтовые воды аллювиальных отложений не должны существенно отличаться от трещинных вод гранитов, в основной своей массе пополняясь за их счет. Химизм аллювиальных грунтовых вод может быть частично видоизменен за счет выщелачивания солей из покровных суглинков, если учитывать к тому загрязнение территории вблизи селения и на площади курорта. Кроме того, по химизму аллювиальные и трещинные восходящие воды на участке термальных источников могут отличаться от химизма трещинных вод в зоне дренажа, нами выше охарактеризованной, причем с подобным явлением мы можем встретиться в зоне выхода как термальных, так и обычных трещинных глубинных вод. В нашем случае действительно намечаются различия в химизме, выражающиеся в незначительном увеличении содержания Na , K , Cl , SO_4 , CO_3 , SiO_2 , H_2S , TiO_2 . Но наиболее существенным отличием трещинных вод на участке исследований являются повышенная температура (максимально наблюдалась 35,5° Ц), радиоактивность воды (макс. 112 ЕМ) и выделение в сильной степени радиоактивных газов до 300 ЕМ (состоящих из азота с незначительной примесью благородных газов). На рассмотрении причин этих особенностей трещинных вод на данном участке мы остановимся детально; что же касается увеличения содержания Na , K , Cl , SO_4 , CO_3 , SiO_2 , TiO_2 , то это можно вполне объяснить за счет замедленной циркуляции и относительно более длинных путей. Особенно резкие изменения в химизме вод естественно ожидать в зоне интенсивного раздробления гранитов, подвергшихся окремнению, эпидотизации и сульфидизации. Действительно, в пробах воды из скважин и источников наблюдаем связанный сероводород, увеличенное содержание сернокислых солей, кремне-

зема, натрия, титана, свинца. Поэтому мы не склонны принимать глубинное происхождение для воды термальных радиоактивных источников. Мы склонны допустить глубинное происхождение азотных газовых струй, в сильной степени радиоактивных от наличия эманаций за счет теплоты и радиоактивности которых и получают Белокурихинские термальные радиоактивные источники.

5. Генезис радиоактивных терм

При систематизации сведений о многочисленных термальных радиоактивных источниках Киргизии обращается внимание на приуроченность всех в той или иной мере изученных термальных радиоактивных источников к зонам красных гранитов, выделяющихся небольшими полосами среди основной массы серых гранитов. Кроме того, характерно для всех здесь источников наличие выделяющихся вместе с водой газов, состоящих в основной массе из азота с примесью благородных газов и радиоактивных эманаций. Приуроченность радиоактивных терм к красноватым раздробленным и видоизмененным гранитам объясняется рядом причин. Прежде всего в зоне гранитов создаются благоприятные условия для выделения продуктов распада радиоактивных веществ (в частности эманаций), имеющих в гранитах, как калий, рубидий, циркон и титанит. Последний обнаружен в значительном количестве при изучении кернов. На это же указывает наличие в воде источников TiO_2 до 2 мг/л . Богоявленским (Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 46) указывается на значительную радиоактивность также пленок бурого цвета, неравномерно распределенных по кристаллам полевого шпата пегматитовых жил. Высказывается предположение, что пленки образованы продуктами выветривания редкоземельных минералов цериевой группы. В виду ограниченности распространения пегматитовых жил мы отрицаем какое-либо влияние пегматитовых жил на накопление радиоактивных эманаций, обуславливающих радиоактивность термальных вод. На первое место выступают калий и титанит. Способность калия испускать бета-лучи открыта Campbell'ом в 1907 г. Радиоактивность современного калия обусловлена изотопом ^{40}K , который образовался за счет распада изотопа ^{42}K . Количество тепла, выделяемого при радиоактивном распаде калия, должно быть принято во внимание, хотя оно несоизмеримо мало по сравнению с количеством тепла, выделяемого при распаде урана и тория.

Затем, в зоне разлома создаются благоприятные условия для восходящих с значительных глубин газовых и водяных струй. Так, например, в восточной части Забайкалья, где радиальные дислокации имеют пологое падение, вскрывается подземная атмосфера с преобладанием углекислоты (источники типа Нарзан), а в западной части — в Прибайкалье, где — крутое падение, имеется атмосфера азотных струй (горячие источники с азотной газовой фазой). Последний тип источников Вернадский выделяет в группу пиренейского типа.

Приходим к выводу: 1) Преобладающая масса воды термальных источников образуется за счет трещинных вод гранитов, выступающих из сферы вне зоны дренажа под напором увеличенного гидростатического давления, вследствие наличия местного подогрева воды и насыщения ее газами (уменьшение плотности и увеличение высоты напора). 2) Трещинные воды глубоких участков гранитного массива приобретают радиоактивные свойства и повышенную температуру за счет радиоактивного распада в гранитах; в этом же направлении оказывают влияние восходящие струи газов, эманаций и паров из азотно-гелиевой газовой оболочки. 3) Направление путей для восходящих газовых струй совпадает с трещиноватостью основных зон

разлома широтного и СВ. простирания. 4) Вблизи дневной поверхности, на глубину распространения выветривания, сконцентрированные к основным нарушениям газовые струи распыляются по многочисленной системе трещин разнообразного направления, а потому все попытки найти какое-либо преобладающее направление трещиноватости вблизи дневной поверхности были безуспешны. 5) Внутри обводненного гранитного лакколита с водой нормальных физических свойств выделяется термальная радиоактивная вода, в виде тела неправильной вытянутой формы, выклинивающегося с глубиной (аналогично рудному телу). Задачи разведочных работ—определить контуры ареала подогретой и насыщенной газами и эманациями воды, а также подсечь основные пути движения концентрированных азотно-гелиевых струй. Исходя из этих теоретических предпосылок и построены были мной программы разведочных работ, проводившихся в 1934 и 1935 г. партией Зап. Сиб. геологического треста.

6. Разведочные работы.

К настоящему моменту закончены проходкой 3 скважины колонкового бурения, и 2 скважины намечаются на 1936 г. В задачу скважин № 1 и 2 входило получить поперечный разрез для оконтуривания границы распространения ареала термальной воды. Скважины №№ 3, 4 и 5 закладываются с целью проследить границы распространения термальной воды вдоль зоны смятия в красных гранитах. Приводим основные результаты по скважинам № 1, 2 и 3.

Скважина № 1. Точка для заложения скважины была выбрана выше Змеиног колодца (отм. 247,28 м) на склоне коренного борта долины на отм. 259,39 м. При проектировании здесь скважины мы стремились пересечь все те трещины, по которым выбиваются в толщу аллювиальных отложений термальные струи на участке расположения Змеиног колодца. Наши расчеты оправдались. При углублении скважины до 30 м (по наклону) температура воды поднялась от 15 до 30° Ц, а радиоактивность до 87 ЕМ. При забое 66 м температура наблюдалась 33°, радиоактивность воды 98 ЕМ, и вода изливалась через устье в количестве 2 л/сек. Максимальные температуры наблюдались при забое скв. 154 м на глубине 98 м—35° и на глубине 141 м—34°. Расход газа в этот момент составлял 7 см³ на литр воды. После изоляции участка до глубины 97 м дебит скважины упал до 0,5 л/сек., радиоактивность установилась 85 ЕМ и температура 34,2°.

В процессе проходки скважины для опробования на трех участках была проведена цементация с посадкой колонн обсадных труб, причем при проведении цементации на участке 0—20 м для изоляции слабо-радиоактивных вод наблюдалось при прекращении самоизлива из скважины (цементной пробкой) резкое изменение радиоактивности грунтовых вод в галечниках. На это указывают повышение уровня на 7—10 см в Змеином колодце и шурфе № 5 и увеличение радиоактивности с 35 до 50 в Змеином колодце и с 21 до 42 в шурфе № 5 (данные в ЕМ). Эти явления находятся в соответствии с нашими исходными положениями.

Скважина № 2. Эта скважина, исходя из основных установок программы, была заложена рядом со скв. № 1 в направлении азимута 180° и с наклоном под $\angle 60^\circ$. Анализ сделанных при проходке этой скважины наблюдений за т° и радиоактивностью указывает на то, что скважина прошла вблизи периферии ареала термальной воды и поэтому пересекла контур распространения термальной воды по сравнению с первой скважиной на относительно большей глубине, и затем вскоре же наметилось, что скважина стала выходить из поля радиоактивных термальных вод.

Основные сведения по скв. № 2 приводятся в табличке 2.

Табл. 2

	Глубина участка опробования скв. № 2 в метрах от—до				Примечание
	20—60	60—90	90—107	107—120	
Температура воды по Ц.	19—29	26—30	30—30	32,3—31,0	На 110 м—32,3° и 120 м—31°
Радиоактивность воды в ЕМ	12—20	20—43	43—63	48—53	
Расход при фонтаниро- вании самоизливом в л/сек	Незн.	до 1	1—3*)	3—1	При открытой скв. № 1
Радиоактивность газов в ЕМ	—	—	—	140	

*) Дебит увеличился с 2,5 до 3,0 л/сек при пересечении трещины на глубине 102 м. Вместе с тем отмечено падение напора в скв. № 1.

При проходке скважины № 2 выявлена гидрологическая связь между скважинами №№ 1 и 2. Эта связь проявилась в падении напора у первой скважины. В таблице 3 сведены данные об изменении дебита и напора при закрытии одной из скважин.

Табл. 3

Название скважин	Состояние сква- жин №№ 1 и 2	Дебит при само- изливе л/мин	Высота напора в м над устьем	Темпера- тура Ц	Радио- актив- ность в ЕМ
Скважина № 1	скв. № 2—закрыта	133	4,65	32,5	60
„ № 1	скв. № 2—открыта	105	4,20	32,5	60
„ № 2	скв. № 1—закрыта	104	29,8	7,8	45
„ № 2	скв. № 1—открыта	96	29,8	5,6	45
	откр. № 1 и № 2	Q_1+Q_2 204	—	—	—

Скважина № 3. Эта скважина заложена на первой террасе в центре площадки термальной воды в галечниковых отложениях этой террасы. Задан был азимут направления 90° и угол наклона к горизонту 60°. При проектировании этой скважины имелось ввиду проследить распространение термальных вод в широтном направлении и, располагая третью скважину и вилку с первой, подсесть концентрированные струи газов и термальных вод. Основные данные наблюдений по этой скважине сведены в таблицу 4. [показаны на фиг. 2].

При одновременном наблюдении статических уровней во всех трех скважинах получили следующие отметки установившихся уровней: скв. № 1—256,32 м; скв. № 2—260,05 м и скв. № 3—257,91 м. Из рассмотрения этих данных выявляется падение отметок в сторону реки.

Скважина № 3 дала наиболее эффективные показатели как в отношении дебита термальных и радиоактивных вод, так и в отношении температуры (до 35,5°) и радиоактивности воды до 112 ЕМ, а газов до 270 ЕМ.

В связи с проходкой скважины № 3 увеличилась радиоактивность воды колодцев №№ 1 и 2.

Табл. 4

Объекты наблюдений	Глубина опробования в метрах									
	18	21	34	41	51—56	74	117	120	160	210
Температура	30	32	34	34	35,5	35,2	32,5	32	31,5	31—28
Радиоактивность воды ЕМ	—	35	—	54	70	71,5	82,1	82	95 ²⁾ 112	87—53
Дебит самоизливом в л/мин.	10	130	195	78	81	195 ¹⁾ 260	205	120	38 ²⁾ 50	40
Радиоактивность газов ЕМ	—	—	—	—	—	При тампоне на глуб. 69 м.	260	260	270	233
Дебит газов см ³ /л воды .	—	—	—	—	—	Дебит 50 л/мин	—	8—21	21—8	—

¹⁾ При перекрытии скважины № 2 дебит в скважине увеличился от 195 до 250 л/мин.

²⁾ При перекрытии скважины № 2 дебит и радиоактивность увеличились в скв. № 3. Увеличение показано под чертой.

Шурф № 5. Интересные данные получены при опытной откачке из шурфа № 5, заложенного на пляже вблизи русла Б. Белокуриха и углубленного в песчано-галечниковых отложениях на 5,65 м. При понижении уровня на 1,39 м во время продолжительной откачки (48 часов) установились дебит 2,4 л/сек, радиоактивность 40,4 ЕМ и температура 29° Ц. При втором понижении на 2,3 м к концу установился расход 7,2 л/сек, температура в начале поднялась до 30,5° Ц, а затем вследствие фильтрации речной воды стала падать до 25° Ц (к концу 48-часовой откачки). Еще большее снижение температуры и радиоактивности наблюдалось при понижении уровня до 3,26 м, когда установился дебит 13 л/сек.

Эксплуатируемые колодцы № 1 и 2. Представляют примитивные колодцы глубиной до 4 м и заложены непосредственно в аллювиальных песчано-галечниковых отложениях. До проходки колонковых скважин радиоактивность воды из этих колодцев, являвшихся единственной лечебной базой курорта, определялась разными исследователями в пределах 7-18 ЕМ. Наиболее сходные результаты получены были в 1931 г. Ласкиным и экспедицией института курортологии—именно в пределах 9—14 ЕМ (для разных источников). С 1935 г., после проходки колонковых скважин №№ 1 и 3, резко увеличилась радиоактивность воды в этих колодцах, до 30-40 ЕМ (в зависимости от того, находятся ли скважины открытыми или закрытыми), и радиоактивность газов с 70 до 140 ЕМ. При закрытии скважин повышается радиоактивность колодцев.

7. Заключение

Содержание радиоактивных эманаций в воде было открыто в 1902 г., и с этого момента радиоактивные природные воды источников получили широкое применение в бальнеологии для лечебных целей. Из курортов, эксплуатирующих радиоактивные воды, наибольшую известность получили Брамбах (Германия), Иохимсталь и Теплиц-Шенау (Богемия) и Гаштейн (Чехословакия). У нас в Союзе сравнительно недавно обратили внимание на изучение радиоактивных источников. За последние лишь 2-3 года бурно

начинается развиваться на Кавказе курорт Цхалтуба, где радиоактивные источники имеют t° —33–35 $^{\circ}$ Ц и радиоактивность 4–6 ЕМ. Большей радиоактивностью отличаются источники в Пятигорске (Кавказ), где радиоактивность теплосерных источников равна 41–56 ЕМ и радиоактивность проб воды из скважин наблюдается в пределах 30–100 ЕМ, а в отдельных случаях отмечается 600–900 ЕМ.

В Сибири из курортов с радиоактивными источниками получили известность Белокуриха и Ямкун (вода с температурой 1 $^{\circ}$).

До революции Белокуриха представляла примитивный курорт местного значения. Развитие этого курорта намечается с 1920 г., с какого времени посещаемость курорта неуклонно растет. Лечебным фактором на этом курорте являлась вода колодцев №№ 1 и 2 с температурой 30 $^{\circ}$ Ц и радиоактивностью воды 10–15 ЕМ и выделяющихся газов—70 ЕМ.

По принятым нормам Нордена (Германия) и НК Здравоохранения воду белокурихинских источников можно отнести к акротермам или слабо радиоактивным источникам. За последние годы на основании работ Пятигорского бальнеологического института проявляется интерес бальнеологов к слабо-радиоактивным источникам, отражением чего является развитие курорта Цхалтуба на Кавказе с радиоактивностью воды у источников 4–6 ЕМ. Все же возможность применения для лечебных процедур слабо-радиоактивных вод крайне ограничена. Так, исключается возможность использования их для внутреннего приема ввиду недостаточного количества эманаций (потребовалось бы вводить десятки литров воды). При слабо-радиоактивных водах трудно создать достаточную радиоактивность воздуха в ванном помещении, а между тем большинство специалистов бальнеологов приписывают главную роль при применении радановых ванн вдыхаемой эманации. Этим условиям вполне удовлетворяют вскрытые скважинами сильнорадиоактивные термальные воды Белокурихи, выделяющие газы высокой радиоактивности 150–270 ЕМ в количестве 6–8 см³ на литр воды, а для отдельных горизонтов до 21 см³ на литр. Этим самым на Белокурихе создаются теперь все необходимые условия для постройки эманатория и для применения соответствующих методов лечения.

Нашими исследованиями выяснены и созданы все необходимые условия для широкого развития на курорте Белокурихе лечения радановыми ваннами. Теперь открывается возможность создать целую гамму процедур, комбинируя применение термальных вод различной радиоактивности, в пределах от 40 ЕМ до 110 ЕМ. Радиоактивных вод последней концентрации эманаций возможно удастся получить в ограниченном количестве—для специальных процедур. Вода же с радиоактивностью 60–80 ЕМ (из коренных струй) и 30–40 ЕМ (из аллювиальных дериватных струй) может быть получена в значительном количестве, и наши подсчеты показывают, что каптаж имеющихся уже скважин и колодцев сможет обеспечить потребность запрокедрованных двух ванн корпусов.

На основе выявленных разведками ресурсов радиоактивных вод проектируется крупное строительство на курорте с расчетом на 1500 курортных коек. Помимо того намечается на Белокурихе строительство санаторий отдельными организациями.

Новое строительство, по планировочным соображениям, намечается развернуть в 1,5 км от исследованного участка радиоактивных вод. Встает вопрос—или дать радиоактивные воды вблизи площадки нового строительства, или подавать вскрытые уже радиоактивные воды на расстояние до 1,5 км, обеспечив все необходимые технические условия для устранения рассеивания эманаций и потери теплоты. Наиболее привлекательно первое решение вопроса, и мы приступаем к заложению скв. №№ 4 и 5 вблизи площадки нового строительства для вскрытия здесь возможных

радиоактивных вод в границах протягивающихся сюда красных раздробленных гранитов.

Помимо освещения и постановки сформулированных вопросов, в результате проведенных разведочных работ курорту передаются в эксплуатацию три фонтанирующих скважины с термальной сильно-радиоактивной водой. В сезон 1935 г. вода из скв. № 1 уже была использована для лечебных процедур и подавалась самотеком в купальню. Возможность подачи воды самотеком создает исключительно благоприятные условия, т. к. устраняется рассеивание эманации, обычно наблюдающееся при подаче воды насосами. Ближайшая задача—разработать проект переоборудования скважин применительно к лечебным и технико-экономическим установкам.

Проводившиеся на курорте работы по изучению радиоактивных вод и газов составляют первый шаг в деле изучения минеральных источников Алтая. Необходимо расширять эти работы с тем, чтобы в сочетании минеральных вод с живописными природными условиями создать на Алтае сеть курортов и домов отдыха для поправления здоровья трудящихся.

22/III 1936 г.

Некоторые новые данные по геологии Горного Алтая.

Ю. А. Кузнецов.

Летом 1935 года под руководством автора и по поручению ЗСГТ были произведены геологические исследования части Горного Алтая, прилегающей к Чуйскому тракту на участке 258—465 км (от г. Бийска). В результате этих исследований составлены геологические карты разных масштабов для площади свыше 5000 км² и собраны обширные и чрезвычайно интересные материалы. Обработка этих материалов еще не закончена, но уже сейчас имеется возможность опубликования некоторых результатов выполненной работы. В настоящей статье затрагиваются лишь некоторые вопросы стратиграфического порядка.

Осадочные (частью эффузивные) формации.

Геологическое строение района оказалось чрезвычайно сложным, что иллюстрируется прежде всего следующими цифрами: на территории района достаточно четко выделяются 9 осадочных и до 12 магматических формаций, каждая с своей достаточно четко вырисовывающейся физиономией.

Фаунистически охарактеризованы только четыре формации; остальные выделяются, главным образом, по их взаимоотношениям и литологическим особенностям.

1. Боратальская формация, развитая в крайнем ЮВ. углу исследованного района, была выделена в 1930 г. М. А. Жеромским (4) и нами почти не изучалась. Состоит она в пределах обследованного участка из черных и серых сланцеватых мраморов, содержащих прослой темных кремней. Описанные Жеромским, как нижние горизонты ее, темно зеленые туфопесчанистые сланцы, по устному сообщению А. С. Мухина, выполнившего в 1935 году детальную геологическую съемку на участке, ранее изучавшемся Жеромским, в действительности входят в состав значительно более молодой „зелено-фиолетовой формации“. Возраст Боратальской формации определяется условно как нижний кембрий по следующим основаниям: 1) в районе наших исследований она трансгрессивно перекрывается зелено-фиолетовой формацией; 2) на простирании боратальской полосы мраморов, километрах в 15 к СЗ в 1931 г. Бубличенко (1) в аналогичных мраморах была встречена фауна археоциат; 3) данная формация является вообще очень характерной для кембрия Западной Сибири, в частности кембрия Кузнецкого Алатау, где она особенно широко распространена.

2. Эффузивно-сланцевый кембрий развит в СЗ. части района, непосредственно к С от области развития описанной ниже Талдинской формации, т. е. преимущественно в плане съемки 1930 г. К. В. Радугина (6), частично нами перекрытом.

Нижние горизонты формации сложены преимущественно зеленосерыми,

реже лиловыми филлитизированными сланцами с редкими прослоями песчаников и желтоватых мраморизованных известняков. Сланцевая свита пронизана большим количеством даек и пластовых интрузий, вероятно силлов, диабазового состава. Верхние горизонты сложены уже существенно эффузивными образованиями с редкими только прослоями нормально осадочных пород. Эффузивы представлены зелеными плагиоклазовыми и авгитовыми миндалекаменными порфиритами, которые перемежаются с мощными горизонтами соответственных туфов и аггломератов. Постоянным компонентом туфопорфировой толщи являются зеленоватые и лиловые песчаники и сланцы, а также светлосерые и белые мраморизованные известняки, образующие правильные прослойки среди туфов метров до 30—40 мощностью. В аналогичных известняках той же толщи в нескольких км к С от границы нашего района в 1930 г. К. В. Радугиным была найдена фауна *Agnostus*. Очень характерным, наконец, для эффузивно-сланцевого кембрия является широкое развитие вторично окремненных сланцев, приобретающих вид зеленых и ярко-красных яшм. В общем верхние горизонты эффузивно-сланцевого кембрия представляют собой совершенно отчетливую картину подводных излияний, перемежающихся с кластическим и органогенным материалом. Данная формация обнаруживает достаточно сильный метаморфизм, выразившийся в милонитизации эффузивов и филлитизации сланцев. Степень метаморфизма, однако, значительно ниже, чем в Талдинской формации.

3. Талдинская формация. Под этим названием выделена свита зеленых известковистых сланцев, слагающая высокий водораздельный гребень между р. Урсолом и правыми притоками Катунь. Она прослежена здесь в виде широкой, выклинивающейся к СЗ полосы, затертой между кембрием на севере и пестроцветной формацией на юге, причем южная граница имеет взбросовый характер с крутым падением поверхности нарушения на север. В состав свиты входят преимущественно известково-хлоритовые сланцы, состоящие из гранобластического агрегата кварца, кальцита, альбита, хлорита, эпидота и серицита. Первичные осадки, несомненно, имели состав известковистых песчаников, переслаивающихся с мергелями и глинистыми сланцами (редко), но сейчас они метаморфизованы настолько интенсивно, что совершенно утратили свою первичную кластическую структуру, и их истинная природа устанавливается только по некоторым признакам, например, по правильной слоистости и т. д. Среди этих монотонных и очень характерных известковистых зеленых сланцев в одном месте встречен прослой белого мрамора. Большой интерес представляет горизонт сильно метаморфизованного конгломерата, залегающего среди сланцев талдинской формации и встреченный в прекрасном разрезе по р. Н. Талда, притоку Урсула, по имени которой и получила название вся формация. Конгломерат имеет мощность около 8 м, залегает согласно среди сланцев, являясь внутриформационным и состоит из преобладающего известково-песчанистого цемента (сейчас кальцито-кварцево-хлоритовый сланец), в котором рассеяна редкая сплюснутая галька пород, чуждых нашему району: розовых известковистых кварцитов, милонитизированного гранодиорита, метаморфизованных эффузивов, белого мрамора, эпидотизированного песчаника. Не совсем ясно отношение к талдинской формации изредка встречающихся кислых эффузивов, иногда имеющих миндалекаменный характер. По степени метаморфизации они резко отличаются от остальных эффузивов района и вероятнее являются синхронными с талдинской формацией. Талдинская формация в целом собрана в крутые напряженные складки ЗСЗ простирания, затушеванные, впрочем, интенсивной рассланцевкой, переходящей даже в кристаллизационную сланцеватость.

Важный вопрос о возрасте формации не может быть решен определенно за полным отсутствием органических остатков. Своим оригинальным петрографическим обликом и степенью метаморфизма она резко выделяется среди других формаций района, причем высокая степень метаморфизма невольно наводит на мысль, что талдинская формация может быть даже древнее выступающего рядом эффузивно-сланцевого кембрия.

Однако, нужно иметь в виду, что эта высокая степень метаморфизма может быть обусловлена положением формации в мощной тектонической зоне, и характерным известково-сланцевым ее составом. Не исключена возможность поэтому, что талдинская формация может представлять собой нижние горизонты „зелено-фиолетовой формации“.

4. Зелено-фиолетовая формация распространена в бассейне р. Чибит, а также вскрывается вдоль тракта от р. Сальяра и почти до с. Онгудая. Сложена формация исключительно обломочным песчано-глинистым материалом зеленых, серозеленых и лиловых тонов, представляя собой очень характерный эпиконтинентальный комплекс. Для песчаников этой формации, имеющих обычно зеленосерую, редко красноватую окраску, характерен сложный полимиктовый состав обломочного материала, представленного кварцем, плагиоклазами, обломками основных эффузивов, кремнистыми породами и т. д., при очень слабой окатанности и сортировке обломков. Каких-либо органических остатков, а также известняков в составе формации не встречено. Исключением является район ближайших окрестностей Чибита, где развита зеленая песчано-сланцевая толща, содержащая мергелистые и даже тонкие известняковые прослойки. Впрочем, эта толща обнаруживает более интенсивный метаморфизм чем это мы имеем в зелено-фиолетовой формации, и, возможно, является синхронной нашей талдинской формации. Зелено-фиолетовая формация залегает трансгрессивно на боратальской формации, состоит существенно из обломков кембрийских пород, причем очень характерными компонентами ее являются обломки красных яшм и основных эффузивов. В бассейне р. Эбелю формация трансгрессивно перекрывается верхним силуром. Зелено-фиолетовая формация собрана в довольно крутые складки различных простираний, сильно затупшеванные позднейшей рассланцевкой. Метаморфизм формации очень слаб и выражается только в филлитизации сланцевых прослоев, песчаники же обычно не обнаруживают даже признаков катаклаза и имеют совершенно свежий вид.

5. Пестроцветная формация выделена мной из состава зелено-фиолетовой формации в качестве самостоятельной стратиграфической единицы при полевых работах 1935 г. Характерно, что совершенно аналогичную формацию одновременно со мной, но совершенно независимо от меня выделил и Б. Ф. Сперанский.

Эта формация довольно широко распространена в СЗ. части района, причем благодаря большому ее литологическому сходству с зелено-фиолетовой формацией, она распознается с большим трудом и была выделена только в конце работы. Начинается пестроцветная формация очень характерными грубыми конгломератами с галькой пород зелено-фиолетовой формации, залегающими с очень большим угловым несогласием на гораздо более интенсивно дислоцированных породах зелено-фиолетовой формации. Конгломераты переслаиваются с красными и бурыми песчаниками, а выше сменяются довольно мощной толщей сланцев, представленной перемежаемостью зеленых и бордовых прослоев более светлых и чистых тонов, чем это мы имеем в зелено-фиолетовой формации. Петрографический состав обломочного материала песчаников и сланцев показывает, что образовалась пестроцветная формация существенно за счет размыва и переотложения зеленофиолетовой. Возраст формации установить пока невозможно.

Ясны только ее взаимоотношения с зелено-фиолетовой формацией и описанными ниже эффузивами Онгудайской формации, которые прорезают ее многочисленными дайками. Несомненно наличие напряженной складчатости, сопровождавшейся рассланцевкой, между моментами накопления зелено-фиолетовой и пестроцветной формации, ибо в состав конгломератов последней входят уже рассланцеванными филлитизированные сланцы зелено-фиолетовой формации. Б. Ф. Сперанский определяет возраст аналогичной толщи в Чинетинском районе доареническим. С моей точки зрения, основанной, впрочем, только на некоторых сопоставлениях и аналогиях, она может быть значительно более молодой. К сожалению, совершенно неясны взаимоотношения ее с фаунистически охарактеризованным верхним силуром.

6. Верхний силур вскрывается в прекрасных разрезах вдоль Чуи от р. Айгулака до ее устья и по Катунн от устья Аргута до р. М. Еломана. Формация сложена исключительно осадочными породами, и никаких признаков эффузивных образований, на которые указывает Н. Н. Горностаев, в верхнем силуре не обнаружено, несмотря на очень детальное изучение почти непрерывных его разрезов. Петрографический состав верхнего силура очень характерен: преобладают мергелистые сланцы и сланцепесчаники светло-зеленой, реже пепельно-серой окраски. Очень редко встречается более грубый материал, представленный белыми чисто кварцевыми песчаниками и мелкими конгломератами. Зато характерным компонентом формации являются рифовые известняки, обычно подстилающиеся мергелистыми сланцами и перекрывающиеся известняковыми песчаниками (калькаренидами). Любопытны и характерны петрографические особенности песчаников верхнего силура: почти чисто-кварцевый состав, карбонатный цемент, прекрасная окатанность и сортировка материала; характерно также обилие тяжелой фракции. В общем, чуйская формация является типичным комплексом осадков открытого моря.

Более подробное стратиграфическое расчленение верхнего силура и составление нормальной стратиграфической колонки невозможно для нашего района без детальной площадной съемки, ибо тектоника формации весьма сложна, а сама формация очень монотонна по составу и лишена хороших опорных горизонтов, горизонты же известняков, имеющие рифовый характер, таковыми являться не могут, т. к. они очень быстро выклиниваются по простиранию. В общем же выделяются среди монотонной сланцевой толщи два существенно известняковых горизонта: 1) белобомский горизонт массивного известняка, достигающий 500 м мощностью и содержащий исключительно редкую фауну одиночных кораллов, залегает в нижней части верхнего силура, подстилаясь пепельно-серыми сланцами и перекрываясь сначала зелеными калькаренидами, а затем зелеными мергелистыми сланцами; 2) усть-чуйский горизонт, образующий около устья Чуи и Ини плоскую брахисинклиналь, в ядре которой сидит гранодиоритовый этмолит. Этот известняк также достигает несколько сот метров мощности, причем содержит довольно богатую фауну кораллов (*Rynostylus*, *Favosites favosus* и т. д.) и мшанок. Подстиляется он свитой серых и зеленых сланцев с многочисленными тонкими прослоями серого глинистого известняка с сильно помятой фауной мшанок, редко кораллов. Следует отметить, наконец, еще два выхода верхнесилурийского известняка—в устье рч. Яр-балыка и на скотогонной тропе к Ю от Чибита. В обоих случаях известняки оказываются тектонически зажатыми среди верхнедевонских эффузивов и содержат очень обильную фауну *S₂* с *Halysites* и т. д.

Осадки верхнего силура собраны в мелкие складки, направление которых меняется в разных частях района от широтного, через северо-во-

сточное до северо-западного, что является явным результатом приспособления складок к контурам древних жестких глыб. Позже складчатости формация испытала интенсивную рассланцевку выдержанного СЗ. простираения, местами совершенно затушевывающую истинную слоистость. Благодаря малой компетентности формации, метаморфизована она (рассланцевана и филлитизирована) сильнее, чем существенно песчанистая зелено-фиолетовая. Около устья Чуи и по Катунь формация прорвана крупными градиорито-тоналитовыми интрузиями варисского (?) возраста, а также рядом мелких тел диабазового и кв. альбитофирового состава, значительно более древних.

7. Онгудайская формация представлена исключительно эффузивным материалом: зелеными пироксеновыми порфиритами, туфами, аггломератами, реже порфириновыми песчаниками и конгломератами с галькой исключительно онгудайских же эффузивов. Пользуется ограниченным распространением в басс. р. Каинчи—притока Катунь и по р. Урсуну около с. Онгудай, где она и была впервые выделена и описана К. В. Радугиным (6). Онгудайская формация зажата в виде тектонических клиньев между другими формациями и возраст ее определяется в очень широком интервале: дайки порфиритов Онгудайской формации секут пестроцветную формацию, сама же Онгудайская формация прорвана дайками фельзитов среднего девона. В других частях района аналогов этой формации не описано, но не исключена возможность, что она является аналогом широко распространенной в Кузнецком Алатау, т. н. тельбесской формации, имеющей нижнедевонский возраст.

8. Эффузивно-сланцевый девон—в пределах района распространен достаточно широко и изучен в двух участках, удаленных друг от друга километров на 150: породами девона сложены два крупных грабена СЗ. простираения, т. наз. Бельгешашский грабен и Куротинский грабен.

В восточной части сложного Бельгешашского грабена (в разрезе по р. Чуе от р. Бока до р. Бельгешаш) нижние горизонты среднего девона сложены преимущественно красноцветной толщей, в состав которой входят кислые, редко основные эффузивы красноватых тонов, красные разных оттенков песчаники и сланцы, розовые известняки, редко зеленые сланцы и мергели, конгломераты и т. д. Выше, начинаясь горизонтом грубозернистых песчаников, состоящих из обломков подстилающих эффузивов, идет разрез нормально морских осадков, представленных чередованием черных и серых сланцев, тех же оттенков известняков, редко песчаников. В ряде прослоев обнаружена богатая фауна брахиопод, кораллов и мшанок, указывающая на живетский ярус среднего девона. В этом разрезе средний девон образует неполную синклиналь, осложненную крутыми складочками второго порядка. Ниже по Чуе, в западной части того же грабена в прекрасных разрезах от р. Бока до р. Айгулак мы имеем две полных синклинальных складки, разделенных антиклиналью, в ядре которой втерты верхнесилурийские известняки. Здесь разрез среднего девона уже существенно меняется. Нижние горизонты сложены целиком бурыми эффузивами, с редкими только прослоями бурого грубого песчаника. Непосредственно на эффузивы налегает мощная толща серых филлитизированных глинистых и известково-глинистых сланцев, содержащая ряд горизонтов с фауной того же живетского яруса, причем в верхах разреза, в мульде синклинали обнаружен рифовый шток, почти целиком состоящий из колониальных кораллов. Это резкое различие в характере разреза среднего девона в двух соседних синклиналях и выпадение мощного пестроцветного горизонта может объясняться или резким изменением фациальной обстановки в соседних участках, или, что вероятнее, размывом, имевшим место перед отложением морских осадков живетского яруса. Между прочим—в сланцах,

содержащих фауну D_2 , обнаружен прослой фельзита, мощностью метров 10, оказавший некоторый метаморфизм на сланцы. Надо думать, что эффузивная деятельность продолжалась, хотя и слабо, и до конца среднего девона.

В Куротинском грабене, в разрезах по р. Урсулу, выше д. Шашахман, нижние горизонты девона сложены также кислыми эффузивами, но находящимися в зеленокаменной фазе, причем с эффузивами иногда переслаиваются черные сланцы и серые песчаники. Верхние горизонты куротинского девона сложены существенно черно-серой песчаносланцевой толщей, содержащей девонскую фауну, которая переслаивается с редкими прослоями кислых эффузивов. Судя по общему облику формации куротинский девон представлен нормально морскими, хотя и мелководными образованиями, причем эффузивы представляют частью подводные излияния, частью купола и лакколитовые тела.

В обоих грабенах девон собран в крутые складки СЗ. простирания и в том же направлении интенсивно расслаиван.

9. Продуктивный карбон. Продуктивные отложения, представленные конгломератами с галькой среднедевонских пород, серыми песчаниками и углистыми сланцами, в виде мелких обрывков зажаты по мощному взбросу, отделяющему средний девон от Онгудайской формации и кембрия в СЗ. части района.

Магматические формации.

Магматические формации в пределах изученного района распространены достаточно широко, причем они оказываются чрезвычайно разнообразными. Детальное петрографическое изучение магматических образований позволило выделить 12 самостоятельных магматических формаций, большая часть которых является и разновозрастной. К сожалению, в настоящей краткой статье я не имею возможности останавливаться на сколько-нибудь подробной их характеристике и вынужден ограничиться только их перечислением и самыми общими сведениями относительно их состава, формы проявления и предполагаемого возраста.

1. Кислые эффузивы талдинской формации. Имеют состав кв. порфира и альбитофира; встречаются миндалекаменные разности. Вполне возможно, что являются синхронными с вмещающей формацией. Отмечу попутно, что в составе конгломератов талдинской формации имеются гальки гранодиорита и порфирита; следовательно на Алтае могут быть встречены и более древние, чем талдинская формация, магматические породы.

2. Кембрийские порфириты и диабазы представляют частично подводные излияния, частью мелкие интрузии и тогда имеют габбро-диабазовый характер. Среди эффузивов преобладают плагиоклазовые порфириты, редко авгитовые. Характерно массовое развитие титанистых минералов—везде присутствует обильный ильменит, иногда пироксен представлен титан-авгитом. Возможно, что магна имела несколько щелочный характер. Эффузивы находятся вообще в диагенетизированной фазе, но в результате позднейшего дислокационного метаморфизма были размяты, проникнуты хлоритом и эпидотом и почти утратили свою лиловую окраску.

3. Кварцевые диабазы и кварцевые диориты. Это по существу одинаковые породы, отличающиеся лишь величиной зерна и структурой. Состоят из идиоморфного плагиоклаза, уралитизированного авгита и кварца в интерстициях. Встречены в виде мелких интрузий только внутри зеленофиолетовой формации. Поразительно напоминают кв. диориты Зап. Саяны и Салаира, которым в обоих районах приписывается каледонский возраст.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Части Горного Алтая.

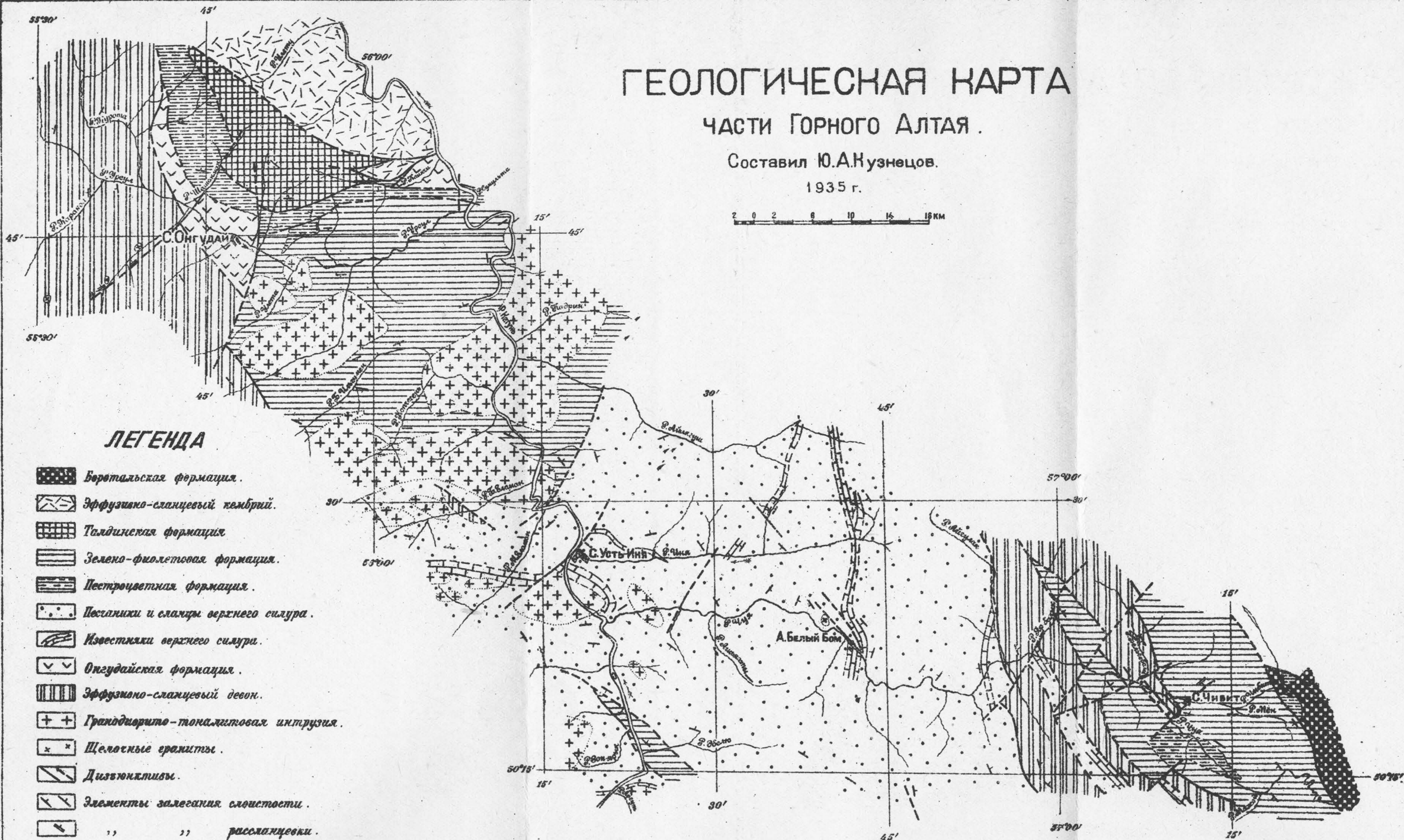
Составил Ю.А.Кузнецов.

1935 г.



ЛЕГЕНДА

-  Борतालская формация.
 Эффузивно-сланцевый кембрий.
 Талдинская формация.
 Зелено-фиолетовая формация.
 Пестроцветная формация.
 Песчаники и сланцы верхнего силура.
 Известняки верхнего силура.
 Океудайская формация.
 Эффузивно-сланцевый девон.
 Гранодиорито-тоналитовая интрузия.
 Щелочные граниты.
 Дизъюнктивы.
 Элементы залегания слоистости.
 расслаивающе.



4. Диабазы верхнекаледонские (?). Совершенно рассланцеванные и почти превращенные в хлорито-актинолитовые сланцы мелкозернистые диабазы, местами прорежают пластовыми дайками верхний силур.

5. Кв. порфиры верхнекаледонские (?). Также образуют мелкие дайки среди пород верхнего силура. Сильно милонитизированы и, по существу, превращены в кв. порфиroidы, обычно совершенно белые. Эти кв. порфиры так же, как и отмеченные выше диабазы, не встречаются в других формациях, кроме верхнего силура. От сходных петрографически более молодых образований отличаются сильным метаморфизмом. Можно думать, что внедрение их связано с верхнекаледонской складчатостью, смявшей осадки верхнего силура.

6. Онгудайская порфировая формация кратко охарактеризована выше. Для этой формации характерно преобладание пироксеновых порфиров, именно энстатит-авгитовых и энстатитовых или гиперстеновых. В первых оба пироксена—ромбический и моноклинный очень обильны и в выделениях они преобладают над плагиоклазом, во вторых плагиоклаз резко количественно преобладает, и пироксен представлен только ромбической разновидностью. Онгудайские эффузивы находятся в диагенетизированной фазе, но сильно рассланцеваны и подверглись позднему позеленению. Возрастное положение их не ясно, но можно считать их аналогами тельбесской формации Кузнецкого Алатау.

7. Эффузивы среднего девона также кратко описаны выше. Представлены, главным образом, кислыми разновидностями: фельзитами, иногда ленточными, кв. кератофирами (в понимании Розенбуша, т. е. породами с выделениями кварца, альбита или пертитового ортоклаза, или обоих полевых шпатов вместе). Реже появляются бескварцевые порфиры и альбитофиры.

В Бельгешском грабене довольно часто встречаются лабрадорные порфиры, в то время как в Куротинском—основные эффузивы исключительно редки. Эффузивы D_2 подверглись сильной рассланцевке, особенно в Куротинском грабене, где они нередко превращены в кв. порфиroidы и даже серицитовые сланцы.

8. Диорит-порфиры. В ряде точек, преимущественно в контактовой зоне гранодиоритовых интрузий, встречены дайки оригинальных диорит-порфиров, залегающие в породах верхнего силура и вместе с ними ороговикованные. Диорит-порфиры эти резко отличаются по составу от петрографически близких к ним дайковых пород гранодиоритовой интрузии. В порфировых выделениях они содержат зонарный лабрадор-битовит и иногда авгит, основная масса состоит из брусочков плагиоклаза и зернышек пироксена. Во всех случаях эти породы оказываются ороговикованными. Возрастное положение данной формации, имеющей несомненно самостоятельное значение, неясно. Во всяком случае они древнее гранодиоритов, но не исключена возможность, что наши диорит-порфиры генетически связаны с последними, представляя собой продукты первой, еще слабой инъекции дифференцирующей на глубине магмы, вслед за которыми произошло формирование крупных гранодиоритовых plutонов.

9. Гранодиоритовая интрузия. В западной части района осадочные толщи пронизаны рядом гранодиоритовых plutонов. Любопытно, что многие гранодиоритовые тела занимают место брахисинклиналей, причем ориентировка длинной оси всегда подчинена широтным структурам континента, в то время как область распространения plutонов в крупном плане представляется в виде широкой меридиональной полосы, примерно параллельной мощным дизъюнктивам, выкраивающим девонские грабены.

Породы этой интрузии довольно однообразны по своему внешнему виду и составу, но, вместе с тем, являются очень оригинальными. Преоб-

ладающей породой являются светлосерые гранодиориты или тоналиты, состоящие из преобладающего плагиоклаза, кварца в количестве 20—30%, небольшого количества ортоклаза—не больше 10%, роговой обманки и биотита. Оригинальным является резко зонарный плагиоклаз, состав которого изменяется от № 60—68 в центре, до № 25—30 на периферии, причем, судя по ширине соответственных зон, средний состав плагиоклаза должен быть не ниже № 55. В некоторых случаях, например, в Чике-Таманском теле, преобладают кв. диориты с содержанием кварца до 5—10% и зонарным плагиоклазом, изменяющимся от № 74 до № 40 от центра к периферии.

Очень редко наблюдались породы монцонитового характера. В краевых частях некоторых крупных плутонов, и именно в контактах с известковистыми сланцами верхнего силура, мы имеем узкую полосу нормального розоватого гранита. Таким образом, породы нашей интрузии резко отличаются от обычного типа гранодиоритов и тоналитов наличием очень основных плагиоклазов наряду с высоким содержанием кварца и, вообще говоря, заслуживают выделения в самостоятельные типы под особыми названиями.

Дайковые породы, сопровождающие интрузию, обычно представлены тоналит-и диоритпорфирами; очень редко встречаются лампрофиры спессартитового и керсантитового типа и еще реже—тонкие аплитовые жилочки. Пегматиты отсутствуют совершенно. Интрузия вообще очень бедна эманациями: контактовые изменения боковых пород выражаются только в ороговикании сланцев и песчаников и в мраморизации известняков; скарповых зон ни в одном случае не встречено. Исключением являются только мелкие тела около Хабаровки и Улеты, около которых наблюдается сильная эпидотизация. Кварцевые жилы сравнительно редки, но содержат медные сульфиды, следы и до 1 г/т золота и до 0,10% молибдена и с этой точки зрения заслуживают внимания.

Возраст интрузии ясно не устанавливается, но вероятнее она является аналогом гранодиоритов Рудного Алтая, имеющих карбоновый возраст.

10. Щелочные граниты. Только в поле развития эффузивно-сланцевой толщи среднего (?) девона в пределах Куротинского грабена встречены мелкие, не более 600—700 м в диаметре шточки, сложенные оригинальными щелочными рибекитовыми гранитами. Это—оригинальные желтоватые средне-или мелкозернистые породы, состоящие из пертита или антипертита, кварца и щелочного пиробола, в качестве которого присутствуют рибекит, арфедсонит, реже эгирин. В мелкозернистых разностях характерно развитие микропегматитовых структур, причем иногда порода целиком сложена микропегматитом. Породы сильно катаклазированы, но достаточно свежи. Вмещающие породы—эффузивы и сланцы среднего (?) девона слабо ороговиканы. Описанные щелочные граниты представляются совершенно оригинальной и своеобразной магматической формацией. Можно предполагать, что щелочные граниты генетически связаны с магмой поздневарисских порфировидных гранитов. Мне кажется, однако, более вероятным, что щелочные граниты связываются с девонскими эффузивами, представляя продукт кристаллизации той же магмы на некоторой глубине в резко гипабиссальной обстановке. За это говорят пространственная приуроченность щелочных гранитов к полю развития эффузивов Куротинского грабена, по существу одинаковый минералогический состав щелочных гранитов с этими эффузивами, которые также имеют щелочный характер, являясь преимущественно кв. кератофирами (леннепорфирами); наконец, катаклаз щелочных гранитов вполне сравним с таковым девонским эффузивов.

11. Кварцевые порфиры. Преимущественно в поле развития гранодиоритовых плутонов широко распространены дайки светлых желтова-

тых и зеленоватых кв. порфиров, которые несомненно являются самостоятельными и значительно более поздними, чем гранодиориты, образованиями, прежде всего потому, что они всегда ориентируются вдоль меридиональных зон милонитизации в гранодиоритах, но сами являются совершенно свежими и не несут никаких следов катаклаза. Микроскопическая картина кв. порфиров довольно характерна. В выделениях мы имеем кислый плагиоклаз, к которому иногда прибавляется оплавленный кварц; основная масса микропойкилитовая, иногда грубая сферолитовая. Описываемые кв. порфиры являются, повидимому, одними из самых молодых изверженных пород Алтая и, возможно, являются аналогами кв. порфиров Рудного Алтая, имея киммерийский возраст.

12. Диабазы юные. В СЗ. части исследованного района широко распространены меридиональные дайки, иногда очень мощные—до 100—150 метров, сложенные диабазами, причем в таких мощных дайках диабазы грубозернисты. Все эти породы достаточно свежи, хотя и, как всякая дайковая порода, заметно автометасоматизированы с приобретением зеленовато-серой окраски. Структура офитовая или пойкилофитовая. Породы не несут никаких следов катаклаза, почему должны быть значительно моложе среднего девона, который они пререзают многочисленными дайками. Я склонен думать, что данная диабазовая формация является аналогом диабаз, секущего полиметаллические м-ния Рудного Алтая, например, Змеиногорское.

Список цитированной литературы.

1. Бубличенко, Н. А.—Планшет XI-6 (Чубек-Кольский) геологической съемки Горного Алтая. 1932. Рукопись в Отд. Фондов ЗСГТ.
2. Горностаев, Н. Н.—Стратиграфия Горного Алтая. 1935. Рукопись.
3. Горностаев, Н. Н.—Вулканизм и метаморфизм Горного Алтая. Рукопись для т. XVII „Геологии Союза“.
4. Жеромский, М. А.—Геология и генезис Чибитского меднорудного м-ния в Горном Алтае. 1931. Рукопись в Фондовом отделе ЗСГТ.
5. Нехорошев, В. П.—Материалы к геологии Горного Алтая. Труды ВГРО, вып. 177. 1932.
6. Радугин, К. В.—Чемальский лист Алтая 1931. Рукопись в отделе фондов ЗСГТ.

Алтае-Салаирская ртутная зона.

Б. С. Митропольский и В. А. Кузнецов.

Одним из крупных достижений последнего времени в методике поисковых работ явилось широкое применение партиями Зап. Сиб. Редметразведки и Геологического треста шлихового метода. Введение этого метода в практику поисков привело уже в короткий срок к открытию ряда м-ний вольфрама, ртути и других редких металлов. Помимо этого, накопившийся в Минералогическом Кабинете Редметразведки громадный материал обработанных шлихов (около 15.000 экземпляров) позволил приступить к составлению шлиховой карты всего края и к выявлению таким путем новых критериев для постановки поисковых работ и региональных геохимических проблем.

Вопрос о распространении в Западной Сибири ртути, еще вчера совершенно неясный, в свете данных шлихового опробования Алтая, Салаира и части Кузнецкого Алатау, приобретает определенное разрешение.

В итоге двухлетних поисковых работ, произведенных В. А. Кузнецовым в ЮВ. Алтае, кроме открытия нового ртутного месторождения, была установлена связь ртутного оруденения с юными, вероятно, альпийскими дизъюнктивными нарушениями. Зона этих нарушений, с которой совпадает и зона ртутного оруденения ЮВ. Алтая, прослежена от известного Чаган-Узунского м-ния на СЗ на протяжении около 80 км. Дальнейшее ее направление пока не прослежено, но есть основания предполагать, что она принимает меридиональное простираие и уходит куда-то в вершины р.р. Сумульты и Чемала.

Хотя этот район и не подвергался еще специальному изучению в отношении его ртутности, но отдельные, случайные шлихи из верховьев р. Сумульты, Кадрина, рч. Каянчи и из окрестностей с. Чемал (речки Эликмонар, Чемал, Куюм и Анос) содержат киноварь.

Отсутствие киновари в других частях обширной территории Центрального, Северного и Восточного Алтая за пределами указанной зоны дизъюнктивов, в сопоставлении с приведенными фактами, позволяют нам считать, что приуроченность ртутного оруденения к определенным зонам в ЮВ. и В. Алтае не возбуждает сомнений.

Севернее широты г. Ойрот-Тура тектонические линии на имеющихся картах пока еще не проведены, но конфигурация геологических образований этого района, весьма сходная с таковой же ЮВ. Алтая (длинные узкие полосы и клинья разновозрастных формаций в вынужденных тектонических взаимоотношениях), позволяет условно продолжить зону алтайских разломов к с. Старая Барда и к р. Бие, в шлихах которой встречена и киноварь.

Если продолжить прослеживаемую зону к северу, а имеющиеся геологические карты этого района дают к тому достаточно оснований, то мы, в качестве прямого продолжения Алтайской ртутной зоны, видим мощную зону Кузнецко-Салаирских разломов, как известно, обладающую весьма сложной структурой и длительной геологической историей. Эта зона, имеющая в своей южной части меридиональное простираие, совпадающее с се-

веро-алтайским, сопровождается здесь, в системе р. Уксуная многочисленными признаками ртутного оруденения в виде находок киновари в шлихах. Дальше, к северу зона приобретает СЗ. простирание и, судя по карте Б. Ф. Сперанского¹⁾, весьма сложное строение. Признаки ртутного оруденения здесь исключительно многочисленны.

Анализируя шлиховой материал из этих районов, мы наблюдаем поразительное совпадение признаков ртутного оруденения с их тектонической структурой.

От классического по сложности структуры района Гурьевского завода и Салаирских полиметаллических м-ний, где киноварь встречена не только во всех речках, но и в коренном м-нии г. Орлиной в виде вкрапленности в песчаниках и по периферии гематито-баритового штока, до района Урских золотых промыслов и полиметаллических м-ний и далее на СЗ в районы Касьминский, Егорьевский и Тогучинский—везде встречается киноварь.

Содержание киновари в россыпях местами настолько значительно, что уже 80 лет тому назад делались попытки поисков коренных м-ний и разработки россыпей (ключ Прокудин, системы р. Суенги). Наконец, летом 1935 г. в долине р. Ик, в 600 м к В от д. Мавриной, Тогучинского района партией ВИМС под руководством Н. Д. Довгаль, при поисках флюорита, были случайно обнаружены кварцево-баритовые свалы с вкрапленностью киновари²⁾, а еще ранее в бассейне р. Суенги, при разработке золотых россыпей, находили кусочки киновари и обломки глинистых сланцев, импрегнированных киноварью.

Приуроченность всех многочисленных точек нахождения киновари к зоне разлома по границе между Салаирской и Кузнецкой глыбами и полное отсутствие киновари вне этой зоны с полной очевидностью свидетельствуют о генетической связи ртутного оруденения с разломами.

Возраст ртутного оруденения Салаира пока не вполне ясен.

Судя по работам Б. Ф. Сперанского³⁾, история формирования зоны Кузнецко-Салаирских разломов охватывает длительный период, начиная с докембрия, и, в основном, заканчивается киммерийским диастрофизмом. Последний проявился здесь как в образовании поперечных нарушений СВ. простирания, так и в новых подвижках, ориентированных в сторону Кузбасса, в системе вновь возникших трещин СЗ. направления, которые охотнее всего развивались вдоль старых зон, заложенных еще в докембрии и неоднократно подновлявшихся в течение палеозоя. Несомненны и юные, альпийские подвижки.

Это позволяет предположить, что ртутное оруденение Салаира, подобно ЮВ. Алтаю связанное с зоной разломов, обладает тем же юным киммерийским, или даже альпийским, возрастом.

Вопрос о материнской интрузии ртутного оруденения, установление которой представлялось бы весьма заманчивым, вряд ли практически разрешим, поскольку ртуть-содержащие термы мигрируют чрезвычайно далеко от магматического очага. Нахождение же киновари на Салаире в Мавринском и Орлином м-ниях в значительно более высокотемпературных гематито-баритовом и кварцево-баритовом м-ниях, на ряду с нахождением ее здесь же в песчаниках (Орлиное м-ние) является прекрасным примером омоложения м-ний. Здесь ртутные термы использовали в качестве своих путей не совсем закрывшиеся или омоложенные дислокациями рудные трещины и отложили киноварь в непроницаемых для растворов кварцево-баритовых и гематито-баритовых телах.

³⁾ Сперанский, Б. Ф.—Структуры палеозойских формаций Обско-Томского междуречья. „Сборн. по геол. Сибири в честь М. А. Усова“, стр. 227—268. 1933 г.

²⁾ Коренное м-ние осталось не найденным.

¹⁾ Б. Ф. Сперанский, 1. с.

Не менее заманчивой рисуется картина ртутного оруденения в западной части Кузнецкого Алатау, где идущая из Северного Алтая мощная зона разломов отграничивает Кузбасс от Кузнецкого Алатау. Большое количество шлихового материала из этой области, содержащего киноварь, оказывается также теснейшим образом приуроченным к наиболее мощным тектоническим зонам, а концентрация киновари в шлихах местами настолько значительна, что от обилия ее шлих имеет совершенно красный цвет (ключ Сайзак, прав. приток р. Кондомы), местами же и здесь, подобно Салаиру, уже 80 лет назад проводились специальные поисковые работы на киноварь (ключ Прокопьевский, системы р. Нижней Терси).

Не имея возможности в настоящей статье перечислять все многочисленные пункты нахождения киновари в шлихах западной части Кузнецкого Алатау, мы должны все же отметить, что она встречена во многих реках и речках системы рек Лебеди, Кондомы, Мрассу, верховьев Томи, Усы, Средней и Нижней Терси¹⁾.

Ставя во всей широте проблему Алтае-Салаирской ртутной зоны, протягивающейся на 700 км, и ее четырехсоткилометрового ответвления в Кузнецкий Алатау, мы считаем совершенно необходимым постановку работ по изучению тектонических зон, в первую очередь, Алтая и Салаира, где известны уже коренные м-ния киновари, затем Кузнецкого Алатау с его богатой тектоникой и приуроченной к ней киновари. К сожалению, многолетние работы по изучению Западного Саяна, обладающего также рядом пунктов с киноварью, обнаруженной пока лишь в шлихах, не дали ясной тектоники этой обширной области, вследствие чего освоение ртуты Западного Саяна отодвигается на весьма отдаленное время.

В отношении же непосредственных поисково-разведочных работ Зап.-Сиб. Редметразведка будет продолжать в 1936 г. как разведки Чаган-Узунского и Ак-Ташского м-ний, так и поиски в районе с. Чибит и в северной части Алтая, где работами В. А. Кузнецова уже намечено несколько точек вероятного нахождения коренных м-ний киновари. Намечена также постановка поисково-разведочных работ в Тогучинском районе, пересекаемом ж.-д. магистралью Новосибирск—Ленинск, в виду чрезвычайно выгодного экономического положения этого района.

¹⁾ Более подробно излагается этот вопрос в подготовляемых к печати работах В. А. Кузнецова: Ртуть в Зап. Сибири и Б. С. Митропольского: Обзоры распространения редких элементов в Салаире и Кузнецком Алатау.

Некоторые данные о полезных ископаемых Курайского хребта.

Л. Н. Краевская.

Внимание, уделяемое горнопромышленным перспективам Ойротии, при наличии разных оценок (пессимистических и оптимистических) на ее рудные возможности, заставляет отметить некоторые новые точки с признаками полезных ископаемых, которые открыты в центральной части Курайского хребта (планшет X—8') при геологической съемке, проведенной под руководством автора в 1932 г. За истекшие с тех пор три года геологическое изучение Алтая заметно продвинулось вперед, получены новые материалы и в свете тех обобщающих данных по металлогении горного Алтая, которые изложены в работах В. П. Нехорошева¹⁾, Б. Ф. Сперанского и Ф. Н. Шахова²⁾, приобретают, как мне кажется, интерес и нижеприводимые фактические сведения.

Медь и полиметаллы. Наибольшее распространение в рассматриваемом районе имеют видимые проявления медного оруденения, связанного с послекарбоновыми интрузиями. Значительное количество зафиксированных точек с медной зеленью и халькопиритом относится к СЗ. части планшета: 1) дайки микродиорита, секущие черную сланцевую толщу среднего девона р. Куяхтанар, 2) среднепалеозойские породы, слагающие водораздельную сопку между р. р. Башкаус и Большой Берт—Озек с высотной отметкой 1219,7³⁾ (на трехверстке), 3) среднее течение ключа Стан-Кеши, пр. пр. р. Ильдугема Верхнего, 4) правый приток р. Ильдугема Верхнего—кл. Перидотитовый близ устья его правой верхней оттоги, 5) юго-западный склон правобортного мыса между р. р. Ильдугемом Верхним и его верхним правым притоком, в 1 км выше устья рч. Аглэ, 6) сопочка в вершине правой оттоги р. Ильдугема Верхнего, близ высоты с отм. 1548³⁾, 7) верховья рч. Барду, пр. пр. р. Ильдугема Нижнего, в одном из сухих логов, разьедающих так наз. „Красную Гору“. Последняя точка интересна большой площадью обохрения и еще тем, что вкрапленность халькопирита найдена в коренных выходах порфиров, повидимому, прорывающих инвекционно-метаморфическую толщу нижнего силура. Здесь наблюдалось мощное обохрение всех пород (конгломератов, сланцев, роговиков, изверженных). „Красная Гора“ представляет трудно доступную сопку высотой в 3000 м, куда забраться можно лишь пешком по каменистым часто узким водоразделам (вьючных троп нет).

Значительное по количеству точек проявления медного оруденения в юго-восточном Алтае, отмеченное еще в 1931 г. проф. Горностаевым⁴⁾, позволяет надеяться обнаружить промышленные скопления медных руд. Про-

¹⁾ Нехорошев, В. П. Геол. очерк Алтая. 1932.

²⁾ Вестник ЗСГТ, 1935 г. № 1.

³⁾ Высотные отметки в саженях.

⁴⁾ Изв. ЗСГРУ, т. XI, в. 2, 1931, стр. 71—90.

веденная в 1931 г. разведка на одной из таких точек¹⁾ показала средние потенциальные запасы меди 5.000 т. Небольшие запасы, выявленные этой разведкой на случайно взятом сравнительно ничтожном участке, безусловно, не могут служить отрицательным показателем для меднорудных и полиметаллических перспектив в районе Курайского хребта. Напротив, учитывая открытие после разведки Чибитского м-ния целого ряда меднорудных точек, нельзя не согласиться с мнением М. А. Жеромского о необходимости постановки детальных поисково-разведочных работ с применением разведки тяжелого типа в этом районе.

К медным или скорее к полиметаллическим м-ниям гидротермального типа в Курайском хребте следует, повидимому, относить мощные полосы сульфидных импрений, нередко пространственно связанные с инъецией кварцевых порфиров. Наиболее интересным участком такого типа в нашем районе нужно считать вытянутую в СЗ. направлении полосу, проходящую по верховьям рек Ян-Сальджек и Дина-Сальджек, падающих в р. Башкаус. Ободрению подверглись все местные породы: черные сланцы, мрамора, кварцевые порфиры, фельзиты, песчаники и брекчии трения из тектонической зоны, параллельной сульфидной полосе и ограничивающей ее с ЮЗ. Минерализация сопровождается здесь окремнением боковых пород; рудным телом являются карбонатные жилы. Сульфидная полоса протягивается нами, примерно, на протяжении 5 км на основании пересечения ее в трех местах поперечными маршрутами. Обычно сульфидизация рассеяна в виде мелкой вкрапленности; в отдельных случаях наблюдались участки с очень обильным на взгляд содержанием пирита (60%—75% объема пород), при чем анализ некоторых штучных проб показал содержание серебра, что заставляет считать подобные зоны сульфидных импрений в Курайском хребте полиметаллическими.

Сопоставление геологической обстановки наших сульфидных зон с известным полиметаллическим оруденением Рудного Алтая, приуроченность их к тектоническим зонам, как это зафиксировано и во всех районах и Рудного и Горного Алтая, наличие к ЮЗ недавно открытых зон ртутного оруденения, связанных с дизъюнктивами того же СЗ. простирания—все это открывает известные перспективы для Курайского хребта в отношении полиметаллов.

Менее значительные полосы сульфидных пород, прекрасно и издалека заметных на склонах и на вершинах гор своей яркой бурмалиновой и желтой окраской, наблюдались в следующих пунктах: 1) левобережные склоны и отчасти правые верховья р. Ильдугема Верхнего, 2) р. Куяхтанар в нижнем и среднем течении, 3) верховья и правобережные вершины р. Большой Берт-Озек, 4) Верховья р. Янчек-Тушкенъ, пр. пр. р. Ильдугема, 5) левая отнога р. Кош-Кеши выше ледникового озера и правые крутые борта названной речки, начиная от выючной тропы, идущей из Куяхтанара на р. Башкаус.

Флюорит. Как известно, флюорит в нашем союзе дефицитен. Даже сравнительно небольшое сибирское м-ние флюорита, открытое в 1932 г. на Салаире²⁾, немедленно стало разведываться и поступило в эксплуатацию. Поэтому находка курайского флюорита, несмотря на неясность его генезиса и размеры, заслуживает быть отмеченной. Диорито-диабазовая золоторудная формация, с которой связывается салаирский флюорит³⁾ на Алтае пока не установлена. Можно только сказать, что курайский флюорит

¹⁾ М. А. Жеромский. Чибитское медно-рудное м-ние в Горном Алтае по данным геол. разв. работ 1931 г. рукопись в отделе минеральных ресурсов ЗСГТ.

²⁾ Томчик, Л. Ф. Суенгинское м-ние флюорита. Вестн. ЗСГРТ 1933. № 6.

³⁾ Проф. Усов, М. А. Геология рудных м-ний Зап.-Сиб. края. 1935 г.

в виде его фиолетовых разновидностей залегает вкрапленниками (насколько можно судить по делювиальному штуфу) в серых кембрийских известняках, близь широкой зоны смятия СЗ. простираения. Хотя флюорит обнаружен в делювии, но высота горного хребта, в этом месте свыше 3000 м, не допускает возможности его привноса откуда бы то ни было, тем более что окружающие породы—те же известняки и мрамора.

Магнетит, повидимому, контактового типа обнаружили в бассейне левых притоков р. Ильдугема Верхнего—рч. Огайры и рч. Малый Берт-Озек. На водораздельном перевале этих речек зафиксирована слабая магнитная аномалия Тибер-Таленом, а в русловом аллювии М. Берт-Озека встречаются окатанные гали магнетита обычно 5 см³ величиной, в некоторых случаях достигая размеров двойной человеческой головы. Появление магнетита можно приписать кварцевым порфирам, прорывающим здесь нижнесилурийскую Башкаусскую формацию¹⁾. Очевидно, магнетит дает небольшие жильные образования, еще слабо вскрытые эрозией. Данная находка заслуживает внимания, потому что за последнее время контактовые магнетитовые м-ния на Алтае стали интересны в связи с обнаружением в них цветных и редких металлов²⁾.

Хромит, естественно, приурочивается к основным интрузиям района. Не только крупным телам пироксенитов, перидотитов и габбро, но зачастую и незначительным дайкам, превратившимся уже в змеевики, сопутствует названный минерал. Коренные выхода его наиболее интересны: 1) в верховьях р. Узун-Оюк, где река имеет ЮВ. направление. При осмотре образцов минерологом П. С. Сасим последний высказал мнение, что эти хромиты чрезвычайно сходны с уральскими, где с ними ассоциируется платина; 2) в вершинных хребтах р. Большого Берт-Озека, где развито перидотитовое тело, в его делювиальных образованиях констатированы кристаллики хромита, а шлиховое опробование аллювия этой речки из 9 шлихов дало 5 с хромитом, при том в значительном количестве. Шлиховое же опробование выявило наличие хромита в следующих речках: левая отлога р. Ильдугема Верхнего, ключ Кош-Кеша, ключ Стан-Кеша. Наиболее легко доступным участком является р. Узун-Оюк, куда имеется тропа от Кош-Агача, при чем 80% пути тянется по Чуйской степи. Р. Большой Берт-Озек представляет самое трудное место, т. к. в вершине его мощные кары и ледниковые озера, да и самый путь к реке проходит по тяжелой выючной тропе через р. р. Куяхтанар-Кош-Кешу—Ильдугем Верхний.

Монацит. При исследованиях 1932 г. впервые для Юго-восточного Алтая был обнаружен монацит на нашем планшете шлиховым опробованием, а к СЗ от нас геологом А. С. Мухиным и в коренных выходах. Генетическая связь монацита с аплито-пегматитовой фацией варисской адмеллитовой интрузией наметилась уже в 1932 г., а детальными исследованиями 1933—34 г. на Башчелакском монацитовом м-нии в СЗ. Алтае подтвердилось³⁾. Малое развитие этого интрузивного комплекса в планшете наших исследований искупается обилием интрузивных тел к СЗ от нас на северо-западных отрогах Курайского хребта, где монацит констатирован и россыпной и коренной⁴⁾. Таким образом, монацитоносность Курайского хребта заслуживает внимания, учитывая еще и значительное развитие кислых интрузий на север от нашего планшета, судя по карте В. П. Нехо-

¹⁾ Л. Н. Краевская—Отчет о работах 1932 г. в Курайском хребте. О. М. Р. ЗСГТ.

²⁾ Ф. Н. Шахов. К вопросу о постановке геол. исследований и поисковых работ на Алтае. Вестн. ЗСГРТ, № 1. 1935, стр. 6—7.

³⁾ М. Н. Афанасьев и А. С. Мухин. Отчет о работах Башчелакской поисково-разведочной партии по монациту за 1933 и 1934 г. О. М. Р. Редметразведки.

⁴⁾ А. С. Мухин. Отчет о геологических работах в 1932 г. О. М. Р. ЗСГТ.

рошева¹⁾. Наши точки относятся к верховьям реки Ильдугема Нижнего—именно р. Барду и р. Тымбыш²⁾, где материнская пегматитовая жила мощностью от 200—15 м широтного простираения прослежена более чем на 1 км.

Уголь. Упоминавшиеся в литературе с давних пор бурые угли Чуйской степи до 1932 г. известны были лишь в одном месте, именно в 6 км к северу от Кош-Агача, на правом берегу р. Тобожок. Наши исследования, не внося изменений в геологический разрез Кошагачского угольного м-ния³⁾, значительно расширили его перспективы, т. к. третичная буроугольная толща прослежена вдоль южного подножия Курайского хребта километров на 20 на запад от Кош-агача, почти до устья р. Чаган-Узуна. Наличие углей констатировано не менее, чем в 8 точках, при чем в некоторых из них в виде незначительных сажистых образований. Специальное изучение бурых углей Чуйской степи стоит на очереди при безлесности окружающей местности, имея в виду ближайшее промышленное освоение этой части Ойротии.

¹⁾ В. П. Нехорошев. Геологический очерк Алтая. 1932 г.

²⁾ Последняя речка уже за пределами плана исследований.

³⁾ В. П. Нехорошев. О некоторых новых и малоизвестных м-ниях полезных ископаемых в Горном Алтае. Изв. ГГРУ. 1930, т. XLIX, № 6.

Эпиконтинентальные отложения карбона в ЮВ. Алтае.

А. С. Мухин.

Летом истекшего года при проведении детальной геологической съемки, сопровождавшей поиски ртутных руд¹⁾ по южным склонам Курайского хребта вблизи западной окраины Курайской степи, представилась возможность обнаружить неизвестные до этого времени в ЮВ. Алтае площади верхне-палеозойских отложений, содержащих горизонты с флорой и фауной.

Совместное здесь нахождение флоры и фауны имеет общий интерес для некоторых спорных моментов стратиграфии палеозойских продуктивных отложений Сибири. С другой стороны, сопоставление стратиграфических продуктивных толщ ЮВ. Алтая и, скажем, Кузбасса может иметь для первого и конкретное практическое значение в смысле постановки вопроса о поисках углей там. Последнее сейчас возможно тем более, что открытия новых участков продуктивных образований связывают в одну большую цепь разрозненные уже известные тектонические „островки“ аналогичных образований, что позволяет говорить о достаточно широком сплошном развитии в свое время в Горном Алтае пермо-карбонных отложений.

Открывающиеся за последние годы рудные богатства Ойротии требуют разрешения проблемы местного топлива. Больших надежд по имеющимся сейчас данным на положительное решение такой проблемы для пермо-карбонных отложений Горного Алтая возлагать нельзя, но каждая новая находка здесь должна быть соответствующим образом использована для решения этой проблемы.

Обнаруженные новые участки пермо-карбона представлены небольшими тектоническими телами, четкообразно затертыми вдоль большой широтной или северо-западной надвиговой зоны²⁾. Они являются, таким образом, расположенными на простирации между уже известными аналогичными образованиями Курайской степи³⁾ и района озера Сарулу-Куль⁴⁾ (см. карты, приложенные к отмеченной уже работе Кузнецова и Мухина). Общая длина такой прерывистой полосы пермокарбона достигает 50 км. Наибольшие его площади приурочены к впадинам, выполненным рыхлой толщей, не позволяющей вести детальные наблюдения.

Еще Н. Л. Бубличенко было замечено, что „после-пермские движения древних палеозойских толщ смяли и пермо-карбон, сохранив, од-

¹⁾ В. Кузнецов и А. Мухин—Новое м-ние руги в ЮВ. Алтае. Вестник ЗСГТ № 1, 1936 г.

²⁾ В. Кузнецов и А. Мухин, 1. с.

³⁾ Н. Н. Горностаев—Геол. строение ЮВ. Алтая. Рукопись О. Ф. ЗСГТ. 1933 г. В. А. Хахлов—Остатки РС флоры на Алтае. Мат. по геол. ЗСкряя 1933 г. в. 4.

⁴⁾ Н. А. Бубличенко—Геол. съемка г. Алтая. Планшет XI—6. Рукопись О. Ф. ЗСГТ 1932 г.

нако, его основные стратиграфические взаимоотношения". Пермо-карбоновая толща, по крайней мере в районе наших работ оказывается собранной в мелкие пологие складки, оси которых простираются в меридиональном или ССВ. направлении, так что в отношении неоднократных подновлений надвиговой системы, где усилия были направлены с С или ССВ, пермо-карбоновые отложения являются довольно жесткой системой. Такая система на изученных нами примерах поддается смятию вблизи тектонических контактов, реагируя лишь небольшими взбросовыми перемещениями, тогда как центральные части сравнительно небольших по размерам тел пермо-карбона остаются сравнительно спокойными. Наиболее нарушенными являются концы „линз“ пермо-карбона, там, где вообще таковая формация выжимается между двумя смыкающимися надвиговыми трещинами. Здесь происходит общее размятие пород и графитизация углистого вещества, что должно быть облегчает передвижение отдельных слоев и линз относительно друг друга. В результате образуются тектониты, распознаваемые как пермокарбоновые породы лишь по много численным графитизированным поверхностям притирания.

Залегают пермо-карбоновая формация или нормально на эффузивном девоне (левобережные притоки рч. Корумду-Айры) или тектонически на силурийских конгломерато-песчаниках (рч. Ак-Таш: см. карту, правобережные притоки рч. Ак-таш в районе межевого столба).

Во всех случаях, за исключением рч. Корумду-Айры, где не удалось наблюдать полного разреза, в составе пермо-карбоновой толщи устанавливаются две свиты: нижняя зеленоцветная, сложенная осадочным комплексом, и верхняя красноцветная, представленная преимущественно эффузивными и туфогеновыми образованиями. Взаимоотношения этих двух свит не выяснены в достаточной степени; скорее всего, верхняя залегают на нижней трансгрессивно. Во всяком случае ясно одно—контакт между свитами не тектонический. Обе свиты согласно участвуют в упоминавшейся пологой меридиональной складчатости.

Для нижней свиты, имеющей общую мощность не более 50 м, можно привести следующий разрез снизу вверх (разрез этот может быть установлен во многих пунктах изученных пермо-карбоновых образований и он одинаков для различных тектонических тел этой формации).

1. Глинистые сланцы, диагонально переслаивающиеся с граувакковыми песчаниками. Местами обильная флора хорошей сохранности, редкие и очень маломощные (до 10 см) пропластки угля.

2. Косослоистые конгломерато-песчаники с флорой плохой сохранности.

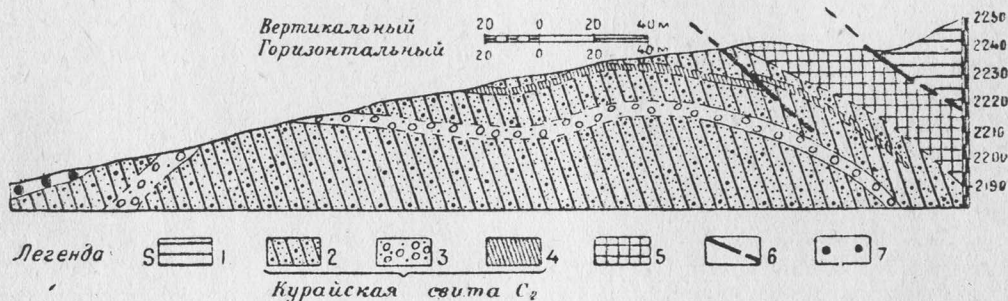
3. Глинистые сланцы с пластиком (мощность до 0,7 м) известняка, часто содержащего обильную фауну брахиопод, реже пелеципод, мшанок, члеников криноидей, гастропод и пр. Над известняками в сланцах 1 или 2 пропластка угля с наибольшей мощностью в 20 см.

Мощность этих отдельных горизонтов весьма не постоянна. Пласт известняков имеет тоже очень неровные поверхности кровли и постели, так что иногда почти выклинивается, образуя таким образом линзовидные тела. Для всех образований нижней свиты, кроме известняков, характерна общая загрязненность мелкими растительными остатками. Породы эти очень легко поддаются выветриванию, образуя на дневной поверхности мощные слои глин. Конгломераты сложены прекрасно окатанной (отшлифованной) галькой, иногда достигающей 20 см в поперечнике, принадлежавшей в большинстве своем девонским эффузивам, реже силурийским песчаникам и чрезвычайно редко черным известнякам.

Косослоистость конгломерато-песчаников и наряду с этим несомненно морской характер таких пород, как известняки,—все это говорит за образование описываемых отложений в условиях, очевидно, дельтовой фации

К раб. Мухина

Разрез клина пермокарбона на участке Ак-ташского ртутного м-ния в ЮВ Алтае



1. Мрамора.
2. Глинистые сланцы и песчаники с остатками флоры.
3. Конгломератовый горизонт с такой же флорой.
4. Известняки с фауной.
5. Красноцветная толща ($C?$ $P?$).
6. Тектонические линии надвигово-чешуйчатой структуры.
7. Рыхлая толща—моренный покров, аллювий, делювий.

1000

1000



1000

1000

при весьма незначительных колебаниях береговой линии моря, что, с одной стороны, дало возможность возникновению известняков, а с другой — обусловило и частичный размыв их. Так как до сего времени в пермо-карбоне Горного Алтая не было известно известняков с фауной, то первое наше знакомство с этой формацией вызывало подозрения о тектоническом появлении таких известняков в ней. Однако, последующие наблюдения показали в ряде пунктов района вышеприведенный разрез и, кроме того, установили участие этих известняков в улсминавшейся пологой складчатости всей толщи. Тем более являются интересными разноречивые возрастные определения флоры и фауны из этой толщи.

Из образцов флоры В. А. Хахловым были определены только *Noeggerothia aequalis* (Goerr.) Zai. и *Anemites Lopatini* (Schm).

Эти формы наших продуктивных отложений аналогичны растительным остаткам „Курайской свиты“ пермо-карбона, устанавливаемой проф. Хахловым в Курайской степи и помещаемой им в его стратиграфической схеме выше Балахонской свиты Кузбасса¹⁾. Возраст же последней В. А. Хахловым принимается по данным флоры C_2 или в крайнем случае низы C_3 .

Предварительные определения фауны из описанного выше известняка, произведенные зав. палеонтологическим кабинетом ЗСГТ Л. Н. Краевской, показали наличие таких форм, как *Rhynchospira* sp., *Retzia* sp., *Ptychospira* (?) sp., *Acanthospira aciculifera* (Rowleg) (?), *Brachythyris* aff. *peculiaris* (Schum)? и *Spiriferidae* gen et sp. int.

Остальные определявшиеся окаменелости или плохой сохранности или не дают сколько-нибудь точных возрастных определений, почему здесь и не приводятся. Для первых трех форм из вышеперечисленных видовых названий не дается, т. к., очевидно, это будут новые виды. Сходные по внешнему виду *Retzia* имеются в большом количестве в верхнем девоне ЮВ. Алтая по р. Юстыд. *Acanthospira aciculifera* (Rowleg)? и *Brachythyris* aff. *peculiaris* (Schum)? аналогичны формам из нижнего карбона С. Америки.

Последняя из перечисленных форм по сообщению доц. Л. М. Шорохова наблюдалась им в коллекции из Горловского бассейна, где имеются вместе с ней и руководящие визейские формы.

По внешнему виду некоторые формы напоминают верхнедевонские *Spirifer conoideus* Roem. и *Spirifer tenticulum* Verp., но изучение их внутреннего строения показало, что они имеют не то септу, не то псевдосептику, что заставляет отказаться от отнесения их к роду спирифер.

Вывод Л. Н. Краевской о возрасте предварительно изученной фауны таков, что он относится скорее к нижнему карбону, нежели к верхнему девону, так как последний в ЮВ. Алтае выражен фаунистически достаточно четко и в целом не похож на собранную нами фауну. Нижнекаменноугольная же морская фауна из ЮВ. Алтая неизвестна, а поэтому возможен ее своеобразный облик. Полевые наблюдения, как уже указывалось выше, устанавливающие с несомненной ясностью синхронность этой фауны с продуктивной толщей, не позволяют принимать для нее какой-либо другой возраст, кроме пермо-карбонового вообще.

Таким образом, предварительное определение фауны, правда, без достаточно четких руководящих форм, говорит скорее всего за то, что наши продуктивные отложения относятся к нижнему карбону. Флора же по данным проф. Хахлова указывает на средне-карбоновый возраст этих отложений.

Такой разрыв в возрастном определении одной и той же толщи может быть отнесен за счет еще плохо установленного возраста растительных видов, т. к. „появление и вымирание растительных форм происходит в

¹⁾ В. А. Хахлов, 1. с.

известном смысле постепенно".¹⁾ С другой стороны, сейчас нет уверенности в том, что наши продуктивные образования в точности соответствуют „Курайской свите“ Хахлова.

Состав верхней красноцветной свиты, имеющей мощность в 40 м, характерен легко разрушающимися породами-пестроцветными, преимущественно бордовыми, глинистыми или туфогеновыми сланцами, различными слабо диагенетизированными эффузивами и очень маломощными прослойками мелко-галечниковых конгломератов. Относительно возраста этой свиты мы имеем лишь данные, что она, повидимому, вообще принадлежит верхнему палеозою, или может быть даже мезозою. Во всяком случае она не похожа на эффузивный *D* Горного Алтая. Отметим значение этой свиты, как поискового признака, указывающего на возможное нахождение под ней продуктивных образований и в других местах района.

Наши наблюдения вместе с приводившимися предыдущими исследованиями дают возможность сделать ряд выводов, противоречащих полной бесплодности поисков пермо-карбонных углей в Горном Алтае.

1. При попытке сравнения стратиграфии Кузбасса в освещении проф. Хахлова и пермо-карбона г. Алтая, вследствие возрастной близости угленосно-Балахонской свиты с „Курайской“, возникает надежда при специальных работах встретить в последней и угли промышленного значения.

2. Пермо-карбонные отложения в Горном Алтае занимали в свое время широкую, сплошную площадь, которая к настоящему времени сокращена и разорвана тектоническими усилиями. Эти отдельные площади, изображенные на современных геологических картах, при специальных исследованиях могут быть увеличены за счет рыхлой толщи и возможно и за счет красноцветных „девонских“ слоев.

3. Тектоника не нарушает продуктивные отложения до такой степени, чтобы угольные пласты, если таковые имеются, были бы недоступны добыче.

4. Состав пермо-карбонных отложений значительно разнообразнее, чем считалось до сих пор: имеются даже осадки мелкого моря, что дает повод думать, что специальные исследования встретят еще большее разнообразие, в том числе может быть и образования с рабочими пластами угля.

5. Общая мощность встреченных нами нерабочих пропластков угля такова (около 0,6 м), что позволяет говорить о значительной относительной насыщенности углями наших продуктивных образований (до 1%).

6. В основном поиски углей в Горном Алтае должны быть сосредоточены в двух относительно крупных площадях пермо-карбона Курайской степи и оз. Сарулу-Куль (первая равна приблизительно 40 км², вторая—20 км²). Обе эти площади легко доступны, т. к. их касаются Чуйский и Улаганский тракты.

В заключение несколько пояснений к прилагаемой карточке. Первое наше знакомство с пермо-карбоном района вызвало у некоторых наблюдателей представление о перевернутом залегании его под красноцветной свитой и известняками с фауной, которые они в поле склонны были считать девонскими, поскольку морских карбонных отложений в Горном Алтае не было известно ранее. Перевернутое же залегание вблизи м-ния ргуги объясняло бы и структуру последнего особым образом. Поэтому выяснению характера залегания пермо-карбона и его стратиграфических взаимоотношений было уделено особое внимание с затратой небольшого объема канавных работ. Эти работы еще раз подтвердили нормальное переслаивание пластика фаунистически охарактеризованного известняка с продуктивными сланце-песчаниковыми образованиями.

¹⁾ М. Д. Залесский—Прения на конференции по стратиграфии Кузбасса. Стенограмма конференции, О. Ф. ЗСГТ, 34 г.

Геологическое строение южного склона Теректинского хребта в Центральном Алтае.

А. С. Егоров.

До сего времени о геологическом строении Теректинского хребта были весьма смутные представления, ибо он, кроме беглых наблюдений Полева, Меркурьева и Нехорошева, детально никем не изучался. На геологической карте Алтая В. П. Нехорошева (1932 г.) южная часть хребта, как и весь ЮВ. и Центральный Алтай, вплоть до ЮЗ. алтайского грабена, закрашен одним цветом „метаморфической серии“, в которую, по мнению ее автора, могут входить разновозрастные формации от нижнего силура до возможного докембрия.

Прошлым летом Уймонская геолпартия Зап. Сиб. Геолтреста, производившая геологическую съемку в Уймонском планшете, развернула свои работы главным образом в южной части Теректинского хребта, как раз в местах распространения этой „серии“. Первые же маршруты показали, что метаморфическая серия состоит из 2 смежных резко различных толщ: 1) толщи кристаллических сланцев на СВ и 2) толщи метаморфизованных песчано-глинистых сланцев на ЮЗ. Между ними наблюдаются зажатые по линии нарушения клинья кембрия; но они развиты главным образом на С от полосы кристаллических сланцев в водораздельной части хребта. Здесь же хорошо представлен в виде небольших полосок фаунистически охарактеризованный девон, за которым далее на С (на С. склоне хребта) широко развит верхний силур.

Из всех формаций самой древней является формация кристаллических сланцев. Она образует горст (который удобно называть Теректинским), длинной полосой вытянутый в направлении ЮВ—СЗ (близком к широтному), согласно преобладающему простираанию слоистости и сланцеватости пород его слагающих. Полоса Теректинского горста проходит по южному склону Теректинского хребта (вдоль него), на ЮВ пересекает Катунь и уходит к Аргуту. Но там, судя по данным Ф. Н. Шахова, подобная формация не встречена; очевидно она еще раньше не доходя Аргута срезана тектоникой¹⁾. К западу Теректинский горст имеет почти широтное простираание, у с. В. Уймона заходит на северные склоны северных отрогов Кату́нских Альп и далее прослеживается вверх по р. Коксе. Ширина этого горста 12—15 км до 20 км (у с. В. Уймона); по простираанию же он прослежен нами почти на 100 км.

Породы Теректинского горста характеризуются большим разнообразием и спецификой состава и структуры и не имеют ничего общего с породами рядом лежащей песчано-сланцевой метаморфизованной свиты кембросилура.

В результате изучения кристаллических сланцев под микроскопом²⁾ оказывается, что они состоят из пара- и ортосланцев. Главнейшие разновидности

¹⁾ Возможно и другое предположение: формация кристаллических сланцев погружается под кембро-силурийскую.

²⁾ Микроскопическое изучение пород произведено А. П. Шмидтом.

ности парасланцев: кварцево-альбито-хлоритовые, слюдисто-кварцитовые (иногда кварциты), серицито-хлорито-карбонато-кварц-альбитовые и серицито-хлорито-карбонатные сланцы. Второстепенные компоненты вышеупомянутых пород: эпидот, реже амфибол; нередко эпидот присутствует в значительном количестве, и тогда к наименованию сланцев добавляется слово „эпидотовые“, а если имеется и амфибол, то „амфиболо-эпидотовые“. Ортосланцы: серицито-хлорито-кварцево-альбитовые, амфиболо-хлорито-полевошпатовые, эпидото-хлорито-альбитовые, альбито или хлорито-амфиболовые сланцы и амфиболиты, более редки кроссито-глаукофановые сланцы. По внешнему облику все породы Теректинского горста отличаются той характерной особенностью, что они, имея облик типичных кристаллических сланцев, нацело утратили (за очень редким исключением) состав, структурные и текстурные особенности исходных пород. Текстура: сланцеватая, чечевицеобразная, полосчатая, иногда стебельчатая и очковая, часто наблюдается массивная (в неясно осланцеванных ортосланцах); изредка видна палимпсестовая текстура. Кристаллические сланцы в общем имеют зеленые тона; главнейшие цвета зеленые, темнозеленые, светлозеленые до серебристо-голубовато-зеленоватых, иногда пятнистые.

Первичный характер пород, послуживших исходным материалом для формирования кристаллических сланцев, под микроскопом устанавливается чрезвычайно трудно, но в некоторых шлифах реликты первичных пород (особенно изверженных) все же сохранились.

По результатам микроскопического изучения устанавливается, что первично осадочные породы, за счет которых развились парасланцы, были известняки и песчано-глинистые отложения; возможны и кремнистые породы. Исходным материалом для ортосланцев послужили древние, как будет показано ниже, повидимому, допалеозойские, магматические породы. В ряде случаев устанавливается, что некоторые ортосланцы развились за счет неоднократного метаморфизма (существенно метасоматического) гранитных пород. Менее четко, судя по реликтам и минералогическому составу ортосланцев, устанавливается довольно существенное значение магматических пород примерно диоритового семейства (эффузивной(?) и интрузивной фаций); из них образовались напр. полевошпато-амфиболовые сланцы и амфиболиты. Создается впечатление, что ортосланцы преобладают над парасланцами.

В кристаллических сланцах сланцеватость ярко подчеркнута т. н. кристаллизационной сланцеватостью, имея самую разнообразную форму изгибов от прямолинейных до извилистых, гофрированных, имеющих иногда сложный облик в виде аммонитовых сутурных линий. Общее преобладающее направление сланцеватости ЗСЗ. от 260° до 315° . Падение сланцеватости обыкновенно крутое—под $\angle 70-90^\circ$, но иногда выполаживается до 45° и даже до 30° (ортосланцы в вершине р. Маргалы); направление падения и северное и южное. Простираение слоистости, которую можно наблюдать только по прослоям мраморов, залегающих в краевых частях горста, в общем совпадает с направлением сланцеватости.

По классификации Грубенмана и Ниггли кристаллические сланцы Теректинского горста можно относить к эпизоне, а частью и к мезозоне.

Вторая толща „метаморфической серии“ В. П. Нехорошева имеет широкое распространение на северных отрогах Катунских Альп, а в районе с.с. Тюнгур, Котанды и Н. Уймоны заходит и на левобережье р. Катунь. Это довольно однообразная толща зеленых метаморфизованных (хлоритизированных, местами окремненных) песчаников и глинистых или песчано-глинистых сланцев; изредка в ней наблюдаются пачки бордовофиолетовых или сероватофиолетовых сланцев. Пласты собраны в крутые, местами в изоклинальные складки, ЗСЗ. простираения, основательно рас-

сланцеваны, а местами (глинистые сланцы) и разлистованы. Фауна в ней нигде не обнаружена. Литологически она очень походит на ту широко-распространенную на Алтае толщу, которую исследователи Алтая относили к кембросилуру, при чем исследователи последних лет склонны считать ее нижнесилурийской.

По обе стороны (особенно по северную) от Теректинского горста местами к нему по тектонической границе примыкают пакеты пород, по составу сильно напоминающие среднекембрийские образования Чаган-Узунского района, исследованного В. А. Кузнецовым. Это белые и темные (битуминозные) мрамора, хлоритовые песчано-карбонатные сланцы, сильно измененные развальцованные основные эффузивы (диабазо-порфиритоиды) и амфиболиты и светлые разлистованные кварцевые кератофиры. Нормальная суммарная мощность этих пород около 500 м. Простирание слоев близко к широтному, и в общем согласно простиранию Теректинского горста. В верховьях Н. Котанды в большом каровом цирке отчетливо видно, как пакет таких пород надвинут с Ю на С на верхнесилурийские известняки под углом 45°.

Верхняя возрастная граница этих известняко-эффузивных пород определяется тем, что их секут небольшие линзовидные тела гипербазитов, нацело перешедших в серпентиниты и рассланцеванных. Возраст гипербазитов для Зап. Сибири, правда, дискутируется и твердо еще не установлен. По данным А. Г. Сивова (1935 г.) в Усинском районе (Зап. Саяны) в базальном конгломерате $Ст_3$ им найдена серпентинитовая галля. Эта находка укрепляет мнение, что возраст гипербазитов не выше $Ст_2$ ¹⁾. Нижняя граница характеризуемой свиты не может быть точно доказана. По аналогии с Чаган-Узунским средним кембрием, ее можно было бы ограничить низами $Ст_2$, но не исключена возможность, что она опустится в $Ст_1$.

Кроме кембрия, подобные же линзы серпентинитов секут и кристаллические сланцы Теректинского горста. Серпентинитовые тела в кристаллических сланцах наблюдаются по р. Ороктою, правому притоку Ак-Кема, на правом берегу В. Котанды близ выхода ее в степь, в вершине р. М. Окола, что впадает справа в Катунь у с. В. Уймон, и в других местах.

На сопке у перевальной седловины между вершинами р. р. Тургунды и Кызыл-Иедыка кристаллические сланцы секутся диабазо-порфиритоидами, которые по составу и степени изменения аналогичны кембрийским амфиболитовым сланцам и порфиритоидам; возможно, первые являются подводящими каналами последних.

Эти обстоятельства, а также и то, что общий характер изменения кембрийских пород значительно слабее, чем тех, существенно интрузивных пород, из которых образовались кристаллические сланцы, говорит за то, что кристаллические сланцы древнее кембрия, по крайней мере среднего. Будут ли они нижнекембрийскими или докембрийскими — непосредственных данных для решения этого вопроса мы не имеем. Наиболее вероятно, что они докембрийские. За это говорят следующие соображения: во-первых, значительная часть кристаллических сланцев произошла за счет интрузивных пород, которые еще до внедрения гипербазитов и Тургундинского гранито-диоритового акмолита были полностью перекристаллизованы, подверглись рассланцевыванию и развитию в них метасоматических минералов и приняли облик настоящих кристаллических сланцев; во-вторых, наибольшее развитие кристаллические сланцы имеют в докембрии и значительно меньшее в кембрии и в третьих подобная толща кристаллических слан-

¹⁾ На Алтае известны еще более молодые змеевики, предположительно девонского или даже последевонского возраста.

цев в составе Sm_1 в Зап. Сибири нигде не встречена. Поэтому предварительно можно считать, что возраст кристаллических сланцев Теректинского хребта будет докембрийский.

Из характеристики кристаллических сланцев мы видели, что первичными породами их были породы осадочные и изверженные—кислые и основные, существенно интрузивные. На вопрос о том, какие породы древнее—осадочные или изверженные—ответить нельзя, ибо если и было контактное влияние последних на первые, то никакого следа от него не осталось. Но может быть и такое положение, что часть изверженных пород древнее осадочных и залегает в ядрах их антиклинальных складок. Ответы на эти вопросы—дело дальнейших исследований.

К северу от Теректинского горста имеет широкое распространение известково-песчано-сланцевая толща, слагающая северо-восточные склоны Теректинского хребта. В пределах исследованного района по р. Казнакте наблюдается лишь южное крыло ее антиклинальной складки, имеющей простирание $SZ: 300^\circ - 310^\circ$. В вершине р. Казнакты внешняя часть крыла сложена светло-зелеными или серовато-зелеными или пепельно-серыми, иногда буровато-серыми песчаниками, в той или иной мере известковистыми, и глинистыми сланцами. Приблизительная мощность 720 м. Стратиграфически ниже наблюдается известково-мергелистый горизонт, мощностью около 630 м. В него входят светлосерые и грязносерые известняки, песчанистые и мергелистые известняки и прослой мергелей. Под ними песчанистый материал начинает преобладать, и известняки снова заменяются песчаниками, местами грубыми. Мощность нижнего горизонта 300 м. Ядро антиклинальной складки не вскрыто, и потому полного разреза этой толщи мы не имеем. В известняках собрана фауна мшанок и криноидей, еще не обработанных. Ю. А. Кузнецовым (1935 г.) в подобной же толще по р. Чые, кроме мшанок и криноидей, собраны кораллы, среди которых имеются: *Pycnostylus* sp. *Favosites tibrosus*, *Palaofavosites*¹⁾, указывающие на верхнесилурийский возраст этой толщи.

В северном контакте Теректинского горста с S_2 или с Sm , вдоль тектонической линии наблюдается узкая прерывистая полоска пород—красноцветно-мергелисто-известковая толща среднего и низов верхнего девона. На водораздельном хребте между вершинами рек Кара-Айры, правого притока В Катанды, и Черной, левого притока Чендека, наблюдается следующий разрез (снизу вверх, с юга на север):

1. Желтовато-красноватые, мелкогалечные конгломераты, нижние горизонты которых срезаны взбросом кристаллических сланцев. Галька конгломератов существенно эффузивная. Видимая мощность горизонта — 35 м.

2. Темносерые и черные известняки, сверху слегка мергелистые и содержащие крупную фауну, брахиопод, среди которых Л. Н. Краевская определяет *Spirifer mucronatus* Conr. и ориентировочно *Stropheodonta* aff. *concava* Hall, которые известны из гампльтонских слоев Америки и характерны для D_2^2 . Мощность — 107 м.

3. Серый известковистый песчаник с растительными отпечатками. Мощностью — 19 м.

4. Серые плотные известняки, которые выше становятся светлосерыми мергелистыми; в верхних пластах содержат фауну брахиопод и кораллов. Мощность — 65 м.

5. Желтосерые известковистые песчано-глинистые сланцы с тонкими прослоями известняка. Мощность — 60 м.

6. Бордово-красные слегка ремнистые мелко- и среднезернистые известковистые песчаники. Мощность — 200 м.

7. Серовато-желтоватый известковистый песчаник с тонкими прослойками известняка и отпечатками флоры. Мощность — 15 м.

8. Желтые обожженные мергелистые известняки в нижнем пласте с фауной брахиопод и криноидей. Мощность — 35 м.

Среди брахиопод Л. Н. Краевской определены *Stropheodonta* aff. *dutertrei* Murch. и *Dalmanella* aff. *tioga* Hall, указывающие на D_3^1 возраст (нижнефранский ярус).

¹⁾ Определения К. В. Радугина

Далее на С разрез внезапно обрывается, и с осадками D_3 по тектонической зоне граничат силурийские (S_2 ?) известково-сланцевые образования. Простираение девонских пород широтное, пад. $S \angle 70-80^\circ$. Отсюда свита девонских пород прослеживается с некоторыми перерывами на восток вплоть до вершины р. Казнакты. Но начиная от В. Катанды в состав ее входят, главным образом, конгломераты и известковистые красноцветные песчаники и сланцы; они, повидимому, тяготеют и к нижнему конгломератовому горизонту предыдущего разреза. Галька конгломератов состоит, главным образом, из диагенетизированных основных и кислых эффузивов (лаблаторовых или андезитовых порфиритов, фельзитовых порфиров и кератофиров; реже наблюдается галька развальцованных диабазо-порфиритов, известняков и кварца. Размеры гальки обыкновенно довольно крупные (5—10 см), а в вершине р. Казнакты в конгломератах наблюдаются и крупные, преимущественно порфиритовые валуны, размером до 1,5—2 м в диаметре; здесь же видно трансгрессивное залегание конгломератов на развальцованных диабазо-порфиритах кембрия.

Кроме осадочных и метаморфических пород, в исследованном районе имеют большое развитие интрузивные породы; в сумме они занимают около 400 кв. км или 20% площади всего планшета. Из них:

1. Тургундинская интрузия (по р.р. Тургунде и Берткему) довольно сложного состава от щелочных до нормальных гранитов и от нормальных гранитов до кварцевых диоритов и диоритов; изредка наблюдаются и габбро-диориты. Тело тургундинской интрузии имеет форму акмолита, линейно вытянуто по сланцеватости кристаллических сланцев и приурочено исключительно к этой древней формации. Контактный метаморфизм выразился в образовании роговиков, эпидотизации, окварцевании и незначительном скарнировании; местами (по Катуні) наблюдаются инъекционные гнейсы, жилы пегматитов и аплитов. Непосредственных материалов, которые бы позволили установить возраст этой интрузии, не имеется. Судя по интенсивному катаклазу, специфике и изменению состава, и приуроченности ее к Теректинскому древнему горсту, предварительно можно относить ее к салаирской тектонической фазе.

2. Серпентинитовые линзообразные небольших размеров тела, размещенные по тектоническим линиям в поле среднего кембрия и в краевых частях горста кристаллических сланцев. Серпентиниты образовались, повидимому, за счет автометаморфизма гипербазитов, внедрившихся по тектоническим трещинам, и также связаны с салаирским диастрофизмом.

3. Небольшие конкордантные тела милонитизированных, а частью и расланцеванных гранитов и банатитов по р.р. Мульте, Катандам (в вершинах), Ак-Кему у Ороктоя и в вершине Казнакты расположены в поле S_1 и S_2 . Наиболее вероятный возраст их—нео-календонский.

4. В северной части планшета в верховьях р.р. Н. и В. Катанды, Чендека, Теректы наблюдаются многочисленные дайки микро-габбро-диоритов или диабазо-диоритов. Характерно, что во многих из них наблюдается мелкая вкрапленность пирита. Дайки эти секут формацию S_2 и лежащие в ней граниты по азимуту $SZ: 330-350^\circ$ и вместе с последними подвергались раздавливанию. Севернее в районе Онгудая по данным Ю. А. Кузнецова такие же дайки секут эффузивы D_2 .

5. Дискордантные лакколиты гранито-банатитовых пород, которые выглядят довольно свежими и мало измененными. Они имеются по р.р. Араскану, правому притоку Ак-Кема, Казнакте и на Катуні в районе с. Катанды. Залегают в формациях S_1 и S_2 и имеют облик варисских гранодиоритов и очевидную с ними возрастную связь.

6. Варисскими же, быть может и более молодыми, являются дайки кварцевых порфиров.

Не останавливаясь на истории формирования района, а она как видно из предыдущего сложна событиями, отметим лишь некоторые моменты.

1. Еще до кембрия страна пережила сложную историю своего развития. Повидимому, несколько фаз тектонического диастрофизма сопровождалась внедрением довольно крупных плутонов кислых и основных магм. Под действием (неоднократным) термодинамических сил и горячих растворов породы подвергались глубокому видоизменению: расщеплению, перекристаллизации и метасоматическому развитию в них новых минералов. В то же, повидимому, время в земной коре наметились глубокие трещины, индивидуализировавшие отдельные блоки, в том числе и Теректинский.

2. Обособление Теректинского блока к началу кембрия делает понятным, почему именно все палеозойские формации имеют одинаковое, поразительно выдержанное СЗ. ЮВ. простираение слоев и расщепления. Повидимому, этот блок был как бы барьером, к которому приспосабливались складки палеозойских формаций.

3. Трещинные зоны, как наиболее ослабленные участки земной коры, являлись удобными путями для всякого рода магматических внедрений или извержений. Уже в $Ст_2$ они были использованы гипербазитовой магмой, образовавшей небольшие линзовидные, цепочкой вытянутые тела, расположенные вдоль линии нарушения.

Последующие дизъюнктивные перемещения также приспосабливались к древним трещинам и подновляли их.

Из полезных ископаемых следует отметить те, которые связаны с магматическими образованиями. С Тургундинской интрузией связана кварцево-халькопиритовая, частью кальцито-гематитовая минерализация, но она довольно рассеяна, и крупные скопления не обнаружены (наибольшая минерализация наблюдается по р. Н. Катанде). Повидимому, с варисскими интрузиями связаны кварцевые жилы, иногда пиритизированные и содержащие золото. Случайно взятые несколько штучных проб, все оказались золотосодержащими.

Некоторые данные о полезных ископаемых Ойротии.

А. И. Александров.

Из сравнительно большого числа известных разнообразных месторождений полезных ископаемых, расположенных в пределах Ойротского Алтая, к настоящему времени только м-ния россыпного золота разрабатываются старательскими артелями. Ведутся также большие разведочные работы на крупном Чаган-Узунском ртутном м-нии, которое по своим запасам и содержанию металла в руде займет, видимо, одно из первых мест в Союзе. Проектируются также большие работы на Ак-Ташском ртутном м-нии. Другие полезные ископаемые области не разрабатывались (если не считать небольших работ на м-ниях асбеста).

Геологическая изученность территории Ойротской Автономной Области очень незначительна (по подсчетам Б. Ф. Сперанского около 39% площади), что главным образом лежит в основе противоречивых оценок минерально-сырьевых возможностей Ойротии. В порядке изучения отдельных точек полезных ископаемых Ойротии, в 1935 г. ЗСГТ была организована Ойротская тематическая партия, которой было поручено осмотреть ряд ранее известных м-ний полезных ископаемых и дать промышленную оценку их. В течение лета (2¹/₂ м-ца) партией осмотрено 18 м-ний, расположенных на очень большой площади, главным образом, в бассейне реки Катуни от пос. Иня до села Айское.

Здесь мы описываем только один участок, находящийся к югу от г. Ойрот-Тура и захватывающий Кайнчинское россыпное м-ние золота на западе, Сугульский марганцовый район на востоке, устья речек Чичка и Куюм на юге и г. Ойрот-Тура—на севере. В этом районе имеются россыпные и коренные м-ния золота, м-ния марганца и мраморы.

В геологическом строении района (см. геол. карту) принимают участие докембрийские породы, представленные микрокварцитами, известняками, кремнистыми сланцами и небольшими телами основных интрузий. Эти породы на указанном участке являются наиболее широко распространенными.

Меньшим развитием пользуются кембрийские породы, расположенные в западной части описываемого района. В состав их входят мраморизованные известняки, мраморы и сероватозеленые хлоритовые сланцы с небольшими силловыми телами эффузивных пород. Последние были встречены в районе села Кайнча.

Силурийские породы вытянуты узкой длинной полосой от курорта Чемал по рекам Чичка и Майма почти до г. Ойрот-Тура. В состав их существенно входят зеленые хлоритовые сланцы, широко распространенные на территории Алтая. Контакт между породами силура и докембрия (по исследованиям А. М. Ненахова) тектонический. Имеется также в бассейне р. Маймы небольшой островок девонских отложений.

Интрузивные породы развиты сравнительно слабо. Мы имеем выхода гранодиоритов около дер. Бирюля, ЮВ. с. Карасук и в бассейне р. Куюм.

Все эти изверженные породы относятся к интрузиям герцинского возраста.

В этом районе нами осмотрены м-ния золота, марганца и встречены свалы бурых железняков, на этих м-ниях мы и остановимся.

А. Золото.

1. Каинчинский прииск расположен в 27 км к СЗ от г. Ойрот-Тура, на устье р. Каинчи, впадающей в р. Устюбу.

М-ние впервые описано С. А. Яковлевым в 1906 г., хотя разработка россыпей по р. Каинча велась и раньше. К моменту геологических исследований, проведенных С. А. Яковлевым, найденные ранее богатые россыпи были уже выработаны, а новых золотоносных площадей не разведано. Тем не менее россыпное золото еще в дореволюционное время работалось артелями в течение 9 лет. В 1934 г. работы возобновились.

Золотоносный пласт приурочен к террасовым речниковым отложениям. Он имеет мощность от 0,20 до 1,50 м. Мощность же рыхлой толщи в участках работы артелей колеблется от 4 до 12 м, причем торфа левого берега имеют большую мощность по сравнению с таковыми правого берега, но по составу они почти аналогичны.

В состав гальки и обломков речников входят черные и серые известняки, зеленые хлоритовые сланцы и белый кварц, отдельные слабо окатанные гальки которых имеют до 0,5 м в диаметре. Плотиком служат преимущественно зеленые сланцы и реже серые известняки.

Золотоносный пласт левого берега имеет некоторый уклон под наносы, указывающий, что древнее русло реки врезалось на данном участке несколько глубже, чем современное. Примерно в 25 м от бровки террасы этого берега у дер. Каинча в 1935 г. был задан разведочный шурф, глубина которого к моменту нашего отъезда достигла 7,5 м, причем разрез его аналогичен таковому в естественном обнажении.

В правом берегу выходят коренные породы около самого русла, возвышаясь над уровнем реки на 2—3 м. На них залегает золотоносный слой небольшой мощности, прикрытый речными наносами, достигающими 3—4 м.

Очевидно, золотоносные россыпи распространены в левом берегу под дер. Каинча и даже за ней ближе к склону возвышенности. Несомненно, что мы имеем здесь древние речные золотосодержащие россыпи. Наличие крупной окатанной гальки в нижних слоях речных отложений указывает на более многоводный характер реки в прошлом.

Выше дер. Каинча в данное время река подмывает левый берег, на склоне которого встречена кварцевая жила.

В районе м-ния развиты рассланцеванные кристаллические известняки кембрийского возраста. Среди них встречаются довольно мощные слои зеленых хлоритовых сланцев того же возраста. Простираение толщи, на СВ с крутым падением на СЗ, но структура толщи очень сложна, и элементы залегания ее меняются очень часто. На левом берегу р. Устюбы, у самого устья кл. Сухой Лог, имеются выхода силловых эффузивных пород.

Такие же породы встречены нами и по левому берегу р. Каинча, между Кравковым и Матвеевым логами.

Наиболее богатые золотоносные участки приурочены к полосам сланцев. Это объясняется, видимо, тем, что золото легче осаждалось на ребристой поверхности сланцев, т. к. направление течения реки почти перпендикулярно к сланцеватости ¹⁾.

¹⁾ В последние годы на Алтае старатели работают „шеханное“ золото, т. е. золото, задерживающееся на ребристой поверхности пород при быстром течении рек.

В сланцевой толще имеется заметное количество мелких кварцевых жил, расположенных по сланцеватости. Некоторые из них сильно обохрены и возможно являются золотоносными. Анализы образцов таких жил, произведенные еще С. А. Яковлевым, показали заметное содержание золота.

Золото в россыпи является слабо окатанным и иногда даже пластинчатым. Более крупное золото встречается в россыпи вверх по р. Каинча в пределах дер. Верхн. Каинча, но произведенные небольшие (далеко недостаточные для оценки) разведки россыпей показали непромышленное содержание *Аи*. Кварцевые свалы в русле реки и высевки кварца среди сланцев наблюдаются до самой вершины р. Каинча. Также обещающим участком является и долина Сухого лога. Здесь в русле небольшого ключа встречается сильно обохренный кварц, а в вершинах ключа и на его склонах—мелкие кварцевые жилки и высевки кварца. В правой вершине найдена кварцевая жила мощностью до 1,5 м, по простиранию прослеженная на 15 м. Кварц имеет светлосерый цвет, крупнозернистый, со стеклянным блеском. Оруднения незаметно.

Кроме мелких жилок, в районе Каинчи встречаются и более крупные кварцевые золотоносные жилы. В 1935 г. старателями (со слов Управляющего Каинчинским рудником т. Порфирьева) была вскрыта кварцевая жила, расположенная на правом берегу Каинчи в районе кладбища. Она описана, как содержащая золото, С. А. Яковлевым и нами не опробована, т. к. ко времени нашего приезда жила была уже завалена. Вторая кварцевая жила находится на левой стороне р. Каинчи, примерно в 0,5 км от деревни, встреченная при проходке водоприемной канавы. Жила имеет мощность до 30 см, по простиранию совершенно не прослежена. Простирание ее ЮВ—150°, падение на СВ под углом 50°. Она залегает в зеленых сланцах и ее простирание совпадает с отдельностью этой толщи. Широкое распространение кварцевой гальки во всех прилежащих к Каинче логах и ключах, а также кварцевые высевки и присутствие золота на большом расстоянии по р. Каинче дают основание предполагать, что в районе могут быть встречены кварцевые жилы с промышленным содержанием золота.

Этот район заслуживает интереса еще и потому, что в шлихах, взятых у старательских артелей, встречаются шеелит и киноварь, вместе с золотом встречается незначительное количество и осмистого иридия.

Поисковые работы в первую очередь необходимо поставить на левой террасе р. Каинчи в пределах прииска, в ключах Сухой лог, Спорный и в вершине самой р. Каинчи.

2. Бирюлинское м-ние расположено на правой стороне р. Майма, против долины р. Бирюля и находится на запад с. Бирюля.

М-ние представлено двумя кварцевыми жилами мощностью от 3 до 18 см, причем эти жилы по падению соединяются, образуя одну. Рядом с нею проходит кварцевый прожилок, мощностью около 4 см. Простирание жилы почти перпендикулярно к рассланцевке хлоритовых сланцев и имеет направление СВ 55°, пад. ЮВ под углом 75°.

Кварц серого цвета, крупнозернистый. Внутри жилы встречаются хорошо выраженные мелкие кристаллики горного хрусталя. В кварце имеются включения галенита, окисленных сульфидов, а на поверхности развиты светложелтые охры (по канареечно-желтой окраске—серебро-свинцовые).

Боковые породы представлены зелеными хлоритовыми сланцами, которые очень тонко рассланцеваны в направлении СЗ.335°, падение на ЮЗ под углом 80—85°. Около жилы эти сланцы оталькованы и окремнены. В отдельных участках сланцев вблизи кварцевой жилы имеются мелкие включения железной слюдки, в результате выветривания которой на поверхности порода приобретает буроватую окраску.

Рудник ранее разведывался карьерами, которыми жила обнажена по

падению на 4—5 м и по простиранию на 8 м, а в обнажениях она прослеживается на 15 м.

В районе этой жилы мы осмотрели выхода и свалы с целью поисков новых кварцевых жил. Оказалось, что изредка встречаются отдельные мелкие свалы, а иногда и линзочки размером до 1 м по простиранию. Во всех этих свалах и выходах только в одном образце встречено небольшое количество галенита.

Несмотря на высокое содержание золота в жиле, по своим размерам она не может являться выгодной для разработки.

3. Хлоритовые сланцы, являющиеся боковой породой описанной кварцевой жилы, вытянуты полосой почти в меридиональном направлении. В южной части описываемого участка среди этих сланцев течет речка Чичка (Узкий лог). В русле этой речки на расстоянии 1 км вверх по течению от с. Бешпельтир встречается большое количество кварцевых свалов. Кварц серого цвета, крупнозернистый, со слабожирноватым блеском. В отдельных участках кварцевых свалов имеются включения сульфидов (пирит и халькопирит), причем эти сульфиды расположены около измененных боковых пород, заключенных в кварце. Здесь же встречается кварц темносерого цвета, крупнозернистый. В нем имеются небольшие пустоты, выполненные очень мелкими (до 2 мм длины) кристаллами горного хрусталя, а некоторые пустоты заполнены охрами желтого цвета. Кварцевые свалы по рч. Чичка прослежены на протяжении 3 км. В некоторых кварцевых свалах заметны тонкие марганцовые пленки (пиролюзит) и даже выполнение марганцовыми соединениями тонких трещинок.

Район р. Чичка никем не исследовался. Широкое распространение кварцевых золотосодержащих свалов в долине р. Чичка является доказательством ее золотоносности. Поэтому по простиранию толщи хлоритовых сланцев от р. Катунь (устье р. Чичка) до с. Бирюля необходимо организовать поисковые работы на россыпные и коренные м-ния золота.

В. Марганец.

Марганцовые свалы, широко распространенные в районе горы Сугул, по левым притокам р. Паспаул, по рч. Убе II около дер. Софроновки, около дер. Пановки и в вершинах реки Ташта, описаны Г. Д. Афанасьевым. В 1934 г. в районе горы Сугул, дер. Пановки А. А. Месяниновым были проведены поиски, давшие отрицательные результаты. По мнению самого автора размер поисковых работ был далеко недостаточным. На описании этого района марганцового оруденения в данной статье мы не останавливаемся.

В 1935 году Ойротской тематической партией, по указанию г-на г. Ойрот-Тура В. А. Шебалина, было осмотрено коренное м-ние марганца, расположенное в 1,5 км на север от с. Бирюля, Ойрот-Туринского аймака. Оно находится на правой стороне реки Маймы на высоте около 150 м над уровнем долины реки и лежит к ЮЗ от горы Сугул на продолжении линии марганцового оруденения, которая установлена экспедицией Академии Наук СССР.

М-ние представлено линзой, прослеженной нами по простиранию на 16 м и имеющей мощность от 0,7 до 0,9 м (см. эскизную карточку). Рудное тело разбито трещинами на отдельные участки, вследствие чего в плане линза кажется изогнутой. Кроме линзы в кремнистых сланцах и кварцитах встречаются мелкие жилки (мощн. до 1 см) и налеты марганцовых соединений.

Руда имеет темносерую до черной окраску. Твердость руды в основном высокая и только изредка встречаются участки, мажущие руки. По внеш-

нему виду руда состоит из псиломелана и пиролюзита с большим содержанием кварца.

Микроскоп показывает, что наибольшим развитием в руде пользуется псиломелан. Пиролюзит распространен значительно меньше. Кроме этих минералов встречается гематит, лимонит и из нерудных—кварц. Химический анализ штучной пробы средней руды, взятой из линзы, показал содержание MnO —16,78%; MnO_2 —28,69%; FeO —нет; F_2O_3 —1,39%; S —0,03%; SiO_2 —38,70%; P —0,10%; CoO —0,08%; NiO —0,04%; Ca —1,49. Анализ показывает, что руда имеет достаточно высокое содержание окислов марганца, но большое количество кремнезема снижает ее качество.

Рудная линза залегает среди кремнистых сланцев, которые с удалением от нее сменяются кварцитами. Кремнистые сланцы рассланцеваны в направлении СВ 45°, им следует простирание линзы, которая имеет направление СВ 30°, падение на ЮВ под $\angle$ 80—85°. К востоку от месторождения широко развита докембрийская толща, в состав которой входят микрокварциты, известняки и описанные кремнистые сланцы. Общее простирание докембрийской толщи СЗ 330°, падение на ЮЗ под углом 75—80°, но породы около рудного тела сильно разбиты и рассланцеваны в направлении СВ 50°. К этому нарушению и приурочена линза марганцевой руды.

Микроскопические исследования показали, что сланцы состоят из глинистого материала кварца, карбонатов и рудных минералов. Глинистый материал образует отдельные слои, имеющие пльчатость, образовавшуюся до окремнения. Кварц распределяется в сланцах неправильными участками и не следует слоям глинистого вещества, а метасоматически замещает его. С моментом окремнения связано образование сульфидов, присутствие которых можно установить по наличию лимонита и пустот по своей форме напоминающих пустоты, образованные при выщелачивании пирита. На стенках этих пустот наблюдается лимонит.

К западу от м-ния развиты хлоритовые сланцы. по аналогии с другими районами Алтая А. М. Ненаховым отнесенные к силуру. Контакт между кварцитами и хлоритовыми сланцами дизъюнктивный. Сланцеватость имеет простирание СЗ 330°, падение на ЮЗ под углом 80°.

Среди хлоритовых сланцев силура марганцевого оруденения нами не встречено, если не считать марганцевых пленок в кварцевых жилах, описанных вместе с золотоносностью р. Чички.

Приуроченность м-ния к зоне нарушения и наличие в руде небольшого количества гематита и халькопирита дают возможность высказаться за эндогенное образование марганцевых м-ний. Отсутствие первичных марганцевых минералов, затрудняющее решение вопроса о генезисе м-ний, объясняется тем, что изучаемые руды взяты из зоны окисления.

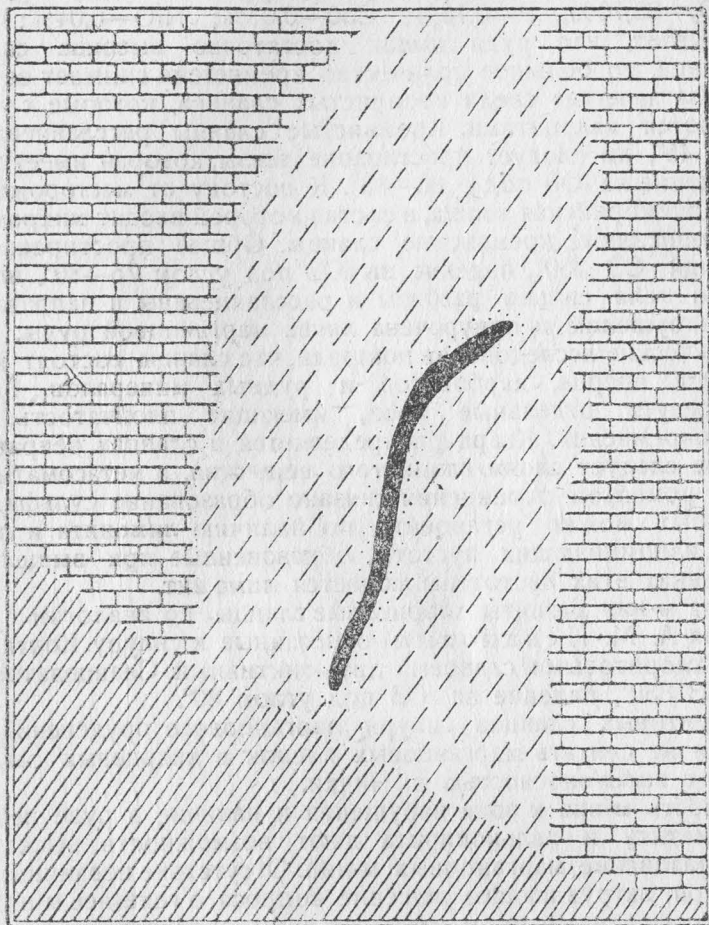
С. Бурые железняки.

В аллювии русла реки Шак-Шак в районе поселка того же названия нами встречено значительное распространение свалов бурого железняка, прослеженных на протяжении около 0,5 км. Макроскопически бурые железняки имеют плотное строение с заметной пористостью в отдельных участках. Окраска их буроватая, но в местах пор они покрыты желтыми бархатистыми охрами.

Микроскоп показывает, что в состав их входит, главным образом, лимонит, кое-где изредка встречаются сульфиды, представленные чрезвычайно мелкими зернами, что затрудняет более точное их определение; скорее всего это будет халькопирит. Химический анализ одной штучной пробы дал содержание железа 21,10%, марганца—0,32%, окиси кальция 0,20% и окиси магния—0,19% при наличии золота.

Эскизная карточка Бирюлинского марганцевого месторождения
1935 год

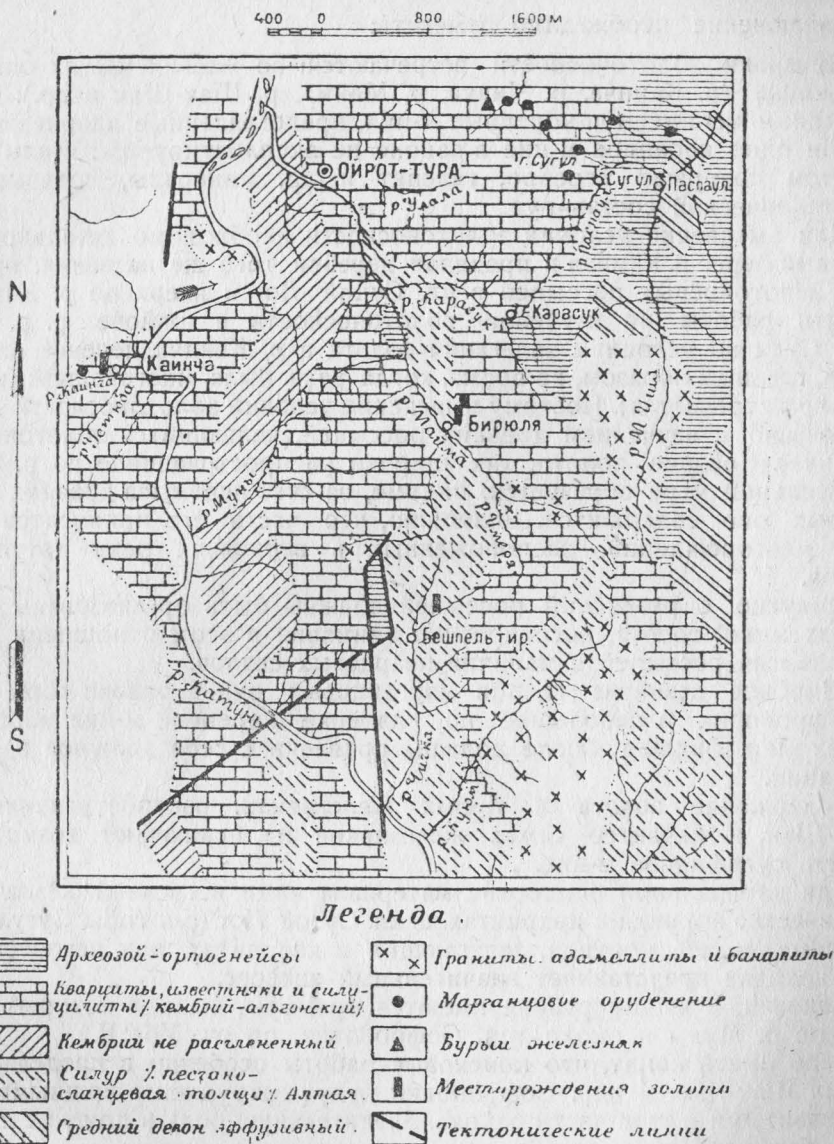
2 0 2 4 6 8 км



Л е г е н д а

- | | |
|---|--|
|  Кварциты |  Рудное тело |
|  Ожелезненная зона |  Зеленые сланцы |
|  Брекчистые сланцы | |

Геологическая карта расположения месторождений золота и марганца в районе рек
Каинчи, Маймы, Чички и Паспаула
(по Н. Н. Горностаеву)
1935 год.



По внешнему виду и составу эти железняки напоминают таковые из зоны железной шляпы сульфидных м-ний. Химический и минералогический состав частично подтверждает это предположение. Не исключена возможность открытия в районе р. Шак-Шак (левой вершины р. Ташты) сульфидного м-ния.

В заключение необходимо отметить:

1. Признаки золотоносности встречаются во многих частях описываемого района (р. Каинча, р. Чичка, р. Майма, р. Шак-Шак и др.). Наряду с россыпями мы имеем и коренные м-ния, представленные кварцевыми жилами. Ни одно коренное м-ние в районе не эксплуатируется. Жилы вместе с золотом содержат серебро, галенит и др. минералы, показывающие полиметаллический состав руд.

2. Для выяснения условий золотоносности необходимо детально разведать левый берег р. Каинча в пределах деревни того же названия, провести поиски золотоносных россыпей в кл. Сухой Лог и вверх по р. Каинча и поставить работы по изучению золотоносности в районе р. р. Чичка-Майма. Судя по условиям залегания золота в р. Каинча перенос его происходил, главным образом, во время, когда река была многоводной (косовое золото не встречается). Поэтому выяснение условий золотоносности должно быть связано с изучением древних россыпей, являющихся золотоносными (р. Каинча). Косовое золото, так широко распространенное по р. Катунь, в значительной мере образуется, видимо, за счет перемиыва древних террас, в которых оно содержится. Возможно, что часть его приносится из коренных месторождений, расположенных в верховьях реки Катунь и ее притоков.

3. Попутно с разведкой россыпей должны быть организованы поиски коренных м-ний золота, сосредоточив внимание в этом отношении на районах развития россыпей и наличия кварцевых свалов.

4. Широкое развитие свалов марганцевых руд в районе горы Сугул, дер. Софроновки и небольшое по размерам коренное м-ние марганца в пределах дер. Бирюля также должны привлечь к себе должное внимание организаций.

5. Содержание золота в бурых железняках, распространенных по р. Шак-Шак, и характер самих железняков не исключают возможности встретить сульфидное м-ние.

6. При камеральной обработке материала нами встречено незначительное количество корунда в кварцитах из кл. Сухой Лог (р-н горы Сугул). Промышленных м-ний корунда, залегающих в кварцитах, нам неизвестно, но данная находка представляет значительный интерес.

7. Наконец, в нашем районе имеются мраморы, выхода которых встречаются по р. Муны и около дер. Софроновки, по рч. Уба II.

8. Надо иметь в виду, что поисковые работы особенно в пределах горы Сугул, р. Шак-Шак и дер. Софроновки будут затруднены мощными наносами, развитыми в этой части района. Значительную роль в поисках должны сыграть геофизические методы разведки.

9. Организация геолого-поисковой партии для работ в описанном районе, по нашему мнению, совершенно необходима.

Морены ледников Белухи.

И. М. Мягков.

Введение.

Вопрос о правильном расчленении постплиоценового ледникового периода на Алтае представляет актуальную научную проблему для геологии не только Алтая, но и всей Западной Сибири.

Имеющиеся к настоящему времени данные позволяют рисовать картину былого оледенения еще только в самых общих чертах, часто противоречивых у отдельных авторов. В частности, до настоящего времени не имеется даже единой точки зрения на количество оледенений на Алтае. Некоторые исследователи Алтая (Нехорошев, Резниченко) выделяют два оледенения, другие (Гранэ, Шахов) считают возможным выделить три и, наконец, третьи (Кузьмин, Тюменцев)—устанавливают четыре оледенения Алтая, синхронизируя их с альпийскими оледенениями.

Если вопрос о количестве оледенений Алтая остается еще дискуссионным, то совершенно не изученным остается вопрос о последних стадиях оледенения Алтая. Современное оледенение Алтая обычно рассматривается, как остатки последнего (вюрмского) оледенения, и все следы недавней ледниковой деятельности в высокогорных частях Алтая в виде моренных отложений в карах свободных ото льда, подпруженных каровых озер, каменных россыпей и пр.—относятся к последнему оледенению. Тем не менее, этот общий вывод не является доказанным, особенно если принять во внимание, что для Алтая еще совершенно неизвестна роль последних движений ледников, значение которых явно недооценивается при изучении ледникового периода в высокогорных частях Сибири, так же как и в вопросах формирования поверхности земли, а равно и при рассмотрении вопроса смещений зон природы.

Правильное понимание последних событий в оледенении Алтая заслуживает значительного внимания для уяснения процесса современного оледенения Алтая, а также для разрешения ряда геоморфологических и геологических вопросов¹⁾. Указанная тема все больше и больше привлекает к себе внимание в новейшей литературе, но остается совершенно не изученной для Алтая, для которого мы не имеем ни одного систематического описания моренных отложений близ современных ледников, как и ни одной работы, посвященной этому вопросу.

В настоящей статье излагаются некоторые наблюдения и выводы, полученные автором в результате специальной поездки для изучения моренных отложений ледников Белухи, а также делается попытка поставить перед исследователями некоторые проблемы, связанные с оледенением Алтая.

¹⁾ Так, например, в последней сводке об итогах геологического изучения Зап. Сибири за 1935 г. проф. М. А. Усов подчеркивает важность установления возраста моренных отложений на Акташском рудном м-нии. (Вестник ЗСГТ № 6, 1935 г.).

Моренные отложения ледников Белухи.

Массив г. Белухи представляет из себя резкое возвышение Катунского хребта, состоящее из метаморфических сланцев, гнейсов и гранитов. Длина его по хребту около 15 км и общая площадь около 60 кв. км. Белуха имеет две крупных вершины в 4540 м и 4440 м и между ними перемышку—седло, шириной около 1,5 км и высотой—4050 м, круто обрывающееся в сторону Аккемского ледника и более полого спускающееся в сторону Катунского. Склоны Белухи и седло покрыты фирновыми полями, дающими начало крупнейшим ледникам Алтая: Мюшты—Айры (Кочурлинский)—7 км на западном склоне; Аккемский (Родзевича)—7 км на северном; Мен-Су (Иедыгемский)—10 км на восточном; Берельский—7 км на юго-восточном; Катунский (Геблера)—8 км на южном и Черный—5 км на юго-западном и несколько более мелкими, с общей поверхностью оледенения около 60 кв. км. Граница снеговой линии для Белухи определяется Троновыми (18) на высоте около 2700—2800 м.

Переходим к непосредственному описанию моренных отложений.

1. Катунский (Геблера) ледник, наиболее известный из ледников Алтая, находится на южной стороне р. Белухи. Впервые ледник был описан Геблером в 1835 г., после которого Катунский ледник посетил в 1880 г.—Ядринцев, а в 1895, 1897, 1898 и 1911 г.г. был изучен проф. В. В. Сапожниковым, оставившим наиболее подробное описание его (15—16). Позднее ледник посещали бр. Б. В. и М. В. Троновы, К. Г. Тюменцев и ряд других исследователей. В 1935 г. ледник посетила альпиниада КрайОПТЭ. Катунский ледник, как вообще и все другие ледники Алтая, не имеет монографического описания, как не имеют описания и моренные отложения, и наши сведения о нем базируются преимущественно еще на данных В. В. Сапожникова¹⁾. Вообще нужно отметить явное отставание гляциологического изучения Алтая от уровня современной гляциологии.

Катунский ледник, имеющий длину около 8 км, образуется снежинками южного склона г. Белухи: двух ее вершин и седла. Ледник, разделенный на три основных потока: восточный, средний и западный, ниже „Раздельного гребня“, соединяется в один поток, который и выходит в долину р. Катунь, оканчиваясь ледниковой стеной на высоте около 2100 м²⁾.

Последнее время ледник сильно отступает, сокращаясь как в длину, так и в своем объеме. В 1895 г., по данным Сапожникова, ледник находился в 180 саж. (384 м) от своей конечной морены. С 1897 г. по 1911 г.,

¹⁾ В 1932 г. ледник был заснят и изучался экспедицией К. Г. Тюменцева, но эти материалы еще не опубликованы.

²⁾ Необходимо отметить, что до настоящего времени мы не имеем достаточно точно определенной высоты конца Катунского ледника. Сапожников (15) в 1895 г. на карте указывает высоту конца в 2050 м, на карте 1901 г.—2000 м. Тронов Б. В. в 1925 г. (17) определяет высоту в 2000 м, а в работе 1931 г.—1955 м. Блумберг (2) исток Катунь по трехверстной карте определяет в 2240 м. Баранов (1932 г.) в 2138 м и по моим измерениям—2090. Если принять во внимание, что с 1895 г. по 1935 г. высота должна была измениться, т. к. ледник отступил почти на 600 м, а также взаимное подтверждение определений Баранова и моего,—я принимаю эту высоту и на нее ориентированы высотные отметки расположения морен, приводимые мною ниже.

Вообще нужно отметить недостаточно точное определение высот у ледников Алтая и их неувязки у различных исследователей—столь необходимые для общих выводов в геоморфологических и гляциологических исследованиях. Это относится не только к определениям отдельных исследователей, но даже и трехверстной карте. Отметки высот, взятые с различных планшетов трехверстки, как указывает Блумберг, плохо согласуются между собою, приложенные же один к другому листы, относящиеся к различным годам исследования, обнаруживают коренное несогласие, так, р. Катунь на 11 км оказывается смещенной на 1 км против первоначального положения, что дает неувязку в 43 м.

по данным Сапожникова, ледник отступил на 243 м, с 1911 по 1927 г., по данным Троновых (19), дополнительно отступил на 202 м, с 1926 по 1931 г.—на 57 м (19), с 1931 по 1933 г. на 24 м¹⁾ и с 1933 по 1935 г., по моим измерениям (29/IX), еще на 26 м. В настоящее время короткий ледниковый язык лежит как бы в корытообразном углублении, заключенном между боковыми склонами долины, составляющем его прежнее ложе, окаймленной замкнутой моренной системой. Все пространство между моренами и ледником носит совершенно свежие следы ледниковой деятельности. Поверхности склонов долины лишены растительности и как бы выглажены ледником. Все валунное поле между конечной мореной и ледником покрыто валунами и лишено растительности.

Вся площадь недавнего пребывания ледника окружена замкнутой моренной системой, состоящей из береговых морен, в виде высокого гребня, начинающихся от фирновых полей и идущих параллельно по обоим бортам долины, на высоте около 50 м (см. фото 1 и 2). Береговые морены заканчиваются валом конечной лобовой морены, протягивающейся в виде дуги от одного конца долины до другого, высотой около 10—15 м.

В настоящее время ледник находится от лобовой морены, примерно, в 1,2 км. Внешняя сторона лобовой морены—более отлогая и имеет уклон в 45—50°, внутренняя—более крутая. Моренный вал состоит из сравнительно небольших валунов, преимущественно из метаморфизованных сланцев, роговика и гнейсов, покрытых сероватым наносом ледниковой мути. Как береговая, так и лобовая морены имеют весьма свежий вид и лишены растительного покрова, резко отграничивая собой пространство, занимаемое недавно ледником, от склонов долины, покрытых растительностью. Вал конечной морены в двух местах прорван водами р. Катунь, которая в настоящее время течет, однако, только через прорыв—в левой стороне морены.

При отложении I конечной морены Катунский ледник был на 1,2 км длиннее и на 70 м ниже по сравнению с современным его положением.

Таким образом, мы здесь имеем I моренную систему—самого позднейшего наступания ледника.

В 25—30 м от конечной морены, а местами почти вплотную примыкая к ней, имеются остатки II конечной морены в виде небольшого вала, размытого по краям потоками р. Катунь, которые еще недавно омывали ее с обеих сторон, судя по промоине в правом боку I лобовой морены. Во всяком случае, во время Геблера Катунь огибала эту морену с двух сторон. Остатки этой морены имеют около 3—5 м высоты и около 20 м длины (см. фото № 1 и черт. 1). Камни морены слегка покрыты желтоватого цвета лишайником, выделяющим эту морену от выше лежащей I морены.

По обоим склонам долины (особенно это отчетливо видно на левом борту), метров на 25 выше I береговых морен, находится еще ряд береговых морен свежей сохранности, в виде высокого гребня из мелкого щебня (см. фото № 1 и 2 и чертеж № 1). Эти береговые морены не подходят вплотную к II лобовой морене и не образуют с нею замкнутой системы, но не вызывают особого сомнения в том, что они соответствуют II лобовой морене, или второму, более давнему стоянию ледника, по величине продвижения ледника почти равного продвижению ледника, отложившему I моренную систему, но превосходившего его более высоким уровнем.

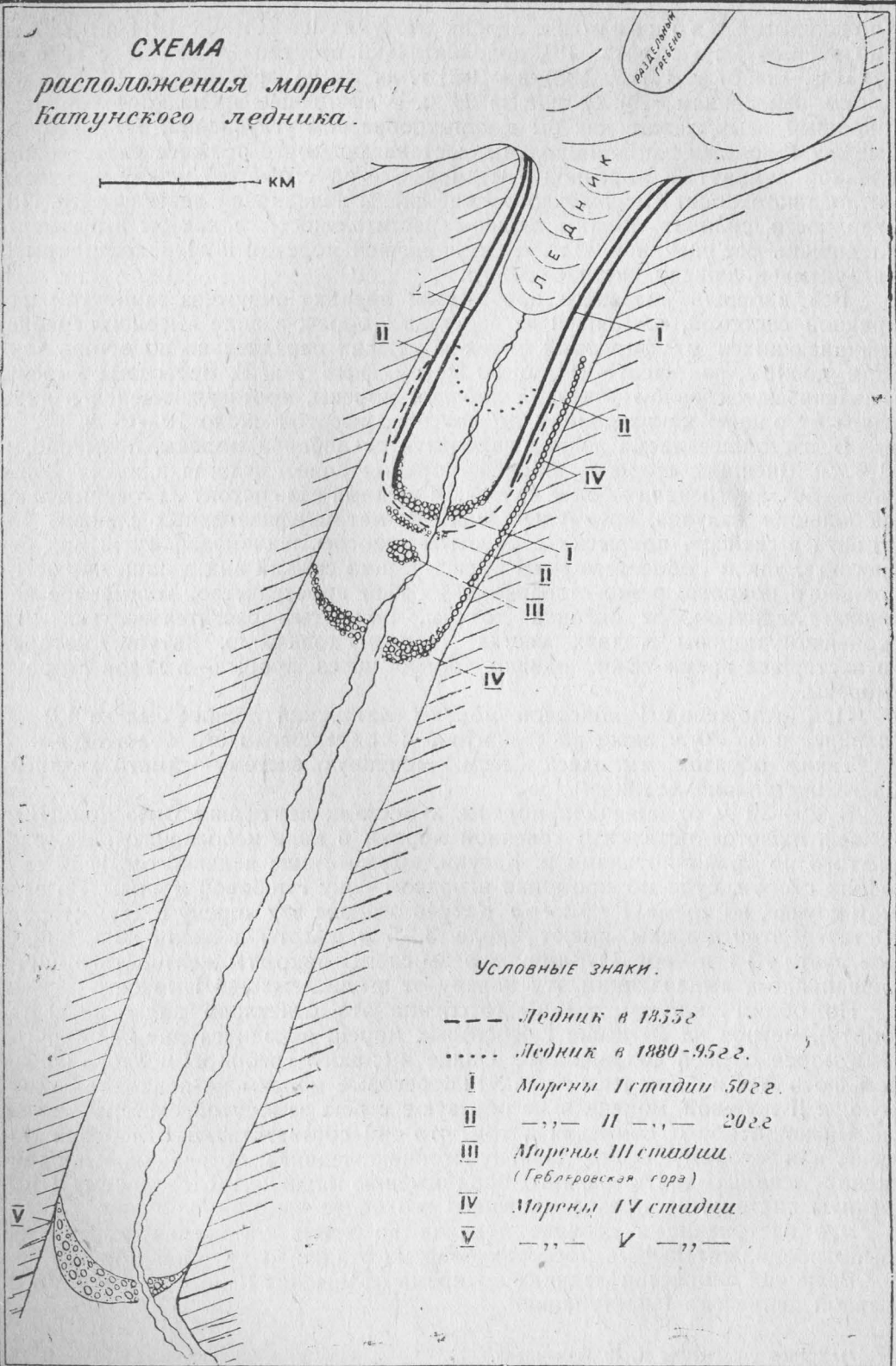
Это наступание и стояние ледника во время отложения морены не было продолжительным, поскольку оно не отложило крупной морены.

Величина депрессии ледника во время отложения II морены была почти равной депрессии I наступания.

¹⁾ Устное сообщение К. Г. Тюменцева.

СХЕМА
расположения морен
Катунского ледника.

— KM



Условные знаки.

- Ледник в 1835г.
- Ледник в 1880-1895гг.
- I Морены I стадии 50гг.
- II —, — II —, — 20гг
- III Морены III стадии
(Геблеровская гора)
- IV Морены IV стадии
- V —, — V —, —



Фот. 1. Катунский ледник. Цифрами обозначены моренные системы.

Фото К. Т. Тюменцева.

В 60—70 м далее от этой морены находится почти овальной формы холм—остаток более старых морен до 10 м высотой, состоящий из весьма крупных валунов сильно выветрившихся, потрескавшихся и покрытых лишайником и мохом (см. чертеж № 1 и фото 1), а также поросший древесной растительностью. Весь холм, камни которого имеют зеленоватый оттенок патины из-за лишайников покрывающих его, значительным размером своих валунов, степенью их выветренности и растительностью резко отличается от вышележащих более молодых морен. На поверхности холма растут сильно искривленные отдельные деревца пихт и ольхи. Мною были сделаны два среза стволов ольхи (*Alnus fruticosa*). Подсчет годовых колец, любезно проведенный научным сотрудником Биологического Института Н. С. Хиченко, показал возраст одной пихты в 135 лет (диаметр ствола 7 см), другой—125 лет (диаметр 6 см). Проф. В. В. Сапожников также определял возраст одной из пихт (*Abies sibirica*) с этой морены и на основании подсчета годовых колец определил его в 130 лет (15).

Эти данные говорят за то, что между временем отложения II и III морен прошел сравнительно значительный промежуток времени, во время которого морена была размыта по краям и от нее сохранился лишь этот холм, описанный еще в 1835 г. Геблером (6), по имени которого Ядринцев и назвал его „Геблеровской горкой“.

На 600—700 м ниже III морены (Геблеровской горки), несколько не доходя до водопада Россыпного, имеются остатки IV, еще более старой морены. Они состоят из вала крупных валунов, задернованного и поросшего деревьями и травянистой растительностью, размытого по середине почти во всю ширину долины р. Катунь. Остатки этой морены сохранились как с правой, так и с левой стороны долины Катунь, в виде обрывков моренного вала, состоящего из крупных валунов. Эта IV лобовая морена с левой стороны долины, примерно, на высоте 25 м, переходит в береговую морену, которая, однако, дальше к леднику четко не обозначается, на левом же борту долины около ледника на 20—25 м выше II береговой морены она выражена крупными сильно выветрившимися валунами, покрытыми мохом и лишайниками.

По крупности валунов, степени их давности и морфологическим формам морены резко отличаются от более молодых береговых морен (I и II), указанных ранее, более позднего уровня стояния ледников (черт. № 1).

Я склонен эти береговые морены увязать с IV лобовой мореной, поскольку она находится на уровне более высоком, чтобы можно было связывать ее с III конечной мореной (Геблеровской горкой) и продолжение ее можно констатировать в виде обрывка на левом склоне долины около IV лобовой морены. Береговые же морены III конечной морены, вероятно, были уничтожены наступавшими ледниками во время 2-й стадии, которая по величине продвижения ледника, как было указано, достигла почти III морены (Геблеровской горки), на 60 м не доходя до нее, и отличалась высоким уровнем стояния.

Наконец, в 7 км от ледника (ниже метеорологической станции) долину реки Катунь перехватывает и отклоняет в сторону мощная лобовая морена до 70—80 м высоты, покрытая дерном и деревьями (см. черт. № 1). С левой стороны долины морена через узкую щель прорывается р. Катунью, течение которой за нею резко понижается. Ниже по течению реки Катунь за этой мореной, по правой стороне долины можно наблюдать многочисленные следы действия ледников: полированные скалы и пр.

Таким образом, в пределах 7—8 км пространства близ Катунского ледника можно наблюдать 5 стадий более высокого стояния ледника, причем I, II и III по величине продвижения ледника и депрессии его были почти равны. Но нам неизвестна отправная точка наступания во время III стадии,

поэтому полного знака равенства между ними ставить нельзя. Так как ледник перед депрессией, во время III стадии мог быть выше, чем перед I и II, о чем и имеются некоторые данные по аналогии с известными моренными системами в других горных районах, то и депрессия могла быть больше. Во время IV стадии ледник выдвигался на 0,7 км дальше, чем во время III и был значительно выше, о чем говорят боковые морены, и депрессия его была на 20 м ниже, т. е. около 100 м. Во время отложения V морены ледник был на 6 км длиннее чем во время отложения I морены и депрессия ледника во время этого наступания была около 200—250 м.

Катунский ледник является единственным ледником Алтая, у которого оказывается возможным установить время отложения самых юных морен. Для этой цели необходимо сравнить описание Катунского ледника у наиболее ранних путешественников с современным его положением.

Первое из известных нам описаний района Катунского ледника принадлежит Бунге (10), посетившего долину Катунского ледника 22/VI (по новому стилю) 1829 г. Бунге, заинтересованный вопросом о причине замутнения воды в р. Катунь, совершил поездку к Катунскому леднику, однако, из-за снега, бурных потоков и россыпей с камнями, до самого ледника не дошел и не дал его описания.

В 1835 г. Катунский ледник посетил Геблер, который и дал первое описание Катунского хребта и Катунского ледника (6). Описание Катунского ледника, данное этим наблюдательным натуралистом, имеет огромное значение для установления времени отложения последних морен.

Геблер подробно описывает Белуху и Катунский ледник, отмечая, что ледник, разделенный широкой, каменной стеной, круто спускается с фирнов Белухи. Эти потоки „сливаются у подножья каменной стены и затем, более покато, спускаются в долину Катунь, которую и заполняют до краев“ (разрядка моя—И. М.). И далее— „В нескольких шагах от нижней стенки (ледника), а местами почти вплотную к ней, находилась состоявшая из вышеозначенных каменных обломков, лишенная видимого ледового покрова, более давняя морена простирающаяся вплоть до обоих истоков Катунь и достигающая 4—6 локтей в высоту, а иногда еще меньше. 20 сажен ниже видна посредине долины еще одна возвышенность, не превышающая 6 сажен, овальной формы, покрытая обломками тех же поросших лишайником, горных пород, она обращена своей широкой стороной к леднику. Повидимому здесь мы имеем дело с древней мореной, обе стороны которой были размывы бушующими истоками Катунь. Летом они окружают возвышенность на некотором расстоянии и сливаются ниже ее. Края морены были смыты в половодье, так что осталась одна середина, ибо форма холма и крутые, но не слишком, каменные скаты, окаймляющие долину гор, не указывают на то, что обломки скопились здесь при падении с соседних склонов. Судя по всему этому, ледник был прежде значительно длиннее и выше“.

Геблер дальше отмечает, что оба хребта по сторонам Катунь „даже и летом белеют пятнами снега, но все-же заросли до самых вершин. До середины-же высоты, здесь кое-где доходят, правда, отдельные старые, искривленные или полузасохшие лиственницы и кедры, причем весьма редко близ них наблюдаются и молодые деревья“.

„По краям долины еще в июле находились местами небольшие снеговые поля, вероятно, остатки горных лавин“.

Сравнивая современное положение ледника и вышеописанные моренные системы, с приведенным описанием Геблера, можно сделать следующие, весьма интересные выводы:

1. Катунский ледник в 1835 г. был значительно больше, по сравнению с современным его состоянием. Он был, примерно, на 1,2 км длиннее и соответственно толще и шире.



Фот. 2. Береговые морены Катунского ледника. цифрами обозначены два ряда береговых морен, нижняя из которых (I) относится к стадии 50 г.г. и верхняя (II) к стадии 20 г.г.

2. Нижний конец ледника находился в нескольких шагах, а местами—почти вплотную подходил к валу II конечной морены, описанной мною выше.

3. Эта II конечная морена была отложена ледником незадолго до посещения ледника Геблером, поскольку конец ледника еще не отошел от нее на более значительное расстояние.

4. Соответственно своей большой длине, ледник был значительно шире и толще, или, как указывает Геблер, „заполнял до краев“ долину, которую в настоящее время он оставил совсем, и только близ фирнового поля выступает коротким и сравнительно узким языком (см. фото № 1).

На основании этого мы вправе сделать вывод, что II береговые морены и соответствующая им II конечная морена, были отложены во время констатируемого нами наступания.

5. Первая конечная морена и соответствовавшие ей береговые морены в 1835 г. еще не существовали и были отложены позднейшими наступаниями ледника.

6. III лобовая морена (Геблеровская горка) была отложена значительно раньше посещения ледника Геблером; действительно:

а) это морена, состоящая из весьма крупных валунов, была уже в 1835 году смыта по бокам двумя потоками р. Катунь;

б) она уже при Геблере поросла лишайниками и растительностью;

в) срезы деревьев с этой морены, сделанные Сапожниковым и мною, указывают на то, что они имеют уже возраст нескольких столетий.

7. Весьма любопытными данными являются также сообщения Геблера о более значительном развитии снежников в долине р. Катунь, чем в настоящее время, что является вполне закономерным явлением, поскольку линия снегов была, безусловно, ниже.

Следующее по времени описание морен Катунского ледника мы имеем в труде Гельмерсена, который при упоминании о Катунском леднике пишет, что „две более древние лобовые морены, находятся недалеко от нижнего конца ледника“ (5). Впрочем, Гельмерсен сам непосредственно у ледника не был и описание его дает по данным Геблера.

Через 45 лет, в 1880 г. Катунский ледник посетил Ядринцев, который дал новое описание ледника по состоянию его в 1880 г. (20).

Из этих описаний видно, что ледник отстоял „в 600 аршинах (200 саж.) от начала морен“, что „впереди главной морена, саж. в 20 находится холм в 6 саж. из камней“, (т. е. III лобовая морена—Геблеровская горка). При посещении на другой день пишет, что „перейдя ряд этих старых морен, мы поднялись на позднейший вал, покрытый щебнем, осколками и глыбами острых камней. Под нами обнаруживалась мощь ледника саж. в 15 толщины“, т. е. поднялись на I лобовую морену, с которой и можно видеть весь ледник.

Из этих кратких выдержек можно сделать дополнительные выводы, а именно:

1. Ледник со времени посещения его Геблером в 1835 г. отступил к 1880 г. на 170—180 саж. (384 м)¹⁾.

2. Между временем посещения ледника Геблером (1835 г.) и посещением его Ядринцевым (1880 г.) ледник успел сделать новое наступание и остановку во время которого отложил „главную“ лобовую морену, т. е. I замкнутую моренную систему и после ее отложения начал интенсивное отступление, продолжающееся, как видно из вышеприведенных данных, до настоящего времени.

¹⁾ Я имею ввиду отступление от II морены, а не от Геблеровской горки („начало морен“—Ядринцева).

Через 15 лет после Ядринцева (1895 г.) ледник посетил проф. Сапожников, который дает наиболее подробное описание Катунского ледника, составляет план его и в течение позднейших посещений 1897, 1898 и 1911 г. уделяет ему значительное внимание.

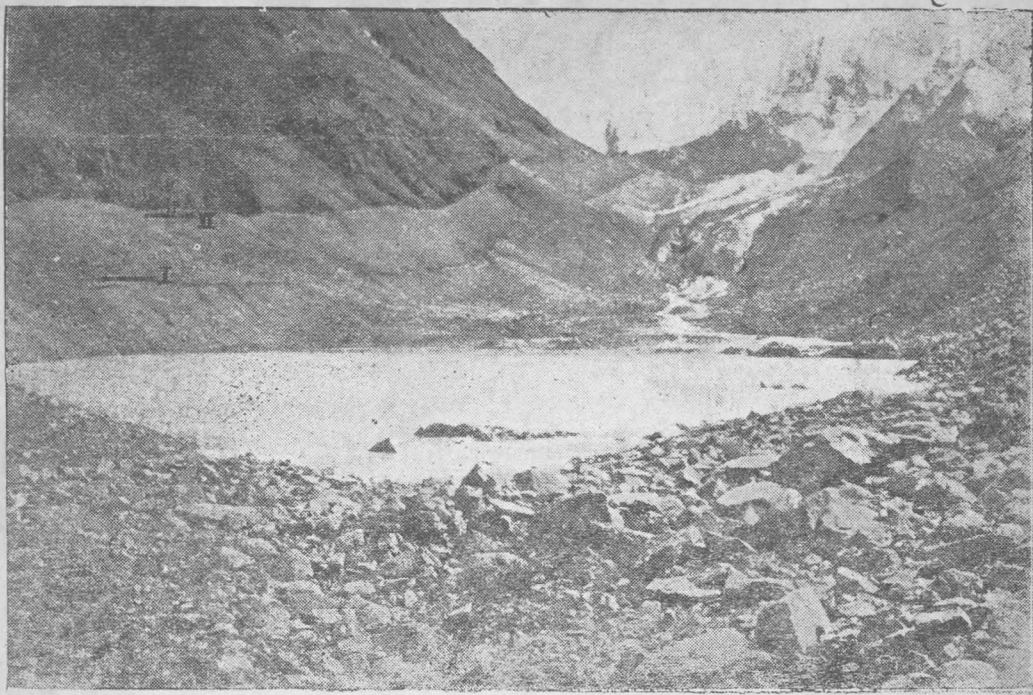
В своем первом описании Сапожников также отмечает III морену, как наиболее резко заметную и по склону—II береговые, причем на плане, приложенном к его работе, вторая береговая морена соединяется с III лобовой (Геблеровской горкой), а первые—с впереди лежащей мореной. Второй лобовой морены, очевидно, ввиду ее незначительных размеров и близости к первой лобовой морене, на плане не выделяется. Они соединены в сплошное валунное поле, обозначенное у конца ледника. Из нашего описания видно, что такое соединение является неправильным и, II береговые морены, резко отличающиеся степенью своей сохранности от III лобовой морены (Геблеровской горки), следует соединять со II лобовой мореной, остатки которой отмечал еще и Геблер в приведенном мной переводе. Расстояние от Геблеровской горки до ледника, Сапожников определяет в 200 саж., причем здесь же делает вывод о том, что ледник со времени Геблера за 63 года отступил на указанную величину (15)). Этот вывод В. В. Сапожникова является не верным потому, что после посещения Геблера ледник сделал еще одно крупное наступление и остановку, отложившее 1 лобовую и 1 береговые морены и после отложения их начал отступать—следовательно, интенсивность отступления его будет более значительна, чем считает Сапожников.

Более поздних описаний морен Катунского ледника мы не имеем.

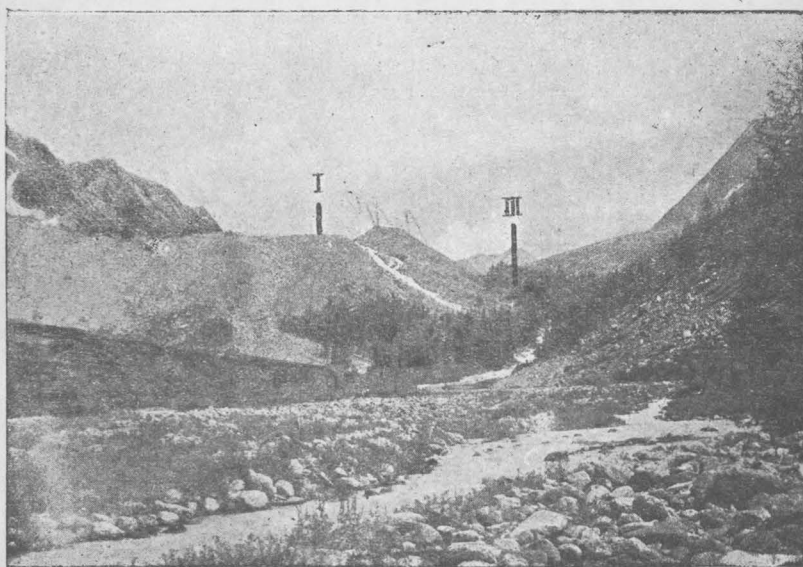
2. Морены Берельского ледника. Берельский ледник посетил—Сапожников, Троновы, Тюменцев и Ядринцев и др. Наиболее подробно ледник был описан В. В. Сапожниковым. Берельский ледник также не имеет законченного монографического описания, в частности, недостаточно ясно взаимоотношение области питания ледника с его языком. Берельский ледник (Большой и Малый) находится в ЮВ. углу Белухи и состоит из двух потоков, или из двух ледников—Большого и Малого, слабо соединяющихся между собою под конечными моренами, в 2 км до нижнего конца. Большой поток получает свое питание от снежников, залегающих на восточной вершине Белухи и на ближайших частях отрогов. Общая форма Большого Берельского ледника (без боковых потоков) имеет форму буквы S. Малый Берельский ледник также образуется несколькими потоками между Берелью и Иедыгемом и отчасти водоразделом с Большим Берельским ледником.

Каждый из потоков несет огромное количество моренных гряд, покрывающих почти сплошь ледник на его конце и в нижней части. В настоящее время эти моренные выносы совершенно отгородили ледник от долины, и он лежит на этих моренных отложениях, образующих его ложе и стенки. Берельский ледник залегает за огромной конечной мореной позднейшего происхождения, резко возвышающейся над долиной и видимой еще за несколько километров до ледника. Эта морена, достигающая высоты до 120 м переходит слева в береговую морену, образующую также крутой вал, за которым находится глубокий узкий ров, отделяющий моренную систему вместе с заключенным в нее ледником от левого склона долины. Во рву с шумом течет р. Б. Берель. С правой стороны ледник подходит вплотную к отвесному склону горы и четких морен не образует. Высоту конца ледника мы принимаем 1950 м (по Сапожникову¹⁾).

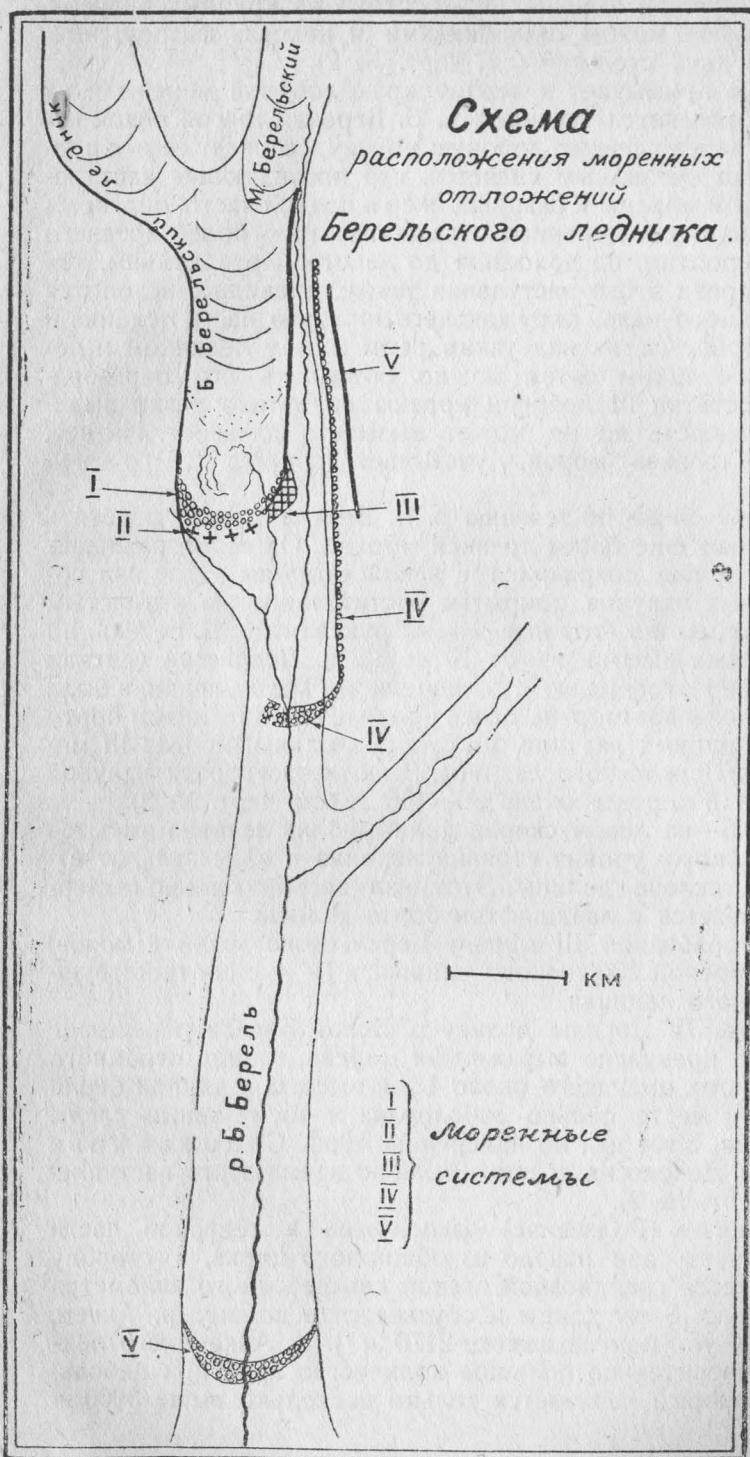
¹⁾ Как я отмечал, ледники Алтая в настоящее время не имеют достаточно надежных отметок абсолютной высоты. Высота приводится по В. В. Сапожникову, но она определена им недостаточно точно, т. к. определение было проведено во время грозы и конец ледника засыпан валунами. Эту же высоту приводят и Троновы.



Фот. 3. Аккемский ледник со стороны Верхнего Аккемского озера, которое подпруживает лобовая морена I стадии. С левой стороны фотографии резко выделяются две береговые морены нижняя (I) из которых относится к стадии 50 г.г. и верхняя (II) к стадии 20 г.г.



Фот. 4. Конечная морена Берельского ледника. Цифрами указаны стадии морен



Черт. 2.

Отмеченная нами морена состоит из сравнительно небольших валунов, покрытых серым налетом ледниковой мути—она носит весьма свежие следы своего образования и лишена растительности. В сторону долины она обрывается крутой стеной, также как и в сторону рва. В основании морены, в нижней ее части имеются валуны, слегка покрытые желтоватого цвета лишайниками. В валунах этого основания моренного холма я склонен видеть остатки более древней морены, которая затем была перекрыта позднейшим наступанием ледника, отложившим за новую морену и вместе образовавшее этот огромный моренный вал.

Итак, я различаю две моренных системы Берельского ледника в главной морене. Позднейшую из них (верхнюю), синхронизирую с I моренной системой Катунского ледника, а более раннюю, лежащую в основании—со II моренной системой. Они так же как и у Катунского ледника близки по времени своего образования, а поэтому морфологически мало отличимы.

В левой части главной лобовой морены сохранились

остатки более древней лобовой морены. Она состоит из крупных валунов, покрытых растительностью—мохом, лишайниками и поросла кедром, имеющим возраст не менее двух столетий (см. черт. № 2).

Эта морена вплотную примыкает к левому краю лобовой морены и от левого склона долины отделяется течением р. Б. Берель, другой поток которой, прорывающийся через главную лобовую морену, обтекает ее и с правой стороны. Совершенно очевидным является, что последующие наступания ледника достигли этой морены и разрушили ее в правой части, перекрыв моренным валом. С левой же моренные отложения этого более древнего наступления ледника, вероятно, не доходили до левого борта долины, так как левая береговая морена этого наступления также, очевидно, находится в основании этого огромного вала, окружающего нижнюю часть ледника и возвышающего в некоторых частях над узким рвом между ледником и долиной до 120 м. Только таким путем можно объяснить его образование. Во всяком случае остатки III лобовой морены настолько резко выделяются, что самостоятельность ее не может вызывать сомнения. На нее, как на остатки более древней морены, указывает и проф. Сапожников (16).

На расстоянии 1,5 км ниже по течению р. Б. Берели можно отметить прекрасно выраженный вал еще более древней морены. Он перегораживает долину р. Б. Берель и лучше сохранился с левой стороны. Этот вал состоит из весьма крупных валунов, покрытых растительностью и толстым слоем моха. В нескольких местах этот вал размыт рукавами р. Б. Берель, но сохраняется на ее островах. Высота его от 10 до 15 м. Депрессия ледника во время его отложения по отношению к современному концу ледника была на 90—100 м. ниже. Эта конечная морена далее продолжается на левом борту долины в виде гряды крупных валунов по склону долины, против III морены и далее до Малого Берельского ледника. Высота этого ряда валунов над долиной и рвом близ III морены около 80—100 м (см. черт. № 2).

Выше ее метров на 25—на левом склоне долины близ ледника имеются остатки еще более высокого уровня стояния ледника в виде вала, отчетливо выделяющегося на склоне долины. Этот вал весьма сильно задернован и совершенно сливается с ландшафтом борта долины.

На основании ряда признаков III морену Берельского ледника можно синхронизировать с III мореной Катунского ледника, а IV — с соответствующей IV мореной Катунского ледника.

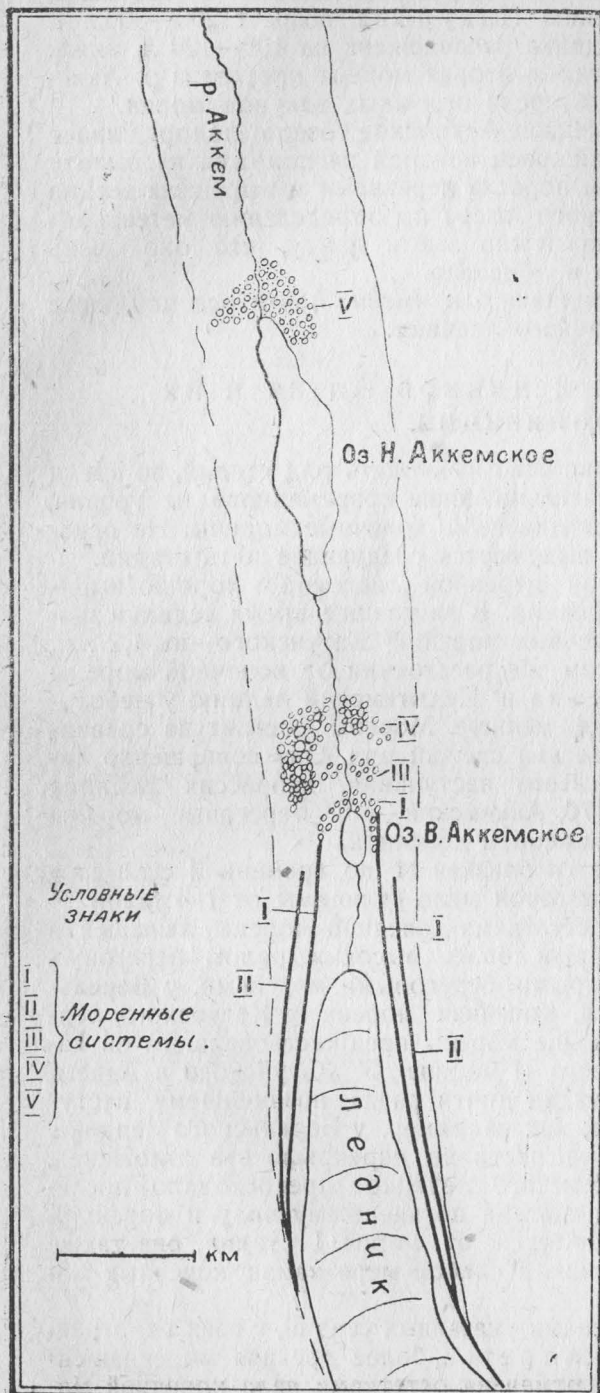
Наконец, в 5 км ниже IV морены долину р. Белой Берели перерезает во всю ширину долины прекрасно выраженная морена, в виде огромного вала, сильно задернованного, имеющего около 15 м высоты и длиной около 600 м. Б. Берель, в этом месте сильно заболочена и носит явные следы недавнего подпруживания. Этот вал по измерению проф. Сапожникова лежит на высоте 1560 м. Депрессия ледника была во время этого наступления около 400 м (см. черт. № 2).

3. Аккемский ледник (Родзевича) расположен в северной части массива Белухи и получает свое начало из обширного цирка, в сторону которого Белуха обрывается грандиозной стеной свыше одного километра высотой. Он имеет около 8 км длины и спускается в долину р. Аккем, обрываясь ледяным 50 м уступом на высоте 2170 м¹⁾. У Аккемского ледника резко выражено относительно большое количество льда при небольшой площади цирка, который начинается только несколько выше 3000 м высоты (12).

¹⁾ По данным Сапожникова, конец ледника имеет отметку 2110 м и оканчивался около В. Аккемского озера. В настоящее время ледник от озера отступил метров на 400 при уклоне 12°. Троновы в одной из работ приводят высоту конца ледника 2140 м.

Схема

расположения моренных отложений
Аккемского ледника.



Черт. 3.

В настоящее время Аккемский ледник сильно отступает от своей последней морены.

Аккемский ледник изучался проф. Сапожниковым, В. П. Нехорошевым, П. Н. Падуровым. Он был также посещен М. В. и Б. В. Троновыми, К. Г. Тюменцевым и позднее О. А. Алекиным и Д. П. Барановым (1).

Морены Аккемского ледника впервые описаны Н. Н. Падуровым (12,) которым и были отмечены в пределах 5 км четыре моренных системы.

У Аккемского ледника выделяются следующие моренные системы.

I—самая юная моренная система выражена конечной мореной, подпруживающей Верхнее Аккемское озеро (см. фото 3 и черт. 3). Ледник расположен, примерно, в 1 км от этой морены и на 60 м выше нее. По склонам долины конечная морена имеет продолжение в виде береговых морен. Выше этих береговых морен расположен второй ряд береговых морен в виде гребней (см. черт. 3 и фото 3). Как первая моренная система, так и вторая, остатки которой сохранились в виде второго ряда береговых морен, носят весьма свежий вид своего недавнего происхождения и морфологически не отличаются друг от друга.

В 50—80 м далее по долине от I лобовой морены расположена вторая лобовая морена на 20 м ниже I морены, состоящая из беспорядочного нагромождения очень крупных валунов, характеризующая более древний уровень ледника. Морена этой стадии состоящая из нагромождения огромных валунов имеет высоту около 50—60 м и поросла растительностью, валуны покрыты лишайником и мохом (см. чертеж № 3).

II конечная морена не соответствует II береговым моренам—

это резко заметно, если сравнить состав их валунов, степень сохранности и их размеры, а также степень выветренности.

В нескольких десятках метров ниже по долине, частично примыкая к ней, имеется третий мощный вал конечной морены из очень крупных валунов гнейса и гранита, покрытый мохом, растительностью и поросший деревьями, имеющими по определению Падурова возраст 200—300 лет. Морена по отношению к концу ледника расположена на 100—120 м ниже. Высота морены 30 м. Как первая, так и вторая морена прорезана р. Аккемом, который с шумом прорывается среди огромных валунов морен.

Наконец в 5 м ниже ледника, Нижне-Аккемское озеро подпруживает еще более древняя морена, внешний конец которой расположен на высоте 1925 м. Эта морена покрыта дерном, поросла деревьями и выражена весьма мощным валом. Глубина Н. Аккемского озера по определению метеорологической станции около 15 м, но нужно иметь ввиду, что оно очень сильно занесено ледниковой муťou и обмелело.

Таким образом, у Аккемского ледника мы имеем почти все моренные системы, отмеченные ранее у Катунского ледника.

Стадии наступания ледников Алтая и их синхронизация.

Итак, у указанных ледников можно ясно наблюдать ряд стадий, во время которых ледники опускались значительно ниже современного их уровня, продвигаясь в долину и вынося впереди себя конечные морены. На основании имеющегося материала ясно выделяются следующие пять стадий.

1 стадия отмечается замкнутой моренной системой с хорошо выраженными крупными конечными моренами. В настоящее время ледники значительно отступили от своих конечных морен. У Катунского—на 1,2 км, у Аккемского около 1 км. На таком же расстоянии от конечной морены находится по данным Ф. Н. Шахова и Иедыгемский ледник; у небольших каров ледников это расстояние меньше. Морены состоят на сравнительно мелких валунов и имеют весьма свежий вид. Они совершенно лишены растительности. Во время этого наступания, депрессия ледника была около 60—80 м (Катунский—70, Аккемский—60). Береговые морены четко выражены и являются продолжением конечной.

Наряду с этой стадией выделяется близкая ей по времени II стадия морфологические признаки морен которой мало отличимы от I-стадии. У Катунского ледника она отмечена остатками конечной морены, лежащей в 25 м от I конечной морены и вторым более высоким рядом береговых морен. У Аккемского ледника—вторыми береговыми моренами, у Берельского—остатками конечной морены. Конечная морена у Катунского ледника этой стадии по величине меньше морены предшествовавшего ей наступания (III морена) и позднейшего (I морена). У Катунского и Аккемского ледников депрессия этой стадии почти равна позднейшему наступанию или даже немного меньше, как например, у Берельского ледника, поскольку последующее наступание частично перекрыло эти отложения, но по уровню у Катунского и Аккемского ледников превосходило последующее наступание. Эта моренная система по внешнему виду и морфологическим особенностям мало отличается от морен I стадии, она также почти лишена растительности и лишь в слабой мере камни конечных морен покрыты лишайниками.

Почти рядом с конечными моренами указанных стадий, у всех осмотренных ледников резко ограничивается третья, более древняя моренная система. У Катунского ледника она отмечена остатками вала конечной морены (Геблеровская горка), у Берельского обрывком, примыкающим к

I конечной морене, у Аккемского II валом конечной морены. Морены отметившие это более древнее стояние, резко отличаются от морен I и II стадий весьма крупными размерами своих валунов, сильной выветрелостью их и степенью покрытия растительностью. Все валуны этих морен покрыты мохом и лишайниками, а морены поросли деревьями. Депрессия опускания ледников в долину близка к депрессии I и II стадии, но возможно она не является равной им по абсолютной величине, т. к. исходное положение ледника перед этой стадией было выше. Определенных данных об этом мы не имели. Но аналогия с ледниками других изученных районов, а также некоторые другие данные, дают основания для такого предположения.

Четвертая стадия у Катунского ледника отмечена обрывками конечной морены около склонов долины и грядой береговой морены по левому склону долины в 700 м от III морены. У Берельского ледника она также отмечается валом конечной морены и у Аккемского—третьим валом конечной морены. Крупные валуны этих морен сильно выветрены. Морены покрыты растительностью и поросли деревьями. Депрессия этой стадии у Катунского ледника—100 м, у Берельского 90—100 м и у Аккемского—100—120 м.

Наконец, в 5—7 км от осмотренных ледников располагаются весьма мощные конечные морены пятой стадии, перегораживающие поперек всю долину реки и обычно подпруживающие ее. У Катунского ледника эта морена расположена в 7 км от ледника и на 200—250 м ниже его. У Аккемского ледника морена подпруживает Нижне-Аккемское озеро, при депрессии ледника около 250 м у Берельского ледника вал морены находится в 7—8 км ниже ледника. Депрессия его была во время этой стадии около 400 м.

Перед нами встает вопрос о времени наступания ледников, отложивших эти морены. Прежде всего следует отметить, что все эти морены расположены столь близко к современному леднику, носят весьма свежие следы своего образования и депрессия, отложившая их настолько не велика для ледниковского периода, что они не могут быть отнесены к ледниковскому периоду, а должны рассматриваться, как отложения последних величайших послеледниковых наступаний ледников Алтая.

Эти наступания ледников совершенно не изучены в горных районах Сибири и значение этих событий обычно совершенно не учитывается в истории современного оледенения. Они стоят как-бы на грани прошлой истории земли и современной ее жизни и являются подлинным мостом между геологией и историей. Поэтому и метод, применяемый для изучения этих отложений состоит с одной стороны в применении геоморфологического анализа, а с другой стороны в рассмотрении этих наступаний в историческом аспекте. Оба эти пути направлены к одной основной цели рассмотрения указанных событий в их историческом процессе.

В последнее время в гляциологии доказано, к каким прекрасным результатам можно прийти, применяя этот комбинированный способ исследования. Труды Меркантона—о старых моренах Ронского ледника, Мухе на—о ледниках долины Шамони, Кинцль—о моренных отложениях Восточных Альп (8) и Кинцль о моренах ледников Швейцарских Альпах и группы Мон-Блан (9)—на прекрасные работы которого и выводы мы будем ниже неоднократно ссылаться, являются достаточно убедительным примером чтобы на нем останавливаться более подробно. Необходимо только вспомнить, что в русской литературе со времени работы Пенка и Брюкнера „Альпы в ледниковую эпоху“ принято считать, что последнее оледенение имело ряд стадий отступления, которым было дано наименование по альпийской терминологии—бюль (β), гшниц (γ) и даун (δ). Позднее была выделена перед стадией бюль еще одна, названная а м е р з е е (α),

причем Пенк считал, что „значительного снижения линии снегов более не наблюдалось и климат оставался здесь (в Альпах) постоянным, кроме разве небольших колебаний“. Тем не менее еще Пенк указывал на депрессию некоторых ледников около 100 м (13), которая не укладывалась в установленные ими стадии отступления ледников.

Кроме этого накопившиеся наблюдения указывали, что в различные периоды ледники находилось в неустойчивом положении, то увеличивая свою длину и наступая, производили катастрофические опустошения в населенных районах долин, то быстро отступали, сокращаясь в своем объеме, или, наконец, находились длительное время в устойчивом положении. В этом отношении особенно интересные материалы были получены из наблюдений над значительным наступанием ледников в 20 и 50-е годы прошлого столетия. В наиболее населенных горных областях, как например, в Альпах, ледники, достигнув в 50 г. г. XIX в. наивысшего своего уровня, отложили морены и начали повсеместно и быстро в последующие годы отступать. Наряду с этим у ряда ледников Альп (например, Гриндельвальдского, де-Буа и ледников долины Шамони) известны были более древние морены, отложенные ледником значительно ранее и даже представлялось возможным установить даты этих наступлений, которые, как оказывалось, относились к крупнейшему наступлению XVII в.

В результате все моренные отложения после стадии даун в Альпах были разделены на две группы: I—морены *rezent* (недавние) куда были отнесены моренные отложения наступаний XIX в. и II группа *frührezent* (более ранние), в которую относятся морены, отложенные наступаниями ледников в промежуток времени между стадией даун и началом XIX века.

Ледники Алтая, в отличие от ледников европейских горных районов, значительно удалены от населенных пунктов и не имеют источников позволяющих говорить о их движении во времени. Тем не менее даже те скудные данные, которые мне удалось получить, дают некоторый материал по интересующему вопросу.

Как я уже отметил, I замкнутая, весьма свежая, моренная система у Катунского ледника была отложена в промежуток времени между 1835 и 1880 г. г. При этом, имеющиеся данные говорят о том, что после отложения этой морены, ледник отодвинулся от нее к 1880 г. на 180 саж.¹⁾ (384 м). Если принять во внимание, что в последующие годы Катунский ледник в среднем отступал со скоростью около 13 м, можно получить дату отложения морены ледником около 50-го года прошлого столетия, которая соответствует такой же дате величайшего из зарегистрированных позднейших наступаний ледников в Альпах и других высокогорных районах.

Наступание ледников в 50-е годы XIX в. было всеобщим для всех, без исключения ледников в таком населенном и хорошо изученном высокогорном районе, каким являются Альпы, где оно достаточно точно отмечено картографически Дюфуровской картой составленной около этого времени, а также многочисленными специальными сообщениями о причиненных катастрофах. Эта стадия достаточно хорошо изучена и описана в многочисленных трудах по гляциологии Альп и по выражению Кинцля (8), „является, для многих, ледников настоящим порогом истории“. У всех Альпийских ледников имеются морены 50 г. г.

Наступание ледников в 50-е годы прошлого столетия установлено также и на Кавказе Бурместером, Ренгартеном, Варданянцем, где оно отмечено новыми моренными отложениями имеющими все те признаки, которыми я характеризовал морены I стадии.

¹⁾ Я исключаю из расстояния, указанного Ядринцевым и Сапожниковым расстояние от III морены (Гейлеровской горки) до I морены и счет веду от последней.

Поэтому на основании установления времени отложения I Катунской морены является возможным отнести I моренные отложения алтайских ледников к стадии 50-х годов прошлого столетия и считать, что ледники Алтая также наступали в этот период, как и ледники других высокогорных районов.

Время отложения морен II стадии наступания также является возможным установить на основании описания Геблера 1885 г. Катунского ледника. Я уже указывал: 1) что время ее отложения близко времени посещения ледника Геблером, т. к. ледник еще не отошел от морены совсем; 2) что это наступание было кратковременным, т. к. конечная морена не велика и, наконец, 3) что время отложения II морены у всех ледников близко ко времени отложения I моренной системы, т. к. они не отличаются от них своим внешним видом и степенью сохранности.

Данные, имеющиеся в Альпах подтверждают эти наблюдения и уточняют их. У альпийских ледников также имеются морены, соответствующие II стадии морен алтайских ледников и, т. к. время их отложения происходило сравнительно недавно, они довольно точно датированы и возникновение их относится к 20-м годам прошлого столетия. Они, как и у алтайских ледников, не имеют вполне замкнутой моренной системы. Связь конечной морены этой стадии с береговыми еще имеется, но нарушена перерывами. По размерам конечных морен они меньше морен 50-х годов. Как указывает Кинцль (8) „Валы их в Альпах едва ли превосходят в высоту 1—2 м—и, следовательно, соответствующее им наступание ледников могло быть весьма кратковременным“. Это подтверждает ранее высказанный вывод Э. Рихтера, что в 20-х годах произошло, хотя и значительное, но весьма кратковременное наступание ледников“ (14). Альпийские морены этой стадии также лишены растительности, или покрыты только редкими отдельными экземплярами.

Э. Брюкнер считал наступание ледников 1850 г. лишь случайным эпизодом в общем наступании ледников 1820 г.

Величина наступания 50-х и 20-х г.г. у различных ледников не одинакова. У одних большим было наступание 50-х годов, и в таком случае оно опрокидывало морены 20-х г.г., у других, наоборот, наступание 20-х годов было большим, что зависело от ряда причин.

Все вместе взятое позволяет отнести II систему моренных отложений ледников Алтая к 20-м годам прошлого столетия. Таким образом, мы видим, что процесс наступания и отступления ледников, отложивших моренные системы группы „tezent“, хорошо изученный особенно на альпийских ледниках и отмеченный на Кавказе в виде наступаний 50 годов, имел громадное распространение, охватившее также и столь удаленный от Европы район, каким является Алтай. Следовательно, этот процесс имел одновременный характер мирового масштаба и мог быть обусловлен едиными причинами, из которых наиболее вероятной являлась климатическая.

Значительно сложнее определить время отложения III и других констатированных мною более древних моренных отложений. Выше я отметил более древний возраст этих морен, а также на основании изучения возраста деревьев и степени сохранности морены, что время их отложения отделено от времени образования морен I и II систем несколькими столетиями.

У альпийских ледников также выделяется III более древняя моренная система, которую Кинцль назван мореной „стадии фернау“ (8). Морены этой стадии в Альпах имеют ряд особенностей, чрезвычайно близких к III моренам последних наступаний ледников Алтая, а именно:

1) Размеры валов морен этой стадии значительно превышают морены стадии 20-х годов и нередко 50-х.

2) Моренные отложения характеризуются валунами весьма крупных размеров. Причем это обстоятельство буквально бросается в глаза всем исследователям, что вызвало ряд попыток объяснить это явление. В частности, Кинцль делает попытку объяснить это тем, что во время констатируемого наступления ледники занимали территорию, до того времени свободную от льда и подвергнувшуюся сильнейшему действию околледникового выветривания, и, следовательно, наступание встретило на своем пути многочисленные обломки скал.

3) Все морены этой системы покрыты растительностью и поросли деревьями.

4) Депрессия ледников стадии фернау по отношению современного конца ледника близка к депрессии 20—50-х г.г. и морены расположены нередко в непосредственной близости от морен XIX в., так, у ледника де-Буа, вдоль Арверона в 125 м, у ледников Роны на 125 м, у Верхне-Гриндельвальдского—50 м, у большинства других наступание XIX в. тесно примыкает к более давним, как, например, у ледников де-Тур и де-Боссон.

На основании весьма многочисленных данных Кинцль время возникновения морен стадии фернау устанавливает около середины XVII в.— время всеобщего, констатированного многочисленными летописными сообщениями наступания ледников Альп, во время которого в Альпах, а также в других высокогорных районах были снесены многие селения, заводы, покрыты шахты и пр.

Тот факт, что некоторые ледники, как, напр., Пастерце, Малый Флейскеес и Гольдбергкеес все еще покрывают старые, приисковые сооружения и выбрасывают сваи старых шахт доказывают, что отступающие ледники Альп даже в настоящее время не достигли уровня перед стадией фернау. Это же подтверждается и тем, что население возводило сооружения в местах, покрытых ледниками в XVII в. Следовательно, наступание ледников перед стадией фернау началось при еще меньшем уровне, чем он есть в настоящее время. Кроме этого, продолжительность депрессии была большая, чем во время II стадии, поскольку она отложила более мощные морены.

Все эти характерные признаки морен фернау весьма близко соответствуют моренам III стадии алтайских ледников, отмеченным мною выше. Если к этому добавить, что имеются некоторые данные, позволяющие говорить об имевшемся ухудшении климата на севере Сибири в середине XVII века, что можно видеть хотя бы в ухудшении условий плавания с середины XVII века вдоль побережья Ледовитого океана, то можно условно III моренную систему исследованных мною ледников Алтая отнести к стадии фернау¹⁾.

Не имея достоверных данных, позволяющих точно синхронизировать IV и V стадии со стадиями, наблюдаемыми в Альпах, я тем не менее в порядке рабочей схемы эту попытку считаю возможным произвести.

Кинцль в своей работе 1929 г. (8) указывает, что в восточных Альпах между моренными системами, обычно относимыми к стадии даун и стадии фернау выделяется еще одна стадия, имеющая депрессию снеговой линии порядка 100—200 м, которой она дает название эгессен (8).

Моренные отложения соответствующие эгессенскому понижению были известны еще ранее. Так, Пенк (13) упоминает о моренах в Рофентале более молодых, чем стадия даун, и свидетельствующих о понижении снегов на 100 м. Ряд подобных наблюдений сделан и швейцарскими ис-

¹⁾ Кинцль указывает на то, что в течение стадии фернау было несколько уровней, образовавших несколько валов морен стадии фернау. Ханке (4) предлагает выделить уровень первой половины 18 столетия „уровень Гайсберг“, масштаб наступания которого равен наступанию 50 г.г.

следователями. Так, Р. Браухли после стадии даун различает еще две стадии отступления, из которых одна очевидно—эгессен. Штауб В. делит стадию даун на две стадии и говорит о различном их уровне. В. Ф. Сенарклан-Гранси также разделяет на два уровня стадию даун¹⁾ и т. д.

Относительно возраста стадии эгессен определенных данных нет—можно лишь отметить, что образование ее морен относится к более отдаленной эпохе, т. к. в некоторых пунктах Альп, во время этого наступания покрытых снегами ныне находятся значительные торфяные болота, а образование этих болот на значительной высоте требует значительного промежутка времени. В этих торфяниках были обнаружены также стволы альпийской сосны, что свидетельствует о значительном повышении снеговой линии после стадии эгессен²⁾.

Кинцль (8—9) полагает, что эта стадия хронологически близка стадии даун и вместе с ней относится к периоду, предшествовавшему последледниковой эпохе потепления.

В настоящее время нет достаточно точных данных указывающих, что IV стадия наступания алтайских ледников соответствует стадии эгессен, но во всяком случае эта возможность не исключена, во-первых потому, что у более поздних стадий (I—III) мы наблюдаем хронологическое соответствие, а во-вторых депрессия эгессен близка к IV стадии. Кроме этого наступание ледников во время стадии эгессен констатируется и на Кавказе (3).

Если принять, что IV моренная система действительно принадлежит к стадии эгессен, то V моренную систему, выраженную мощными задернованными валом, необходимо будет считать моренной системой стадии даун, поскольку „между стадиями даун и эгессен, другой системы в Альпах не наблюдается“ (8). Если это действительно так, то, для Алтая можно выделить отправную систему моренных отложений последних стадий отступления ледникового периода, поскольку до настоящего времени для Алтая ни с одной из моренных систем нельзя было увязать определенных событий ледникового периода. Интересно отметить, что у Катунского и Берельского ледников имеются ясные признаки недавнего подпруживания мореной этой стадии, реки, а у Аккемского ледника эта морена и в настоящее время подпруживает Н. Аккемское озеро. Это говорит об очень быстром процессе таяния льда после отложения V морены что, возможно, влекло образование мертвого льда близ морен, быстрое таяние которого создавало подпруженные озера или заболоченные пространства.

Кроме этого факта мне не удалось получить данных, на основании которых можно было бы говорить о климатическом оптимуме для Алтая после стадии эгессен, в частности о периоде более высокой границы растительности, данные о которой имеются по северу Сибири в виде следов значительного продвижения линии лесов на север в недавнем прошлом. Это—задача будущих исследователей и в первую очередь ботанических.

Во всяком случае, если бы удалось установить на Алтае повышение линии растительности в указанный период на 300—400 м, как это наблюдалось в Альпах, следовательно, повышение ее в Катунском хребте до 2900—3300 м, то современное оледенение Алтая пришлось бы связать не с древним оледенением и рассматривать его как реликтовое, а с последними наступаниями ледников от которого оно было отделено периодом резкого потепления. Это несомненно повышает значение последних стадий в современном оледенении Алтая. В частности можно предполагать, что некоторые небольшие современные леднички Алтая (а также недавно ра-

¹⁾ Zeitsch f. Gletsch. 1935 B. XXIII H. 1/3.

²⁾ Л. А. Варданянц (3) при описании моренных отложений Кавказа также указывает на заболоченность морен, относимых им к стадии эгессен.

стоявшие), находящиеся в карах, являются молодыми образованиями, заполнившими древние кары. Полезно вспомнить справедливое указание Гладцина, что „наличие ледника в каре есть следствие формы кара, а не причина“. Именно с последними послевюрмскими охлаждениями климата некоторые исследователи связывают образование ледников на Северном Урале (Варсановьева, Введенский).

Каровые ледники и колебание снеговой линии.

Кроме отмеченных мною моренных систем у крупных долинных ледников Алтая, мне пришлось наблюдать многочисленные следы недавнего более значительного оледенения и распространения фирновых полей. Особенно интересными являются в этом отношении свежие моренные валы и подпруженные озера у небольших каровых ледников и моренные валы в карах, где в настоящее время совсем не имеется ледников и даже снежных пятен, но имеются свежие моренные валы недавнего происхождения. Такие случаи я наблюдал на водоразделе р.р. Хазиниха—Становая, в верховьях р. Становой, в верховьях р. Тергень-Су, на Теректинском перевале и в верховьях р. Б. Берели.

Эти образования обычно связывают с последним оледенением. Что касается каров, расположенных близ современной границы снегов, то этот вывод является неверным. Эти моренные отложения обусловлены наступанием ледников в позднейшие описываемые стадии. Именно позднейшими стадиями наступания следует объяснить и наличие в карах и на перевалах (близ границы снега) свежих россыпей.

Несомненно, что во время последних стадий наступания ледников Алтай область распространения оледенения, фирновых полей и снежников была на Алтае более значительная. Об этом говорят более высокие уровни ледников и большее продвижение ледников в долину, а также оживление деятельности каровых ледников. Многие из каров, свободные в настоящее время от снежников, имели во время последних стадий небольшие ледники, выдвинувшие даже морены, и стоявшие в дальнейшем при начавшемся отступании ледников после стадии 50-х годов, как были уничтожены и другие небольшие ледники, питавшие некоторые реки. Так, Геблер в 1833 г. сообщает о реке Белой (Обо), которая несла ледниковую муть в начале 19 в., а во время посещения ее Сапожниковым, ледник, судя по цвету воды, исчез совсем (15—16).

Можно, наконец, привести пример большего распространения оледенения в последние стадии из соседней высокогорной области. Так, Крыжин, путешествовавший в 1859 г. в Саянах, указывал на значительное оледенение и на „далеко распространяющиеся ледники“. Это описание вызывает возражение И. А. Молчанова (11), который пишет, что „он (Крыжин) не мог видеть ледников, тем более, „далеко распространяющихся“ и принял за таковые обильные снеговые пятна „забои“, действительно пользующиеся здесь широким распространением“. Тем не менее, Крыжин, действительно мог видеть более значительное распространение ледников и фирновых полей, достигших в это время своего максимального положения после стадии 50 г.г., а затем сократившиеся ко времени исследования И. А. Молчанова в 1926—1927 г.г., остатки которых и имелись в виде обильных снеговых пятен, указываемых И. А. Молчановым. Описание оледенения Саян, данное Крыжиным, следует рассматривать в связи со стадией 20 и 50-х г.г. наступания ледников высокогорных районов. Примеров подобного уничтожения и сокращения оледенения после стадии 50-х годов можно привести из района Альп и из других мест очень много, так, на-

пример, Ханке (4) сообщает об исчезновении ледников на южном склоне Кенингксгеля, существование которого отмечено на специальной карте 1873 г., а также отмеченного Рихтером и Беккером в 1895 г. О большем распространении фирновых полей во время стадии *gezant* пишет и Кинцль, который наблюдал это в районе долины Пфандль в группе Глокнер и в Ортлерских Альпах. К. Кейльхак (7) сообщает о грандиозном сокращении крупных ледников в СЗ. Исландии с 1844 г. Так, ледниковое поле Гламуёкулль, имевшее в 1844 г. 410 кв. км, в 1886 г. сократилось до 230 кв. км, а к 1915 г. до 4 кв. км; ледниковое поле Дранга-ёкулль с 600 кв. км в 1844 г. сократилось до 300 кв. км в 1915 г.

Линия снегов во время стадии 50-х и 20-х годов безусловно была ниже современной. Это влекло за собой значительно большее распространение снежных полей, что достаточно хорошо и подтверждает описание Геблера склонов долины р. Катунь около ледника. Даже Сапожников в конце прошлого столетия еще отмечает ряд снеговых пятен в долине реки Катунь близ своей стоянки у Катунского ледника, не существующих в настоящее время. Многие перевалы, проходимые в настоящее время (например, Хазиниха-Становая и др.), были в то время в зоне снегов. Это закономерное явление вполне соответствует фактам, наблюдавшимся в Альпах, где совершенно исчезли многие фирновые и снеговые поля, покрывавшие некоторые возвышенные места несколько десятков лет тому назад. О большем распространении снега во время последних наступаний ледников на Алтае говорят и голые пятна близ линии снега, лишенные растительности. В частности, причину неудачи поездки Бунге в 1829 г. к Катунскому леднику я склонен видеть именно в большем распространении снегов в связи со стадией 20-х годов, а не временем его поездки, как объясняет Сапожников, т. к. конец июня (22/VI) в настоящее время вполне позволяет проходить к Катунскому леднику—так, альпиниада ОПТЭ—1935 г. свое восхождение на г. Белуху осуществляла с конца июня и в начале июля.

Следует с этой точки зрения внимательнее отнестись и к описанию Уральского хребта, данного Словцовым в 1838 г. в его Историческом обозрении Сибири о том, что „Самые вершины гор, как и края, безлесны. По краю тянется к северу снежная линия, начиная от вершины Сосвы, вырывающейся из края“. В настоящее время, как известно, вершины Уральского хребта не покрыты снегами. Обнаруженные экспедицией Алешкова ледники лежат ниже линии снегов.

Совершенно очевидным является, что снеговая линия изменилась во времени, и современная ее высота характеризует только положение для данного отрезка времени.

Современное отступление ледников на Алтае.

Достигнув во время последнего своего наступания 50-х годов кульминационного положения, ледники Алтая начали быстро отступать. Имеются многочисленные данные, позволяющие говорить об общем отступании ледников Алтая. Я приводил уже выше данные, которые говорят о том, что Катунский ледник отступил от своей конечной морены почти на 1,5 км, при чем за 39 лет от метки Сапожникова 1897 г. он отступил на 552 м. М. В. и Б. В. Троновы указывают также на то, что Западный поток Катунского ледника в процессе сокращения почти утратил связь с Главным потоком. Аккемский ледник во время Сапожникова подходил вплотную к Верхнему Аккемскому озеру и даже охватывал его с левой стороны—в настоящее время ледник отошел от озера метров на 400, а от конечной морены 50 г. на 1 км. Берельский ледник значительно отступил от своей конечной морены и в процессе отступления утрачена связь между Запад-

ным (Главным) и Восточным (Малым) потоками. Ледник Менсу-Су (Иедыгемский) от конечной морены отступил, по сведениям Ф. Н. Шахова (21), примерно, на 1,5 км, при чем за 20 последних лет с 1911 по 1932 г. отступил на 340 м.

Сапожников отмечает, что ледники Кокошсу находятся на пути своего уничтожения. Значительно сократился и Черный ледник.

Следы отступления ледников и сокращение оледенения отмечаются и другими исследователями Алтая (Тронов, Нехорошев, Падуров). Отступление ледников и сокращение оледенения Алтая чрезвычайно резко выражены в высокогорных частях и резко бросаются в глаза. Тем не менее, этот процесс обычно не доучитывается при изучении режима рек Алтая,—почему то считают его постоянным, зависящим только от сезонных таяний ледников и не изменяющимся во времени. Совершенно ясно, что современное питание ледниковых рек Алтая целиком зависит от направления нормальной абляции ледника, выраженной в наступании или отступании ледника, а также от увеличения или сокращения оледенения. Достаточно себе представить, что Катунский ледник за время с 50-х годов 19 века в результате отступления утратил огромное количество льда, выражающееся величиной, примерно, около 22 мил. куб. метров льда¹⁾, не считая общего сокращения ледника.

Вопрос о движении ледников тесно связан с вопросами энергетики, орошения и должен привлекать к себе заслуженное внимание. В этом отношении необходимо учесть опыт изучения альпийских ледников, где ведутся регулярные наблюдения. Насколько важно учитывать этот процесс в режиме рек Алтая, достаточно указать, что по точным исследованиям, произведенным в Альпах, один только ледник Пастерцен в процессе отступления с 1924 г. по 1934 г. утратил 13.500 кв. м¹⁾ льда.

Процесс этот не постоянен. В каком он направлении будет далее продолжаться—неизвестно, но его необходимо знать.

Из приведенных материалов видно, что закон о периодических 35-летних колебаниях, установленных в конце прошлого столетия Брюкнером, не приложим к ледникам Алтая, как не приложим он и к ледникам Альп, что доказали многочисленные современные исследования, или по остроумному замечанию Бэма,—„ледники оказывают упорное сопротивление Брюкнеровской теории климатических периодов, совершенно не подчиняясь общепринятому порядку“.

Мы не располагаем никакими данными по Алтаю об изменении снеговой линии после последнего наступания ледников во время стадии 50-х годов. Между тем, несомненно, между колебаниями ледников и продвижением снеговой границы существует непосредственная зависимость, но не полная связь.

Исследование вопроса затруднено отсутствием достаточно безупречных наблюдений над этой теоретической границей, зависящей от многих местных условий, и отсутствием вообще точной методики определения ее. Тем не менее, ряд исследователей указывает на поднятие границы снегов после стадии 50-х годов в других высокогорных районах. Так, Бэм в Восточных Альпах определяет в группе Дахштейн повышение линии снегов на 115 м за время с 1856 по 1900 г. Для группы Глокнер В. Пашингер определяет повышение линии за последнее пятидесятилетие в 150 м. А. Бюлер определил депрессию линии снегов при наступании ледников 19 в. по сравнению с современным у Малого Зустлифирна в 20 м. Для южного склона Штубайеровских Альп Б. Кастильони нашел по методу Куровского повы-

¹⁾ Для определения этой цифры я беру площадь между мореной и ледником (около 1,5 км), ширину долины (300 м) и высоту уровня ледника во время этой стадии (50 м).

¹⁾ Zeitsch. f. Gletscherkunde 1935 г. В. XXII h1/2.

шение линии снегов с 1850 г. на 50—70 м, а Л. Перетти таким же способом и за тот же период установил в 30—60 м. Сенарклан-Гранси для района Хохгальмшпиц-Ангогель определяет поднятие снеговой линии выше положения 1850 г. на 100—150 м, а к ЮЗ и ЮВ от Ангогеля на 200 м. Х. Альман на Шпицбергене определил поднятие в 1934 г. снеговой границы в результате ненормально теплого лета, на 150 м. Ряд подобных сведений приводят и другие лица. Для Центрального Кавказа Варданянц устанавливает разницу в высоте линии снегов между уровнем 19 в. и нынешним в 75 м. Следовательно, можно предполагать, что и для Алтая она не оставалась постоянной даже в короткий обренок времени.

Отступление ледников Алтая после 50 стадии, как я уже отмечал, не носит характер местного явления. Общее отступление ледников отмечается в грандиозных размерах и в Альпах, где даются ежегодные сводки о состоянии ледников, его констатируют исследователи на Кавказе (Ренгартен, Соловьев, Варданянц, Гейброк, Фролов), в Центральном Тянь-Шане (Калесник), Гренландии (Фрод, Леви), на Шпицбергене (Альман), Антарктике (Давид), а также в Арктике (Урванцев, Самойлович, Ермолаев, Горбацкий) и т. д. Таким образом, мы отмечаем грандиозный процесс в направлении общего сокращения оледенения, констатируемый в различных районах и соответствующий во времени. Единичные исключения, имеющиеся у отдельных ледников и зависящие от целого ряда иных причин, не изменяют общей тенденции. Процессы жизни ледников, отмечаемые наступаниями и отступлениями, несомненно, связаны с рядом других явлений, изучение которых должно составить предмет специальных тем.

Вспомним, что правильное понимание процессов оледенения, сделанное Венетцом в Альпах сто лет тому назад, положили основу для создания учения о ледниковом периоде на Земле.

Изучение этих вопросов на Алтае является также основой для понимания многих процессов формирования Западно-Сибирской низменности и решения ряда актуальных вопросов производительных сил края.

Список главнейшей цитированной литературы.

1. Баранов Д. П. — Микросъемка у ледников Родзевича и Геблера в Катунских Альпах летом 1932 г. Изв. Гос. Гидролог. Ин-та № 61. Л. 1933 г.
2. Блумберг О. К. — Работы Алтайской энергетической экспедиции Акад. Наук. Л. 1928 г.
3. Варданянц Л. А. — О синхронизации стадий отступления последнего оледенения Центрального Кавказа. Труды II Меж. конф. ассоциац. по изучению четверт. периода Европы, в. II, 1933 г.
4. Hanke H. — Quartärgeologische Untersuchungen im inneren Ötztal. Jahrbuch d. Geologischen Bundesanstalt. 1935 г. 1—2.
5. Helmersen G. — Reise nach dem Altai im Jahre 1837. St. Pet. 1848 г.
6. Gebler F. — Uebersicht der Katunischen Gebirges. 1837 г.
7. Keilhack K. — Riesiger Gletscherbeobachtungen in Nordwest-Island von 1844—1915 г. Zeitsch. f. Gletsch. B. XXI. H. 4/5. 1934 г.
8. Kinzl H. — Beitrag zur Geschichte der Gletscherchwankungen in den Ostalpen. Zeitsch. f. Gletscher. 1929 г. Bd. XVII.
9. Kinzl H. — Die Grössten nacheiszeitl. Gletschervorstösse in d. Schweiz. Alpen u. in d. Mont Blanc-Gruppe. Zeitsch. f. Gletscherkunde 1932 г. B. XX. H. 4—5.
10. Ledebur C. — Reise durch das Altai-Gebirge. B. I—II 1829—1930 г.г.
11. Молчанов И. А. — Геологическое строение Канского золотоносного р-на. Мат. по геологии Зап.-Сиб. края. в. 10. 1934 г.
12. Падуров Н. Н. — Геологические исследования в Катунских Альпах летом 1926 г. Изв. Геол. К-та 1927 г., т. 46.
13. Penc A. und Brückner E. — Die Alpen im Eiszeitalter. 1901—1907 г.
14. Richter E. — Die Gletscher der Ostalpen. 1888 г.

15. Сапожников В. В.—По Алтаю. 1897 г.
 16. Сапожников В. В.—Катунь и ее истоки. 1901 г.
 17. Тронов Б. В.—Каталог ледников Алтая. Изв. Р. Геог. О-ва. Т. 57. 1925 г.
 18. Троновы Б. и М.—Новые ледники Катунского хребта. Тр. О-ва изуч. Сибири. 1930 г.
 19. Троновы Б. и М., Тюменцев К. Г.—Сводка ледниковых исследований Алтая с 1907 по 1932 г. Изв. Геог. О-ва, в. 3. 1934 г.
 20. Ядринцев Н. Н.—Отчет о поездке в Горный Алтай. Запис. Зап.-Сиб. отд. Р. Геог. О-ва, т. IV, 1882 г.
 21. Шахов Ф. Н.—Геологические исследования на ЮВ Алтае в р-не среднего течения р. Аргут. Матер. по геологии Зап.-Сиб. края, в. 5. 1933 г.
-

Вольфрам и олово на Алтае

П. С. Сасим

Русский Алтай занимает пространство между 49° и $52,5^{\circ}$ с. ш., $82^{\circ}19'$ и 90° в. д. от Гринвича. С севера он ограничен приалтайскими степями; с востока—р. Бией, Телецким оз., долиной р. Чулышмана и хр. Чихачева; южная граница проходит хр. Сайлюгем, горной группой Табын-Богдо-Ола и р. р. Ак-Кобой и Алкабеком; западная граница проходит по р. Иртышу; далее с юга она огибает верховье р. Алей и у с. Локоть выходит на эту реку, откуда уходит к устью р. Чарыша.

Горы Алтая издавна славятся разнообразием своих полезных ископаемых, и до сего времени в них находят все новые и новые виды ископаемого сырья, приводящие в восторг исследователей. Рассматриваемые мной элементы встречаются в виде минералов вольфрама-вольфрамит и шеелит и олова-касситерит, к рассмотрению которых и перейдем.

I. Вольфрамит.

Нам до сего времени известно семь м-ний вольфрамита на Алтае, а именно: Колыванское, Черепановское, Белорецкое, Тигирекское, Усть-Убинское, Карашское и Кок-Кульское.

I. Колыванское м-ние находится на юго-западном Алтае в Змеиногорском районе. Оно отстоит в 4—5 км от с. Колывань и расположено на вершине гребня, северного отрога г. Синюхи, в вершине р. Локтевки. М-ние открыто в 1727 г. известным рудоискателем Демидовым, считалось медным и только в 1869 г. В. В. Бек и Н. Тейх (1) приводят химические анализы вольфрамита. В 1927 г. на нем была разведочная партия под руководством В. К. Котульского (4), пришедшая к выводу, что месторождение имеет несравненно большее значение, чем то, которое до сих пор ему уделялось. С 1931 г. разведку производил И. С. Цейклин (10), в результате работ которого м-ние передано в эксплуатацию. Вольфрамиту сопутствует шеелит, находятся в кварцевых жилах, расположенных в мелкозернистом аплите, помещаемом в свою очередь среди аплитовидных гранитпорфилов. Общее число обнаруженных кварцевых жил = 37, из которых 25 являются рабочими.

II. Черепановское м-ние находится примерно в 4 км к югу от с. Черепановского и в 9 км от Змеиногорска. Вольфрамит установил в нем И. Ф. Григорьев в 1932 г. (5). Связано оно с жилами порфира среди роговиков. Гранитные интрузии поблизости не установлены. В этом м-нии разведкой вскрыта одна жила, и самостоятельного промышленного значения она не имеет.

III. Белорецкое м-ние находится на прав. берегу р. Белой и в 12 км от с. Белорецкого. Открыто в 1929 г. В. П. Нехорошевым (5). Вольфрамит с шеелитом и молибденитом находится в кварцевых жилах, которые в свою очередь расположены в аплитовидных гранитах; в районе развиты также мелкозернистые аплиты. В настоящее время установлено

62 жилы, 32 из которых подвергались разведке и 15 уже считаются перспективно рабочими. Многие из остальных 30 жил среди 62 несут заметную вкрапленность вольфрамита и молибденита, но имеют весьма небольшую мощность (менее 10 см). В результате работ Г. Ф. Шендереева (11) и В. В. Плечкан м-ние передано в эксплуатацию, где будет произведена и доразведка его.

IV. Тигирекское м-ние находится в свалах южной части Тигирекских белков, в вершине р. Татарки. Открыто Н. Д. Довгаль в 1934 г. Свалы кварца значительно обогащены вольфрамитом, шеелитом и молибденитом. Обстановка в районе аналогичная обстановке Белорецкого м-ния, т. е. здесь развиты среднезернистые граниты с аплитами и пегматитами.

V. Усть-Убинское м-ние находится на прав. бер. р. Иртыша, в 3,5 км к юго-востоку от с. Усть-Убинского и в 4 км от устья р. Убы. Обнаружено летом 1930 г. партией Н. А. Елисеева (5). Оно приурочено к кварцевым жилам в контакте аплитовидного гранита с кристаллическими сланцами. С вольфрамитом ассоциируют шеелит и касситерит.

VI. Карашское м-ние находится в излучине р. Иртыша, в 35 км от пристани Гусиной и в 4 км к юго-западу от с. Подгорного (Караш). Открыто летом 1930 г. местным жителем И. В. Аленичевым и указано В. П. Нехорошеву (5). Связано генетически с аплитами в биотитовом граните. Находится на границе Алтая с Калбинским хребтом. В кварцевых жилах вместе с вольфрамитом регистрируются шеелит и касситерит.

VII. Кок-Кульское м-ние находится на вершине г. Вольфрамитовой (3100 м) в вершине притока р. Белой—р. Кок-Куля, на склонах г. Белухи. Открыто в 1932 г. С. П. Ершовым (9). В районе м-ния развита метаморфическая свита, сложенная аркозовыми песчаниками, глинистыми и известковыми сланцами, эффузивными породами (кв. порфириды и альбитофиры) и их туфами, превращенными в районе м-ния в роговики. Эти породы прерываются интрузией среднезернистого биотитового гранита, который в контакте становится двуслюдистым и порфировидным. Вольфрамит с шеелитом и молибденитом находится в кварцевых жилах. По перспективным запасам м-ние является самым крупным на Алтае, заслуживает в дальнейшем большего внимания и изучения.

II. Шеелит.

Сведения по шеелиту на Алтае были несравненно беднее вольфрамитовых, и это, как увидим ниже, объясняется слабой изученностью его по Алтаю. Эти сведения были заимствованы у П. Пилипенко (3) и из более старых источников (1). В них мы находим два пункта с шеелитом, а именно: 1) Кольванское м-ние вольфрамита, где он встречается вместе с вольфрамитом и 2) Змеиногорский рудник, находящийся на правой стороне р. Змеевки, лев. прит. р. Корбалихи (система р. Алея),—в кварцевых жилах с золотом и медными сульфидами. Более поздние сведения можно заимствовать в цитируемой мной литературе (5, 7, 9 и 11).

Подводя литературные итоги по шеелиту, нужно заметить, что только систематический сбор и минералогическое изучение шлихов, проведенные минералогическим кабинетом Зап. Сиб. Г. Р. Т. и Отд. Союзредметгеоразведки (1930—1935), дали значительные сдвиги, указав на почти повсеместное распространение шеелита на Алтае (8).

По этим материалам, которые доставили А. М. Ненахов, М. Н. Афанасьев, М. С. Баклаков, Н. Д. Довгаль, Д. Чернявский, Х. Х. Мамаев, И. С. Цейклин, А. Н. Мордвинов, П. С. Сасим, Ф. Я. Камышников, К. Г. Филиппов, Д. Н. Михайлов, Н. А. Боговаров, Н. И. Бабинцев, А. С. Потэбня, М. А. Жеромский, Г. Ф. Шен-

дерей, Е. С. Оглоблина, А. И. Александров, В. А. Кузнецов, А. С. Мухин, А. С. Митропольский, шеелит стал известен в ряде мест, приведенных в таблице.

Для удобства дальнейшего обозрения шеелита на Алтае, его я разобью по речным системам, как это уже сделано на прилагаемой таблице, следующим образом: I. система р. Чарыша—А. Правобережье р. Чарыша, В. Левобережье р. Чарыша; II. система р. Ануя; III. система р. Песчаной; IV. система р. Катунь; V. система р. Бии; VI. система р. Иртыша; VII. система р. Убы, VIII. система р. Алей.

1. Система р. Чарыша.

А. Правобережье р. Чарыша.

Наиболее изученной частью этой системы является р. Башелак с ее притоками, прав. прит. р. Чарыша, в районе Башелакского монацитового м-ния. Здесь возможны кварцево-шеелито-золоторудные, кварцево-вольфрамит-шеелитовые жилы, равно как и скарновые образования с шеелитом (см. таблицу). Особенно заметное и большое скопление шеелита наблюдается в №№ 309, 6746. Участок вполне заслуживает серьезного дальнейшего изучения.

Спутниками шеелита здесь являются: магнетит, монацит, ильменит, ксенотим, розовые и красные гранаты, циркон, апатит, гематит, мартит, сфен, золото, рутил, псевдоморфозы лимонита по пириту, пирит, лимонит, висмутин, висмутит, железный блеск, касситерит, галенит, флюорит, анатаз, кварц, полевой шпат, биотит, мусковит, эпидот, турмалин, сланцы, роговая обманка, цоизит, топаз, свинец, марказит, Мп минералы и др.

В. Левобережье р. Чарыша.

Эта система обнимает значительное пространство, но характеризуется общим геологическим сложением, почему и соединена для обзора в одно место. Участок в достаточной степени интересен по расположению в нем крупных вольфрамитовых м-ний и в части распространения шеелита. Тесная связь вольфрамита с шеелитом на Алтае и широкое распространение шеелита на этом участке говорит, что дальнейшие поиски вольфрамита вполне обоснованы. Не исключена возможность найти кварцево-золоторудно-шеелитовые и скарновые образования с шеелитом (см. таблицу).

Спутниками шеелита здесь являются: магнетит, ильменит, мартит, розовые и красные гранаты, монацит, сфен, циркон, апатит, висмутин, висмутит, псевдоморфозы лимонита по пириту, пирит, лимонит, рутил, эпидот, кварц, полевой шпат, биотит, роговая обманка, фергусонит, поликраз, гематит, турмалин, лейкоксен, корунд, сланцы, вольфрамит, цоизит, железный блеск, золото, флюорит, мусковит, гиацитин, анатаз, ортит, шпинель, горный хрусталь, молибденит, марказит, киноварь и н. др.

2. Система р. Ануя.

Район в отношении шеелита изучен весьма слабо, нуждается в значительном дальнейшем исследовании (см. таблицу). Спутниками шеелита здесь являются: магнетит, ильменит, розовые и красные гранаты, мартит, сланцы, кварц, монацит, псевдоморфозы лимонита по пириту, пирит, турмалин, рутил, апатит, циркон, эпидот, железный блеск, азурит, мусковит и н. др.

3. Система р. Песчаной

Эта система изучена нами весьма поверхностно, но и это поверхностное изучение говорит о том, что участок заслуживает дальнейшего изучения (см. таблицу). В этом районе возможно встретить кварцево-шеелитовые жилы с вольфрамитом и скарновые образования с шеелитом.

Спутниками шеелита здесь являются: магнетит, сфен, ильменит, розовые и красные гранаты, хромит, рутил, турмалин, золото, мартит, монацит, апатит, анатаз, циркон, гиацинт, гематит, железный блеск, азурит, мусковит, полевой шпат, кварц, эпидот, сланцы, горный хрусталь, псевдоморфозы лимонита по пириту, роговая обманка, биотит и др.

4. Система р. Катунь.

В шеелитоносном отношении эта система только начинает выявляться и изучена весьма слабо. Невзирая на это, шеелит в ней зарегистрирован в заметных и значительных количествах в целом ряде проб (см. таблицу). Особенно по содержанию выделяется № II — 5249. Система, особенно участок кл. между р. Ярлу-Айры и р. Таджулу, заслуживает серьезного дальнейшего изучения.

Спутниками шеелита здесь является: магнетит, хромит, красные и розовые гранаты, рутил, циркон, флюорит, ильменит, лимонит, псевдоморфозы лимонита по пириту, пирит, гематит, монацит, железный блеск, киноварь, анатаз, сфен, золото, лейкоксен, свинец, аксивит, псиломелан, эпидот, биотит, кварц, сланцы, полевой шпат, турмалин, мартит, роговая обманка, биотит, горный хрусталь и др.

5. Система р. Бии.

Система в отношении шеелита остается невыясненной; особый интерес вызывает р. Чулышман со своими притоками. Район этой реки обещает стать одним из интереснейших; к сожалению, до сего времени на него не обращается никакого внимания. Здесь возможны кварцево-шеелитовые жилы с вольфрамитом и касситеритом, равно как и скарновые образования с шеелитом (см. таблицу).

Спутниками шеелита по одной пробе здесь являются: магнетит, хромит, ильменит, розовые и красные гранаты, золото, монацит, рутил, шпинель, эпидот, кварц и др.

6. Система р. Иртыша.

Нужно заметить, что систему можно было-бы разбить на ряд интересных участков, например, р. Черный Иртыш, р. Курчум, р. Бухтарма, р. Ульба, но материалами с этих участков мы не располагаем, поэтому и при объединении можно только сказать, что этот участок, особенно р. р. Курчум, Бухтарма и Ульба, заслуживает дальнейшего серьезного изучения.

7. Система р. Убы.

Наиболее изученной частью этой системы можно считать вершину р. Убы и ее притоков. Имеющиеся данные (см. таблицу) вполне характеризуют участок в отношении перспектив для поисков вольфрамита и шеелита. Спутниками шеелита здесь являются: магнетит, ильменит, сфен, розовые и красные гранаты, монацит, мартит, циркон, апатит, рутил, лейкоксен, золото, флюорит, гематит, висмутин, висмутит, анатаз, корунд, псевдоморфозы лимонита по пириту, пирит, лимонит, железный блеск, шпинель, гиацинт, топаз, турмалин, полевой шпат, роговая обманка, кварц, сланцы, эпидот, биотит, мусковит, актинолит, дистен, кальцит, пироксен и др.

8. Система р. Алея.

Эта система в основном расположена в степной полосе и может быть выявлена только при значительных земляных работах. Является второстепенным в отношении шеелита участком, хотя в верховье протекает в интереснейшем массиве, и также нуждается в серьезном дальнейшем изучении.

III. Касситерит.

Сведения об олове на Алтае на сегодняшний день выглядят весьма скромно. Оно, в виде касситерита, представлено минералогической редкостью, по нашим данным, в следующих трех участках:

1. (4472). Устье р. Б. Тигирека;
2. (3706). Кл. Бучильный, прав. прит. р. Майорки, сист. р. Тулаты;
3. (II—1023). Кл. Кривой. Р. л. VI, б. скв. 50, проба 235.

Касситерит здесь представлен короткостолбчатым, пепельносерым, полупрозрачным, более или менее хорошоограненными кристаллами, с присущей им штриховкой.

Спутниками касситерита здесь являются: магнетит, ильменит, гематит, лимонит, монацит, сфен, циркон, апатит, пиролюзит, розовые и красные гранаты, пирит, золото, рутил, турмалин, псевдоморфозы лимонита по пириту, полевой шпат, кварц, эпидот, роговая обманка, биотит, мусковит и др. минералы.

IV. Заключение.

После самого беглого обзора вольфрама и олова Алтая, можно сделать следующие выводы. На Алтае только за последнее время выявляется целая серия м-ний вольфрамита. В тесной ассоциации с вольфрамитом на Алтае находится и шеелит. Широкое распространение шеелита дает нам все основания для успешных поисков вольфрамита в интрузиях по р.р. Чарышу (правобережье), Песчаной, Чулышману, Курчуму, Ульбе и Алею.

Одновременно у нас имеются все основания заняться поисками и найти богатые кварцево-золоторудно-шеелитовые подобные Салаирским (12) и скарновые его м-ния, подобные Хакасским в Кузнецком Алатау (10). Из этого обзора с полной очевидностью и без доказательств вытекает, что Алтай на сегодняшний день выглядит вполне надежной рудной базой вольфрама, и доводы В. П. Нехорошева (6, 34), будто Алтай беден и рудами, облагораживающими сталь, не отвечает в настоящее время действительности.

Алтай за последнее время только начинает показывать свои маловыявленные богатства и нуждается в громадной дополнительной серьезной исследовательской работе геологов, которая несомненно ознаменуется и новыми крупными открытиями.

ЛИТЕРАТУРА.

1. В. В. Бенк и Н. Тейх.—Волчек и шеелит из русских м-ний. Г. Ж. № 8, 182, 1869.
2. П. В. Еремеев.—Экземпляр вольфрамита с Алтая. Зап. Мин. Общ., XXXI, 404, 1894.
3. П. П. Пилипенко.—Минералогия Зап. Алтая. Изв. Томск. Гос. Ун-та, кн. LXII, 1915.
4. В. К. Котульский.—Отчет о состоянии и деятельности Г. К. за 1917 г. Изв. ГК, т. XXXVII, № 1, 1918.
5. Н. А. Елисеев.—О м-нии вольфрамита в рудном Алтае. Изв. В. Г. Р. Объед. вып. 36, 1932.
6. В. П. Нехорошев.—Геологический очерк Алтая. Г. Институт, А. Н., 1932.
7. В. С. Трофимов.—М-ние вольфрама в Казахстане. Тр. IV Всес. Конф. по цвет. метал., в. V, 77, 1932.
8. П. С. Сасим.—Методика сбора и обработки шлихов. Томск—1934.
9. В. С. Трофимов.—Оловянные и вольфрамовые м-ния Прииртышья. Большой Алтай, А. Н., 179, 1934.
10. Ф. Н. Шахов.—Вольфрам. Пол. иск. Зап. Сибири. Т. 1, 280, 1934.
11. Г. Ф. Шендереи.—Вестн. Зап.-Сиб. ГГТ, вып. 3, 1934.
12. П. С. Сасим.—Вольфрам и олово Салаира. Разв. недр. № 21, 1935.

Таблица.

№№ и место взятия шлихов.

I. Система р. Чарыша.

А. ПРАВОБЕРЕЖЬЕ Р. ЧАРЫША.

1. р. Талица.

1732—кл. Усольцев, лев. прит. р. Талицы.

2. р. Плясовиха.

1773—кл. Россыпной, лев. прит. Плясовихи.

1769—кл. Кочкастый, прит. р. Плясовихи.

3. р. Белая.

150—р. Белая.

4. р. Аба.

153—кл. Безымянный, у д. Приселок.

II—2382—кл. Васильев, в 1 км выше устья, прав. прит. р. Чарыша.

203—р. Аба, нижняя яма.

183—кл. Листвянный, прав. прит. р. Абы.

5. р. Башелак.

8723—р. Башелак, в 200 м от устья; 8749—в 2,5 км от устья; 8750—в 3 км от устья; 8751—в 3,5 км от устья.

8758—кл. Давыдов, лев. прит. р. Башелака, устье.

558—кл. без названия, прав. прит. р. Башелака.

6770—кл. Второй, прав. прит. р. Башелака.

II—2394, 6756, 8825 кл. Светлый, лев. прит. р. Боровлянки.

222—кл. Рыбный, прит. кл. Светлого, из русла в устье; 6758—шурф № 2.

8810—кл. Мишин, прав. прит. р. Боровлянки, в 200 м от устья; 8811—в 1 км от устья; 8813—в 2,5 км от устья; 8815—в 3,5 км от устья; 8816—в 4 км от устья; 8819—лев. вершина.

8824—кл. Быстрый, прав. прит. р. Боровлянки, в 200 м от устья.

6703—кл. Кривой, лев. прит. р. Башелака, ш. № 1; 6754—ш. № 4, 7261—7267—шурф № 11; 6675, 6678—6683, 6687—6689, 6691, 6693—6696, 6699, 6755, 4026, 540, 501—кл. Кривой, лев. прит. р. Башелака.

8747—кл. Фуниха, прав. прит. р. Башелака, в 1 км от устья.

550—р. Башелак, выше устья кл. Зырянова.

310—р. Крутиха, у мельницы; II—2340—против кл. № 2.

567, 554—кл. без названия, лев. прит. р. Крутихи.

6753; 6750—кл. Гришин, лев. прит. р. Башелака.

8724—р. Башелак, в 500 м ниже кл. Пучкина.

6746—кл. Пучкин, лев. приток р. Башелака; II—2351—в 4 км от устья.

7292—р. Башелаченок, прав. прит. р. Башелака; 7167—лев. приток; 7166—в 100 м ниже истока лев. прит.; 7165—в 300 м выше гранитной скалы; 7164—у Чарышской дороги,

в 200 м выше гранитной скалы; 551—в 500 м от устья.

309—у Чарышской дороги, в 700 м от р. Башелаченка

574—кл. Безымянный, прав. прит. р. Столбовой.

8710, 280—кл. Белый, лев. прит. р. Башелака.

7168—р. Башелак, с. М. Башелак.

7171—р. Козлуха, лев. прит. р. Башелака,

7169—р. Татарка, лев. прит. р. Башелака.

578—р. Чернуха, прит. р. Генералки;

577—в 3 км от вершины.

6764—р. Генералка, прав. прит. р. Башелака.

7176, 7178, 7179, 7175, 7174—кл. Прямодорожный, лев. прит. р. Башелака, из ямы.

6760, 6762, 6759—кл. Прямодорожный, лев. прит. р. Башелака, из шурфа.

8757—Суло кл. Татарки и кл. Прямодорожного.

8743—кл. Прямодорожный, лев. прит. р. Башелака, у дороги; 8737—в 1 км от устья; 8739—в 3 км от устья; 8740—в 4 км от устья; 8741—в 5 км от устья.

151—р. Куражная, лев. прит. р. Башелака, у д. Пономаревой.

1908—р. Башелак, между д.д. Бетеновой и Пономаревой.

6. р. Мельничная.

312—р. Сваловка, прит. р. Мельничной, у д. Сваловки.

В. ЛЕВОБЕРЕЖЬЕ Р. ЧАРЫША.

1. р. Иня.

1613—р. М. Тигирек, выше кл. Долгого.

1622—кл. Крестьянский, лев. прит. р. М. Тигирека.

1624—кл. Шестой и 1628—кл. Восьмой, прав. прит. р. М. Тигирека.

1596—р. Б. Тигирек, выше кл. Львиного;

1598—выше кл. Поперечного.

1600—рч. Чесноковка, лев. прит. р. Б. Тигирека.

1599—р. Б. Тигирек, выше рч. Чесноковки.

II—732—р. Чернушка, в 2,5 км от устья.

II—731—кл. без названия, прит. р. Чернушки.

1602—кл. Чернушки, лев. прит. р. Б. Тигирека.

II—735—р. Б. Тигирек, у устья кл. Бабьего.

II—740, 1604—кл. Бабий, лев. прит. р. Тигирека; 1609—выше второго лев. притока.

1605—р. Б. Тигирек, выше кл. Бабьего.

1610—кл. Холодный, прав. прит. р. Б. Тигирека.

II—748—р. Правая Татарка, в 100 м от устья; II—747—устье развилка; II—746—прав. развилка.

II—744, II—743—правый прит. р. Правой Татарки.

II—742—вершина р.левой Татарки,

№№ и место взятия шлихов.

2. р. Белая.

1685—р. Б. Амелиха, прав. прит. р. Белой; П—723—в вершине.

9677—р. Белая, лев. прит. р. Чарыша.

П—4321—Белорецкое м-ние вольфрама.

9674—р. Белая в 500 м выше Белорецкого м-ния; 9675—в 1,2 км выше Белорецкого м-ния.

П—715—р. Баталиха, прав. прит. р. Белой; П—719, П—720—у ключа.

9665—р. Белая, в 600 м ниже р. Амелихи; 9667—в 250 м выше р. Амелихи; 9668—в 400 м выше р. Амелихи, 9669—в 50 м ниже р. Веселянки; 9671—против р. Веселянки.

9664—р. Веселянка, в 500 м ниже р. Поперечной.

9659—р. Поперечная, прав. прит. р. Веселянки; 9662—в 600 м от устья; 9661—в 1 км от устья; 9660—в 2 км от устья.

9652—р. Веселянка, лев. прит. р. Белой; 9658—в 1 км выше кл. Поперечного; 9657—в 2 км выше кл. Поперечного; 9654—ниже пос. Обломного; 9653—в вершине.

9672—р. Белая, в 1,5 км ниже р. Крохалихи; 9641—в 1 км ниже р. Крохалихи; 9640—20 м ниже р. Крохалихи.

9636—р. Крохалиха, в 500 м от устья; П—709—в 1 км от устья; 9639—в 1,5 км от устья; 9637—в 2,5 км от устья; П—705—выше устья кл. Пихтового.

П—706—кл. Пономарев, прав. прит. р. Крохалихи, устье.

9626—кл. Шумилов, лев. прит. р. Белой; 9632—в 3,5 км от устья.

9597—р. Белая, ниже устья р. Стрижанки.

9598—р. Стрижанка, устье; 9599—в 100 м от устья; 9600—в 400 м от устья; 9601—в 2 км от устья; 9605—в 3 км от устья.

8631—рч. Журавлиха, прав. прит. р. Стрижанки; 8632—близь устья.

9612—р. Стрижанка, в 150 м ниже кл. Казачьего.

9610, 9679—кл. Казачий, прав. прит. р. Стрижанки.

9625—р. Стрижанка, в 20 м выше кл. Мощного; 9607—устье второго прав. прит.; 9608—второй от вершины прав. прит.; 9606—русло первого от вершины кл.; 8648—в 400 м выше кл.; 8645, 9602—в 1 км от прав. кл.; 8626—в 1 км выше прав. кл.

9614—р. Белая, в 2,5 км выше р. Стрижанки.

1711—кл., лев. прит. р. Бобровки.

П—692—р. Белая, у устья кл. Медвежьего; П—691—выше устья кл. Медвежьего; П—687—кл. Горный, прит. р. Белой.

П—686—р. Белая, в 200 м выше кл. Горного; П—684—в 3,5 км выше кл. Горного; П—695—в 1 км ниже устья кл. Иркутки.

П—694—кл. Иркутка, прав. прит. р. Белой, устье.

3. р. Суетка.

П—4817—р. Воляниха, лев. прит. р. Суетки, в 700 м от устья; П—4818—в 3000 м от устья.

П—4814—кл. без названия, прав. прит. р. Суетки, в 150 м от устья.

П—4812—кл. Холодный, лев. прит. р. Суетки, в 300 м от устья; П—4813—в 600 м от устья.

П—4816—р. Суетка, в 300 м ниже с. Суетки; П—4815, П—4811—у с. Суетки; П—4810—в 1000 м выше с. Суетки; П—4809—в 1500 м выше с. Суетки; П—4808—в 3000 м ниже р. Казачки; П—4807—в 1200 м ниже р. Казачки; П—4806—в 500 м ниже р. Казачки; П—4805—в 100 м ниже р. Казачки.

П—4804—в 200 м выше р. Казачки; П—4803—в 200 м ниже кл.; П—4819—р. Казачка, в 2,3 км от устья; П—4820—в 3,7 км от устья.

4. р. Таловка.

П—4298—р. Сев. Таловка, в 100 м ниже мельницы; П—4793—в 800 м выше мельницы; П—4794—в 1300 м выше мельницы; П—4795—в 2000 м выше мельницы; П—4797—в 100 м выше перв. ключа.

П—4796—кл. первый, лев. прит. р. Сев. Таловки, в 200 м от устья.

П—4799—р. Таловка, в 150 м выше впадения кл. второго.

П—4798—кл. второй, лев. приток р. Сев. Таловки, в 100 м от устья.

П—4800—р. Сев. Таловка, в 100 м ниже впад. третьего ключа.

П—4801—кл. третий, лев. прит. р. Сев. Таловки, в 150 м от устья.

П—4785—р. Зап. Таловка, в 500 м выше пос. Усть-Таловки; П—4786—в 3 км от пос. Усть-Таловки; П—4788—в 300 м ниже пос. Волчихи; П—4789—в 200 м выше пос. Волчихи; П—4790—в 1000 м от пос. Волчихи; П—4787—в 1500 м от пос. Волчихи; П—4791—в 1000 м от верховья.

П—4848—р. Березовка, прав. прит. р. Локтевки; П—4847—в 3 км от верховья; П—4846—в верховьях.

П—4852—р. Локтевка, у впадения р. Березовки, пос. Ручьева; П—4855—Первый ключ без названия, лев. прит. р. Локтевки, ниже пос. Казанцева; П—4856—второй кл.; без названия, лев. прит. р. Локтевки, в 600 м от устья, против пос. Казанцева; П—4857—в 3 км от устья; П—4858—р. Белая, прав. прит. р. Локтевки, между пос. Казанцева и Рудовозы; П—4859—у пос. Рудовозова; П—4860—в 3 км выше с. Рудовозова; П—4861—в 2 км ниже пос. Боровушки; П—4862—у впадения р. Боровушки; П—4863—в 1200 м выше пос. Боровушки; П—4864—в 3 км выше пос. Боровушки.

П—4843—кл. Байкал, лев. прит. р. Боровушки, в 150 м от устья; П—4845—у пос. Байкал, слияние 2-х ключей.

П—4844—р. Боровушка, в 2 км выше впадения кл. Байкал.

П—4841—кл. Искра, лев. прит. р. Боровушки.

П—4842—р. Боровушка, прав. прит. р. Белой, в 1500 м выше устья кл. Искра; П—4836—в 200 м ниже впадения кл. Урман.

№№ и место взятия шлихов.

П—4838—кл. Урман, в 500 м от устья.
П—4837—р. Боровушка, в 1500 м выше впадения кл. Урман; П—4835—у пос. Боровушки.

П—4833—р. Сидоровка, прав. прит. р. Белой, в 3 км ниже пос. Сидоровки; П—4832—в 10 м ниже пос. Сидоровки.

П—4829—р. Плитная, прав. прит. р. Сидоровки, в 200 м от устья; П—4830—у пос. Плитной; П—4831—в 3,5 км выше пос. Плитной.

П—4828—р. Сидоровка, у впадения р. Плитной; П—4826—в конце поселка; П—4827—в поселке; П—4824—в 2000 м выше поселка.

П—4825—кл. без названия, прав. прит. р. Сидоровки, в 100 м от устья; П—4823—в 1000 м от устья.

П—4822—р. Сидоровка, в 1,3 км от кл. Перекличного.

П—4877—р. Перильная, в 1 км выше колхозн. стана; П—4867—в 500 м от устья; П—4868—в 3 км от устья; П—4869—у колхозной фермы; П—4870—в 400 м выше фермы; П—4871—в 3,5 км выше колхозной фермы; П—4872—в 4,2 км выше колхозной фермы; П—4866—р. Белая, прав. прит. р. Локтевки, в устье р. Перильной; П—4878—в 1,2 км выше впад. р. Перильной; П—4865—в 1,5 км выше впад. р. Перильной; П—4879—в 2,2 км выше впад. р. Перильной; П—4880—в 2,7 км выше впад. р. Перильной; П—4881—в 3,5 км выше впад. р. Перильной; П—4882—в 4,5 км выше впад. р. Перильной; П—4883—в 5,5 км выше впадения р. Перильной; П—4884—в 6,5 км выше впадения р. Перильной; П—4885—в 7,60 км выше впадения р. Перильной; П—4886—у Колыванской базы; П—4887—в 1000 м ниже пос. Колывани; П—4888—у пос. Колывань.

П—4889—кл. без названия, лев. прит. р. Белой, около с. Колыванского.

П—4890—р. Белая, в 1000 м выше с. Колыванского; П—4893—в 1000 м ниже впадения кл. Прилавок; П—4894—у впаден. кл. Прилавок.

П—4891—р. Шершаниха, прав. прит. р. Белой, в 2 км выше с. Колыванского.

П—4892—р. Белая, в 3 км выше с. Колыванского.

П—4934—р. Локтевка, у с. Казанцева; П—4933—в 1000 м выше с. Казанцева; П—4932—в 2 км выше с. Казанцева; П—4931—в 3 км от пос. Казанцева; П—4930—в 4 км от пос. Казанцева; П—4929—в 5 км от пос. Казанцева.

П—4925—кл. Волдачиха, лев. прит. р. Локтевки, в 400 м от устья; П—4926—в 3 км от устья.

П—4924—р. Локтевка, в 2500 м ниже пос. Каменки; П—4923—в 200 м ниже пос. Каменка.

П—4921, П—2919—р. Каменка, лев. прит. р. Локтевки, у пос. Каменка; П—4920—лев. кл. у пос. Б. Каменки; П—4922—в 3 км выше пос. Каменки.

П—4917—р. Локтевка, выше пос. Каменка; П—4916—в 1000 м ниже пос. Локтевки;

П—4915—у пос. Локтевки; П—4914—в 1000 м выше пос. Локтевки; П—4913—в 3500 м выше пос. Локтевки; П—4912—в 300 м ниже впадения р. Черепанихи.

П—4911—р. Черепаниха, лев. прит. рч. Локтевки, в 2 км от устья; П—4910—в 4 км от устья; П—4909—в 100 м от села.

П—4908—р. Локтевка, в 500 м выше р. Черепанихи; П—4907—в 2000 м выше р. Черепанихи; П—4906—в 3500 м выше р. Черепанихи; П—4905—в 4000 м ниже дороги на Черепаниху; П—4904—в 3000 м ниже дороги на Черепаниху; П—4903—в 200 м ниже дороги на р. Черепаниху; П—4902—в 1500 м ниже фермы; П—4901—у фермы; П—4900—в 3 км выше свин. фермы; П—4899—в 3 км ниже рудника; П—4898—в 2 км ниже рудника; П—4897—у рудника.

5. р. Локтевка.

1200—1210—р. Локтевка, восточная падь, ш. 1, проба 1—11; 1211—1221—ш. 2, проба 1—12; 1222—1931—ш. 3, проба 1—10; 1232—1242—ш. 4, проба 1—11; 1243—1256—ш. 5, проба 1—15; 1257—1272—ш. 6, проба 1—16; 1273—1275—ш. 7, проба 1—25; 1277—1286—р. Локтевка, западная падь, ш. 1, проба 1—10; 1287—1297—ш. 2, проба 1—11; 1298—1303 и 1336—ш. 3, проба 2—7; 1304—1311—ш. 4, проба 1—11; 1312—1321 и 970—ш. 5, проба 1—11; 1322—1324—ш. 6, проба 1, 3 и 4; 1325—1331—ш. 7, проба 1—5, 7—8; 1332—1335—ш. 8, проба 2,4,6.

П—4850—р. Мельничная, прав. приток р. Локтевки, в 2 км выше впадения.

П—4896 р. Локтевка—в 500 м выше рудника.

П—4895—в верховьи, у слияния двух ключей.

II. Система р. Ануя.

1317—р. Щебета, в 300 м от устья, у ключа.

1019—р. Каракол, лев. прит. р. Ануя.

III. Система р. Песчаной.

1037—р. Б. Белокуриха, в 2 км выше устья.

1027—рч. М. Белокуриха, в 1 км ниже с. Ст. Белокурихи.

1022—кл. Каменный, лев. прит. рч. М. Белокурихи.

1030—рч. М. Белокуриха, ниже кл. Сорочьево.

1033—р. Белокуриха, выше р. М. Белокурихи.

991—из пегматитовой жилы кл. Кудрявого.

1013—кл. Кудрявый, в 1 км от устья.

1004—р. Б. Белокуриха, д. Н. Белокуриха.

1044—кл. Татарский, ниже кл. Астафьева.

6771—кл. Астафьев, прит. р. Б. Белокурихи.

998—р. Белокуриха, у с. Н. Белокурихи; 995—ниже устья лев. кл.; 894—в 2 км выше с. Белокурихи.

№ № и место взятия шлихов.

1040—р. Песчаная, ниже рч. Березовки;
2070—ниже рч. Сычевки.

1140—рч. Солоновка, прав. прит. р. Песчаной.

2046—р. Песчаная, ниже р. Б. Тихой.

2044—р. Б. Тихая, лев. прит. р. Песчаной;
1134—ниже д. Песчаной, устье; 1133—у д. Песчаной.

2049—р. Песчаная, выше кл. Осинковского.

2053—рч. Сосновка, прав. прит. р. Песчаной.

2030—кл. Светлый, прав. прит. рч. Баранчи.

1118—кл. Лысуха, в 1 км от устья.

1118-а рч. Баранча, выше кл. Лысухи.

2010—кл. Теплый, прав. прит. р. Баранчи, устье; 2009—кл. Теплый.

2011—рч. Баранча, выше кл. Теплового.

IV. Система р. Катунь.

1104—р. Каменка, ниже р. Сосновки.

П—4951, П—4950—р. Каинча, лев. прит. р. Катунь; П—4949—шурф 3.

П—5245, П—5247, П—5249 кл. кл. между р. р. Ярлу-Айри и Таджулу, прав. прит. р. Чуи.

П—4603—р. Ярлу-Айри, лев. прит. р. Чибита.

9838—р. Талдура, ее большой, перв. от устья, прав. приток.

9772—р. Кара-Гем, седьмой от устья лев. притока.

П—5299—р. Тербент, прав. прит. р. Катунь, в 600 м от устья.

9756—р. Джумала, третий прит., у теплых ключей.

П—4679, П—4682—Левая боковая морена ледника Геблера, в 1 км от истоков р. Катунь.

V. Система р. Бия.

1050—р. Бия, г. Бийск.

VI. Система р. Иртыша.

Нет материалов.

VII. Система р. Убы.

9565, 9566—р. Уба, ниже впадения р. Белопорожной Убы.

9641—кл. Барсучий, лев. прит. Руса-чихи.

8605—кл. Убной, прав. прит. р. Руса-чихи.

П—609—кл. без названия, лев. прит. кл. Рыжкова, в 50 м от устья; П—608—в 1,3 км от устья.

П—603—кл. Рыжков, прит. р. Белопорожной Убы, в 1,3 км от устья; П—605—в 3,2 км от устья; П—606—в 4 км от устья.

8659—кл. Дорожный, лев. прит. р. Белопорожной Убы.

8655—р. Белопорожная Уба, выше кл. Дорожного.

8656, 8657—кл., лев. прит. Белопорожной Убы, выше кл. Дорожного.

П—679—р. Белопорожная Уба, в 300 м ниже кл. Гордеева.

П—678—р. Белопорожная Уба, сопка Порожная.

8635—кл. Порожный, в 1 км от устья.

П—645—р. Татарка, устье; П—646—в 1 км от устья; П—648—в 3,5 км от устья.

П—664—рч. Мякотушка, в 400 м от устья; П—665—в 800 м от устья.

П—649—р. Татарка, прит. р. Белопорожной Убы, в 20 м выше устья рч. Мякотушки;

П—650—в 1 км выше устья рч. Мякотушки;

П—657—в 20 м ниже устья кл. Быстрого;

П—656—в 600 м выше устья кл. Быстрого;

П—651—в 1,5 км выше устья кл. Быстрого.

П—562—р. М. Татарка, прит. р. Татарки, устье; П—653—в 1 км от устья.

П—654—р. Татарка, в 10 м выше р. М. Татарки; П—655—в 13 км выше р. М. Татарки.

8595—кл. Поперечный, прит. р. Ерохиной Убы, в 3 км от устья.

П—628—кл. без названия прав. прит. р. Ерохиной Убы.

8604—кл. Калмыцкий, прит. Ерохиной Убы, в 50 м от устья.

П—624—р. Ерохина Уба, в 18 км выше кл. Калмыцкого.

8787—р. Б. Карагужиха, в 500 м от устья; 8682—ниже устья р. Зайчихи; 8683—в 1,5 км ниже р. Зайчихи; 8686—около заимки; 8684—

выше заимки.

8691—второй кл., прит. р. Б. Карагужихи.

8690—р. Б. Карагужиха, в 1 км ниже кл. Сакмарихинского; 8689—в 100 м ниже кл. Сакмарихинского.

9678—кл. Сакмарихинский, прит. р. Карагужихи, в вершине.

8678—прав. прит. Б. Карагужихи.

8685—первый прав. кл. р. Б. Карагужихи.

8679—кл. р. Карагужихи, в 500 м от устья.

8660—р. Сакмариха, в 150 м выше кл. Полякова.

8671—р. Качаниха, лев. прит. р. Черной Убы.

8650—кл. Арагужиха, прит. р. Черной Убы, в 0,5 км от устья; 8651—в 1,5 км от устья;

8654—в 50 м выше перв. прав. кл.

9646—кл. Луковый, лев. прит. р. Бобровки, устье; 9645—в 1 км от устья.

9585—р. Сараниха, прит. р. Черной Убы, в 600 м выше лев. кл.; 9586—ниже прав. отнogi; 9590—ниже лев. отнogi; 9591, 9593—

лев. отнogi; 9592—в 800 м выше лев. отнogi; 9579—р. Обдериха, лев. прит. р. Черной Убы, в 500 м ниже кл. Проходного; 9577—ниже

кл. Проходного; 9580—устье кл. Проходного; 9581—русло кл. Проходного; 9573—в 100 м

ниже третьего кл.; 9569—в 800 м выше кл. Колотухинского; 9567—р. Обдериха; 9568—

в 500 м от прав. прит.; 9578—русло прав. кл.; 9572—р. Обдериха; 9571—выше перв. прав. кл.

9764—р. Черная Уба, лев. прит. р. Убы; 9563—ниже кл. Ускучева;

Список главнейшей геологической литературы по Ойротскому Алтаю.

Л. Н. Краевская.

Настоящий список составлен, главным образом, по материалам Отдела минеральных ресурсов Зап.-Сибирского Геологического треста и Редметразведки, а затем пополнен из личной картотеки доцента ТГУ К. Г. Тюменцева. Список, как показывает само название, не претендует на исчерпывающую полноту, но в общем охватывает главнейшую литературу по геологии и смежным дисциплинам.

1. А. М.—Геолого-разведочные работы в СССР (о Чаган-узунской ртuti). Соц. рекон. и наука. 1935 г., вып. 3, стр. 85.
2. Аншелес, О. М.—М-ния асбеста в верховьях р. Катун. Горн. журн. 1925, № 6, стр. 453—4.
3. Адрианов, А.—Путешествие на Алтай и за Саяны, совершенное в 1881 г. Зап. Имп. Русск. Геогр. О-ва. 1888, т. XI, стр. 149—422.
4. Афанасьев, Г. Д.—Работы Академии Наук по марганцу в Зап. Сибири. Вестн ЗСГГТ, 1934, № 5.
5. Афанасьев, Г. Д. и Меняйлов, А. А.—Марганец в Ойротин и Горн. Шории. Экспед. Ак. Наук СССР 1934 г., стр. 172—183. Изд. 1935 года.
6. Афанасьев, Г. Д.—Бостокское марганцовое месторождение. Мат. по петр. и геохимии Кузн. Алатау и Алтая, ч. III, стр. 101—153. Изд. СОПС. 1935 г.
7. Блумберг, О. К.—Работы Алтайской энергетической экспедиции Академии Наук СССР 1927 года. Мат. АН СССР 1928. № 80.
8. Блумберг, О. К.—Белый уголь Алтая. Мат. КЕПС. 1930. № 76.
9. Бубличенко, Н. Л., Белоусова, В. Т., Волнева.—Геологические изыскания в районе Телецкого озера 1930 года. Изв. ВГРО, в. 71, 1931 г.
10. Брешинский, И.—Исследование путей в Алтайском крае. Записки Зап.-Сиб. Отд. Им. Русск. Геогр. О-ва, кн. III, 1881 г.
11. Верещагин, В. И.—По Восточному. Алтаю. Алт. сборник, VI, Барнаул. 1907 г.
12. Он же.—От Барнаула до Монголии (путевые заметки). Алтайский сборник, т. IX, изд. Алт. Подъотдел. Зап.-Сиб. Отд. Русск. Геогр. О-ва. Барнаул. 1908 г.
13. Он же.—Высоты местностей на Алтае, вычисленные Г. К. Тюменцевым по данным В. И. Верещагина.—Изд. Алт. Подъотд. Зап.-Сиб. Отд. Рус. Геогр. О-ва, 1911, стр. 1—14. Барнаул.
14. Володин, А. Г.—Археоциаты Сибири. Вып. 1. Фауна кембрийских известняков. Алтая. 1932 г.
15. Геблер, Ф.—Замечание о Катунских горах, составляющих высочайший хребет в Русском Алтае. Горн. Журнал 1836 г., ч. II, стр. 408.
16. Gebler, F. Uebersicht des Katunischen Gebirges, der höchsten spitze des russischen Altai. Mémoire. présentes à l'Acad. Imp., St. Pt. 1837 г.
17. Геблер, М. В.—Ледники рек Мульты и Кулагаша в Катунском хребте. Изв. Зап. Сиб. Отд. Им. Русск. Геогр. О-ва, т. XXXVIII, 1916 г.
18. Геблер-Фляшер, О.—К истокам Мульты в Центр. Алтае. Вестн. Естеств. и Географ., 1915, № 9—10.
19. Гельмерсен, Г.—Телецкое озеро и телеуты Восточного Алтая. Горн. Журн., 1840, т. 1.
20. Helmersen, G. Reise nach dem Altai im Jahre 1837. Petersburg, 1848 г.
21. Горностаев, Н. Н., проф.—О м-ниях полезных ископаемых Горного Алтая. Изв ЗСГГРУ, 1931 г., т. XI, вып. 2.
22. Горностаев, Н. Н.,—проф.—Медные руды Алтая. Сборник „Полезные ископаемые. Зап.-Сиб. края“, т. 1. 1934 г.
23. Гране, Г.—О ледниковом периоде в Русском Алтае. Изв. Зап.-Сиб. Отд. Имп. Русск. Геогр. О-ва 1915, т. III, вып. 1—2, стр. 1—59. Омск.
24. Гране, Г.—О значении ледникового периода для морфологии СВ. Алтая. Записки Зап. Сиб. Отд. Русск. Геогр. О-ва, т. XXXVIII. 1916.

25. Granö, I. G.—Beitrage zur Kenntniss der Eiszeit in der NW Mongolei und einigen ihrer südsibirischen Grenzgebirge, Helsingfors, Fennia, № 28, 1910.
26. Granö, I. G.—Morphologische Forschungen im östlichen Altai. Zeitsch. d. Gesellsch. für Erdkunde zu Berlin, № 5, 1914 г.
27. Granö, J. G.—Des formes du relief dans l'Altai Russe et leurs genese, Helsingfors, 1917, Fennia, 40, № 2.
28. Григорьев, С.—По Северному Алтаю. „Землеведение“, т. XXVI, вып. I—II, стр. 181—210. 1924 г.
29. Еремин, С.—О р. Лебеди в смысле ее золотоносности. Вестн. Золотопромышл., 1895, № 2, стр. 30—31 и № 4, стр. 65—67 (с картой).
30. Еремин, С.—К вопросу об образовании увалов (р. Лебедь). Вестн. Золотопром., 1896 г., № 5, стр. 96—97.
31. Зайцев, А. М.—К петрографии Алтая. Изв. Том. Univ., 1907 г., т. XXVIII.
32. Зайцев, А. М.—По верхн. и частью ср. Чарышу, его притокам и по р. Коксу, притоку Катуня (экскурсия на Алтай 1905 г.). Изв. Имп. Том. Univ., 1905 г.
33. Зайцев, А. М.—Экскурсия на Алтай в 1905 г. Горн. Журн., 1906 г., т. III, № 7, стр. 61—97.
34. Игнатов, П.—Исследование Телецкого озера на Алтае летом 1901 г. Изв. Русск. Геогр. Общ. 1902 г., т. XXXVIII, стр. 170—207.
35. Калинин, Д. И.—Золото Алтая. Сборник „Пол. Ископ. Зап.-Сиб. края“, т. I. 1934 г.
36. Калицкий, К. П.—Об алтайской нефти. Геол. Вестн., 1907 г., № 1—6, стр. 87.
37. Каминский, О. М.—Сырьевая база редких и малых металлов к началу 2-й пятилетки. Редкие металлы. 1934 г. № 1.
38. Комаров, И. П.—Новые данные о палеозойских отложениях с фауной в Коргонском хребте. Геол. Вестн. 1930 г., т. VII, № 1—3, стр. 64—65.
39. Краевская, Л. Н. и Сперанский, Б. Ф.—К вопросам минерально-сырьевой базы Ойротии. Соц. Хоз. Зап. Сиб. 1935 г., № 4—5, стр. 30—33.
40. Крот, М. И.—О происхождении истоков речки Кокши. Тр. Сиб. с.-х. Акад., т. III, стр. 79—82. 1924 г.
41. Кузьмин, А. М.—Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области. Изв. Зап.-Сиб. Отд. Г.К. 1929, т. VIII, в. 2.
42. Кузьмин, А. М.—Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна. Изв. Сиб. Геолкома. 1928, т. VII, в. 2.
43. Кузьмин, А. М.—Краткий отчет о геологических исследованиях в верхней части бассейна р. Лебедя. Изв. Сиб. Геолкома, т. III, вып. 4.
44. Кузнецов, В. А.—Предварительный отчет о поисково-разведочных работах на Чаган-Узунском рудном м-нии. Вестник ЗСГГГТ. 1934, № 5.
45. Курлов, М. Г., проф.—Отчет по командировке по курортам Северного Алтая. Изв. Института Иссл. Сибири, № 3 и Тр. Бальнеолог. отд., № 1. Томск, 1921.
46. Лазов, В.—Месторождения асбеста в Горном Алтае. Горн. Журн. 1925 г., № 6, стр. 452—455.
47. Лебедев, П. И.—Конференция по генезису руд железа, марганца и алюминия Социал. реконстр. и наука. (Сорена), 1935 г., вып. 6, стр. 159—163.
48. Мамонтов, В. Н.—Материалы к истории развития и поискового дела в Алтайском округе. Горн. и зол. пром. Изв. 1910, №№ 10, 11, 12, 13.
49. Мархилевич, Ю. А.—Материалы по петрографии Горного Алтая. Изв. ГГРУ., т. XLIX, № 7. 1930 г., стр. 835—866 + 1 карта.
50. Мещеряков, М. И.—О м-ниях натровой селитры на Алтае. Рудн. Вестн., т. I. 1916, № 3, стр. 137.
51. Меркурьев, И. Д.—М-ния асбеста в центральной части Горного Алтая. 1931 г.
52. Мesiянинов, А. А.—Некоторые марганцовые м-ния Сев. Ойротии и Горн. Шории. Вестн. ЗСГГГТ. 1935, № 1.
53. Митропольский, Б. С. и Паренаго, М. К.—Полиметаллические м-ния Алтая и Салаира. Новосибирск. 1931.
54. Митропольский Б., Пупышев В., Шемелев, В.—Алтай. Спутник туриста по Сибирскому краю. Новосибирск. 1929.
55. На штурм Белухи.—Издание „Советской Сибири“. 1935 г.
56. Нехорошев, В. П.—Алтай и его недра. Геол.-Разв. Из-во. 1933.
57. Нехорошев, В. П.—Тектоника металлогения ЮЗ Алтая. Изв. Геол. Раз. об-ния 1932 в 15.
58. Нехорошев, В. П.—Рельеф и тектоника Русского Алтая. Геол. Вестник, 1926 г., т. V, № 1—3, стр. 23—31.
59. Нехорошев, В. П.—Кембрий и докембрий в Горном Алтае. В.Г.К., 1927, № 1, стр. 3—4.
60. Нехорошев, В. П.—Новые рудные месторождения на Алтае. Вестн. Геол. Ком. 1925 г., № 5, стр. 47—49.
61. Нехорошев, В. П.—Термы Алтая. Изв. Г. К. 1927 г., т. LVI, № 5, стр. 431—451.
62. Нехорошев, В. П.—Землетрясение на Алтае и их связь с геологическим строением. ВГК, 1927 г., № 7, стр. 11—17.

63. Нехорошев, В. П.—Современное и древнее оледенение Алтая. Тр. III Всесоюзного съезда геологов в Ташкенте в 1928 г., вып. 2, стр. 371—390, 1930 г.
64. Нехорошев, В. П.—Проявление альпийской дислокации на Алтае. Вестник ГК. 1927 г., № 2, стр. 7—11.
65. Нехорошев, В. П.—О некоторых новых и малоизвестных м-ниях полезных ископаемых в Горном Алтае. Изв. ГГРУ. 1930 г., т. 49, № 6.
66. Нехорошев, В. П.—Древнее оледенение Алтая. Тр. Ком. по изучению четв. периода. 1932 г.
67. Нехорошев, В. П.—Материалы для геологии Горного Алтая. Тр. ВГРО. 1932 г., вып. 177.
68. Нехорошев, В. П.—Геологический очерк Алтая. Изд. Ак. Наук. 1932.
69. Нехорошев, В. П.—Некоторые замечания по поводу статьи Н. Н. Горностаева. „О м-ниях полезных ископаемых Горного Алтая“. Изв. ВГРО, вып. 51.
70. Нехорошев, В. П.—Перспективы использования водной энергии Алтая. „Поверхн. и Недра“. 1926 г., т. IV, в. 4, стр. 24—26.
71. Нехорошев, В. П.—Геология Западной Сибири по новейшим данным. 1931 г. Ленинград.
72. Никонов, А.—Отчет о Геол. съемке в районе хребта Большая Листвяга в Горном Алтае. Изв. ВГРО, в. 45, LI.
73. Обручев, В. А.—Алтайские этюды. I. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае. „Землеведение“. 1914 г., кн. 4.
74. Обручев, В. А.—Алтайские этюды. II. О тектонике Русского Алтая. „Землеведение“. 1915, кн. 3.
75. Обручев, В. А.—Новые данные о тектонике Русского Алтая. Геол. Вестник. 1915 г., том I, вып. 4, стр. 203—209.
76. Обручев, В. А.—Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии. Бюллетень Ком. по из. четв. периода. Ак. Наук. 1930 г., № 3, стр. 43—120 и „Природа“. 1930 г.
77. Обручев, В. А.—Геологический обзор Сибири 1927 г.
78. Падуров, Н. Н.—Геологические исследования в Катунских альпах летом 1926 г. Изв. Г. К. 1927, т. XLII, № 4.
79. Pallas, P., S.—Vermischte Nachrichten über den Bergbau am Altaischen Gebirge. 1781.
80. Протопопов А. Г.—Поездка в Центр. Алтай. Изв. Зап.-Сиб. Русск. Геогр. О-ва. 1913 г., т. 1, в. I, Омск.
81. Пилипенко, П. П.—К вопросу о ледниковом периоде на Алтае. Ежегодник по геол. и мин. России, т. XII, в. I—2, стр. 1—7.
82. Плеткер, В. И.—О картографии Алтайского округа. Тр. Геол. части б. Каб. 1896, т. 1, вып. 1, стр. 105—144.
83. Проблема Бийской электроцентрали, Изд. О-ва изуч. Сибири и ее произв. сил. 1929.
84. Сапожников, В. В. Пути по русскому Алтаю. 1911 г. Томск.
85. Он же—По Алтаю. Изв. Том. Ун. 1897 г.
86. Он же—О ледниковых узлах Алтая на основании новых данных, собранных во время экспедиции 1897 г. Изв. Общ. Люб. Естеств. 1898.
87. Он же—Белуха, определение ее высоты и восхождение на седло. Изв. Им. Русск. Геогр. О-ва. 1899 г.
88. Он же—Новые ледники Чуйских белков. Изв. Им. Русск. Геогр. О-ва. 1899, т. XXXV стр. 516.
89. Он же—Катунь и ее истоки. Изв. Том. Гос. Ун. 1901.
90. Саранчина, Г. М.—Петрографические исследования в Прителецком районе. Материалы по петрографии и геох. Кузнец. Алатау и Алтая, ч. 1, 1934 г. Изд. Ак. Наук СССР (СОПС).
91. Сборник „Полезные ископаемые Зап.-Сиб. края“. тт. I, II и III, Изд. ЗСГГГТ, 1934—1935 г.г.
92. Семихатова, Л. И.—Географические исследования в Восточном Алтае. Север. Азия. 1928, № 5—6.
93. Семихатова, Л. И.—Государственный Алтайский заповедник (географ. очерк). „Землеведение“, 1934 т. XXXVI, вып. 2, стр. 143—158.
94. Семихатова, Л. И.—Сайлюгом (географический очерк). Тр. О-ва Изуч. Урала, Сибири и Дальнего Вост., т. 1, вып. 1, стр. 3—41, 1928.
95. Семихатова, Л. И.—Современное оледенение в Юго-восточном Алтае. Советская Азия, 1930, № 3—4, стр. 221—237.
96. Соболев, Д. Н.—Об алтайских экзодислокациях. ВГК., 1927 г. № 6 стр. 15—17.
97. Соболев, М. Н.—Русский Алтай „Землеведение“, 1896 г., т. III, стр. 51—110 (с картой и рельефом Катунского хребта).
98. Соколов, Н. А.—Сообщение о ледниковых отложениях Алтая. Тр. СПб. Общ. ест. 1883, т. XIV, стр. 47.
99. Он же.—Сообщение о некоторых чертах физико-географических особенностей Русского Алтая.
100. Соколова Е. А.—Маршрутные геологические наблюдения в области Бийского массива и северной части Алтая. Мат. по петр. и геохимии Кузн. Алатау и Алтая, ч. III, стр. 153—179. Изд. СОПС. 1935 г.

101. Смирнов, В. и Соколов, Н.—Система р. Лебеди в Горном Алтае. Предв. отчет об орг. и исполн. работ по исслед. почв Азиат. России в 1908 году. СПб. 1908.
102. Суворин, А. и Павлин, И.—Ойротия к съезду Советов. Соц. Хоз. Зап. Сиб. 1934 г. № 11—12. Новосибирск.
103. Таганцев, В.—Исследования в Восточном Алтае Гране, Г. В. 1915 г., т. 5, стр. 316—320.
104. Тронов, Б. В.—Современное оледенение Алтая. Изв. Р. Г. О. 1921, т. 59, в II.
105. Тронов, Б. В.—Предварительные данные об экспедиции проф. Б. В. Тронова, для изучения ледников и рек Алтая в 1928 г. „Жизнь Сибири“. 1929, № 2—3.
106. Троновы, Б. и М. и Тюменцев, К. Г.—Сводка ледников. исследований Алтая с 1907 по 1932 г.г. Изв. Гос. Геогр. Об-ва, т. 66, вып. 4, стр. 505—570. Изд. 1934.
107. Троновы, Б. и М.—Поездка в Вост. Алтай летом 1924 года. Изв. Русск. Геогр. О-ва, 1925, т. 57, стр. 61—62.
108. Они же—Новые ледники Катунского хребта. Тр. Общ. Изуч. Сиб. и ее произв. сил. 1930 г., в. IV, стр. 1—54.
109. Они же—По истокам Аргута. „Землеведение“, кн. I—II, 1914—1925 г., стр. 13—30.
110. Они же—Восхождение на Белуху. „Землеведение“, 1915, т. XII. кн. IV, стр. 84—98.
111. Тронов, Б. В.—Каталог ледников Алтая. Изв. Русск. Геогр. О-ва, 1925 г., т. 57, № 2, стр. 107—159.
112. Тюменцев, К. Г.—Алтай. „Сиб. Сов. энцикл“. т. I, стр. 62—74. 1929 г.
113. Труды июньской сессии Акад. Наук, состоявшейся в г. Новосибирске в 1932 г. Изд. Ак. Наук.
114. Труды майской сессии Акад. Наук, посвященной Ойротии и состоявшейся в 1935 г. Москва, Изд. Ак. Наук. (печатается).
115. Усов, М. А., проф.—Итоги исследований геологии Зап. Сиб.-края за первую пятилетку. Вестник ЗСГГГТ. 1933, № 2—3.
116. Он же—Новые данные по геологии Зап.-Сиб. края. Вестн. ЗСГГГТ. 1934 г., № 6.
117. Он же—Новые данные 1935 г. по геологии Зап.-Сиб. края. Вестник 1935 г., № 6.
118. Хахлов, В. А., проф.—Остатки пермокарбоновой флоры на Алтае. Мат. по геолог. Зап.-Сиб. края, т. 4, 1934 г.
119. Шахов, Ф. Н.—Геологические исследования на Юго-Восточном Алтае в р-не ср. течения р. Аргут. Мат. по геол. ЗСкрая, в. 5, 1933 г.
120. Шахов, Ф. Н.—Состав и генезис руд Коргонского железорудного м-ния на Алтае. Сборник по геол. Сибири. Томск. 1933. Изд. ЗСГГГТ.
121. Шахов, Ф. Н.—К вопросу о постановке геологических и поисковых работ на Алтае. Вестн. ЗСГТ. 1935 г. № 1.
122. Tchihatcheff, P.—Voyage scientifique dans l'Altai oriental et dans les parties adjacentes de la frontière de la Chine. Paris. 1845. (С геологической картой).
123. Яковлев, С. А.—Геологическое описание СЗ, четверти 15 листа X ряда десятиверстной карты Том. губернии. Труды Геол. Части. Каб., т. VIII, в. 1907, стр. 1—179.
124. Яковлев, С. А.—О происхождении Телецкого озера Изв. Рус. Геогр. Общ. LII. 1916 г., в. 6, стр. 431—457.
125. Яковлев, С. А.—К вопросу о ледниковом периоде на Алтае. Тр. СПб. О-ва Естеств. т. 40, в. 1.
126. Ядринцев, Н. И.—О поездке по поручению Зап.-Сиб. Отд. ИРГО в Горный Алтай, к Телецкому озеру и к вершинам Катун. Записки Зап.-Сиб. Отд. ИРГО, кн. IV, 1882 г., стр. 21—46.

Неопубликованные материалы, хранящиеся в отделе минеральных ресурсов Зап.-Сиб. Геол. треста.

127. Аншелес, О. М.—Месторождения асбеста в верховьях Катун. 1922 г.
128. Андреев, А. А.—Предварительный отчет об инженерно-геологических исследованиях верхнего варианта по р. Бие. 1933 г.
129. Александров, А. И.—Предварительный отчет Ойротской тематической партии. 1935 г.
130. Афанасьев, Г. Д.—Отчет о разведочных работах Ойротского марганцового отряда Акад. Наук за 1933 г.
131. Афанасьев, Г. Д.—Марганцовоносные образования Сев. Ойротии. 1934 г.
132. Афанасьев, Г. Д.—Краткий отчет о полезных работах марганцовой группы Алтайской экспедиции Ак. Наук СССР за 1934 г.
133. Блинов, Б. П.—Штурм Белухи. Геологические наблюдения по маршруту от с. Катанды до вост. вершины г. Белухи (отчет о геол. походе 1935 г.). 17 стр. + 2 карты.
134. Блюдох, горн. инж.—М-ния асбеста на Алтае. 3 стр. + 2 карты.
135. Большаков, П. М.—Инженерно-геологические условия Чемальской гидростанции. 1933, 45 стр. + 1 приложение.
136. Бубличенко, Н. А.—Планшет XI—6 (Чубек-Кульский). Работы 1931 г. 39 стр.

137. Бубличенко, П. Д. и Белоусова, В. Т.—Отчет I и II Телецких геологических партий в 1932 г. 14 стр. + 1 карта.
138. Бубличенко, П. Д., Белоусова, В. Т. и Воднева.—Геологические изыскания в районе Телецкого озера в 1930 г. 32 стр.
139. Горностаев, Н. Н., проф.—К геологии Юго-Восточного Алтая 1933 г.
140. Он же—Золото-Алтая. Полезные ископ. Зап. Сиб. края т. I 1934 г..
141. Григорьев, И. Ф.—Описание Телецкого озера, окр. зап. берега. По материал. Барнаульского архива. 1919 г.
142. Он же.—Описание месторождения близ урочища Талица. По матер. Барн. архива. 1919 г.
143. Он же.—Описание Улалинской каменоломни. По матер. Барн. архива. 1919 г.
144. Он же.—Р. Чулышман. Выписка из Барнаульского архива. 1919 г.
145. Гудалин, Гр.—О работах Телецкой геолого-поисковой партии в 1929 г. (предв. отчет промышленного характера), 13 стр.
146. Он же.—Информация о работе Телецкой геолого-поисковой партии в VI и VII месяцах 1929 г. 3 стр.
147. Он же.—О работах Телецкой геолого-поисковой партии (годовой отчет) 1929 г. 1 стр.
148. Гусев, А. И.—Геологическое строение Чарышского хребта (отчет Усть-Канской геол. поисковой партии 1931 г.). 42 стр. + 1 геол. карта.
149. Егоров, А. С.—К геологии Центрального Алтая (Краткий предварительный отчет о результатах работ Уймонской геолого-съёмочной партии в 1935 г.), 14 стр. + 1 карта.
150. Имшенецкий, М. М.—Обследование м-ний асбеста в районе р. Катунь, произведенное обществом „Уралит“ в 1902—1904 1906—1907 годах.
151. Жеромский, М. А.—Чибитское медное м-ние в Горн. Алтае по данным геол. разв. работ 1931 г., 1932 г. 46 стр.
152. Жеромский, М. А.—Отчет о поисковых работах на пьезо-кварц, произведенных в 1933 году на Алтае. 1934 г. 32 стр. + 4 прил.
153. Жуков, Л. Н.—М-ния серебра, свинца, железной и медной руды, селитры и горного хрусталя в долине верхнего течения р. Чарыша (Усть-Кан).
154. Жуков, Л. Н.—Краткий отчет о работе Омско-телецкой партии летом 1930 г. (Нефть).
155. Комаров, И. П.—Изыскания по р. Ак-Кему в 1927 году. 1927 г.
156. Комаров, И. П.—Об оруденении в Коргонском хребте. 1929 г.
157. Кордилов, А. А.—Отчет о поисково-разведочных работах басс. р. Лебеди. 1932 г.
158. Кордилов, А. А.—Геологическое строение бассейна р. Каучак, пр. пр. р. Лебеди. 1933 г. Стр. 35 + графическ. материал.
159. Краткое описание Лебедского района. 1924 г. 1 стр.
160. Краевская, Л. Н. и Сперанский, Б. Ф.—К геолого-промышленному освоению Ойротии. 1935 г. 17 стр.
161. Краевская, Л. Н.—Полезные ископаемые центральной части Курайского хребта в ЮВ Алтае. 1933 г.
162. Краевская, Л. Н.—К геологии Курайского хребта. 1933 г. (Отчет о работах Южно-Башкауской г/п партии 1932 г.).
163. Краснопева, П. С.—Мшанки в стратиграфии девонских отложений Алтая. 1934 г.
164. Кузьмин, А. М.—Полезные ископаемые бассейна р. Лебедь. 1923 г. (Отд. Редметразведки). 27 стр. + 1 карта.
165. Кузнецов, В. А. и Митропольский, А. С.—Геологический очерк Коргонского хребта на Алтае (отчет за 1931 г.).
166. Кузнецов, В. А.—Предварительный отчет о результатах поисково-разведочных работ 1934 г. на Чаган-Узунском рудном м-нии в ЮЗ Алтае. (Отд. Редметразведки).
167. Кузнецов, В. А.—Краткий отчет о работах Кумирской геолого-съёмочной партии в 1931 г.
168. Кузнецов, Ю. А.—Предварительный отчет Чуйской геологической партии в 1935 г.
169. Кузнецов, В. А. и Мухин, А. С.—Предварительный отчет Ойротской геолого-поисковой партии в 1935 г. 22 стр. + прилож.
170. Курышев, П. В.—Краткий предварительный отчет о геологических исследованиях Чаган-Узунской партии в Центральном Алтае в 1931 г.
171. Лазов, В.—Месторождения асбеста в Горном Алтае. 1925.
172. Лазов, В.—Сводная таблица алтайских м-ний асбеста по материалам архивов Упр. Алт. Горн. округа, 1925 г.
173. Меркурьев, Н. Н.—Краткий геологический отчет Ойротской геолого-поисковой партии за лето 1930 г.
174. Меркурьев, Н. Д.—Месторождения асбеста на Центральной части Г. Алтая. 1931.
175. Мухин, А. С.—Отчет о геологических исследованиях в Северо-Курайском планшете. 1932.
176. Малгатаев, Г. С.—Геологическое строение юго-восточного склона Курайского хребта. 1934 г. (дипломная работа).
177. Месяников, А. А.—Предварительный отчет о произведенных работах Бийской геологической партии в 1934 г. в Северной Ойротии.
178. Митропольский, А. С.—Отчет о поисковых работах в верховьях р. Аргут. 1934 г.

179. Мурашев, Д. А.—План геолого-поисковых исследований на Алтае. 1924 г.
180. Макаров.—Геологические исследования в системе рек Кондомы, Мрассу и Лебеди. 1909 г. 67 стр.
181. Молчанов, И. А. проф.—Ойротские месторождения ртути и их значение в разрешении ртутной проблемы СССР. 1935 г. 79 стр. (Редметразведка).
182. Он же.—Тезисы доклада облисполкому Ойротской области. 1935 г. 10 стр.
183. Месяников, А. А.—Марганцевоносные образования в некоторых точках северной Ойротии (отчет по работам Бийской г.-п. партии за 1934 г.).
184. Ненахов, А. М.—Геологическое строение западной части Улалинского листа между $51^{\circ}30'$ и $52^{\circ}15'$ с. ш. 1930 г. 47 стр.
185. Нехорошев.—Магнетитовое м-ние по рч. Эжеме. 1927 г.
186. Никонов, А.—Отчет о геологической съемке в р-не хребта Большая Листвяга в Горном Алтае. 1921 г.
187. Оглоблина, Е. С.—Геологический очерк и перспективы нахождения редких элементов в Катунско-Чуйском хребте Горного Алтая (отчет о походе альпиниады на Белуху в 1935 г.), 1936 г. (Редметразведка).
188. Петёбня, А. С.—Отчет о геологических исследованиях в Чуйских альпах на Алтае в 1930 г. 47 стр. + 1 карта + 3 разреза.
189. Радугин, К. В.—Чемальский лист Алтая (междуречье Катунь—Урсул—Сема—Анос). 1930 г. 64 стр.
190. Радугин, К. В.—К геологии планшета XI—8' трехверстной съемки Алтая. 1932 г.
191. Саранчина, Г. М.—Отчет Прителецкого отряда Алтайско-Кузнецкой экспедиции Академии Наук. 1933 г. 66 стр.
192. Она же. Предварительный отчет Прителецкого отряда Алтайско-Кузнецкой экспедиции. Акад. Наук. 1932 г. 17 стр.
193. Смирнова, Н. Н.—Стчет о геологических исследованиях в 1932 г. в ЮВ. Алтае.
194. Смирнова, Н. Н.—Предварительный отчет о геологических исследованиях 1932 г. в Южном Алтае. В.-Чуйская партия. 6 стр.
195. Сперанский, Б. Ф.—К геологии Коргонского хребта, 1931 г.
196. Сперанский, Б. Ф.—К возобновлению геологических работ в Ойротском Алтае в 1935 г. 9 стр.
197. Он же.—Нерудные ископаемые Ойротского Алтая по архивным и литературным источникам. 1935 г. 29 стр.
198. Он же. К возможному участию ЗСПГТТ в работах Алтайской экспедиции Академии Наук на 1935 г. 3 стр.
199. Тарнопольский, М. М.—Отчет о работе на участке вершины р. Ночной Коксы летом 1930 г. 59 стр., 2 листа чертежей.
200. Халфин, Л. Л.—Новые данные по стратиграфии девонских отложений Алтая. 1933 г.
201. Чайковский, Ф. И.—Полезные ископаемые района г. Белухи. 1926 г. 6 стр.
202. Усова, А. А.—Месторождения асбеста Сибири. 1927 г. 30 стр.
203. Усов, М. А., проф.—Замечания к плану работ Большой Алтайской экспедиции Акад. Наук на 1935 г. 1,5 стр.

Редакция: Проф. М. А. Усов (ответ. редактор).

А. А. Васильев, И. М. Мягков,

Томск, Уполкрайлит № 175.

Сдано в набор 8/III-1936 г.

Подписано к печати 27/VII-1936 г.

Статформат 176×250/16.

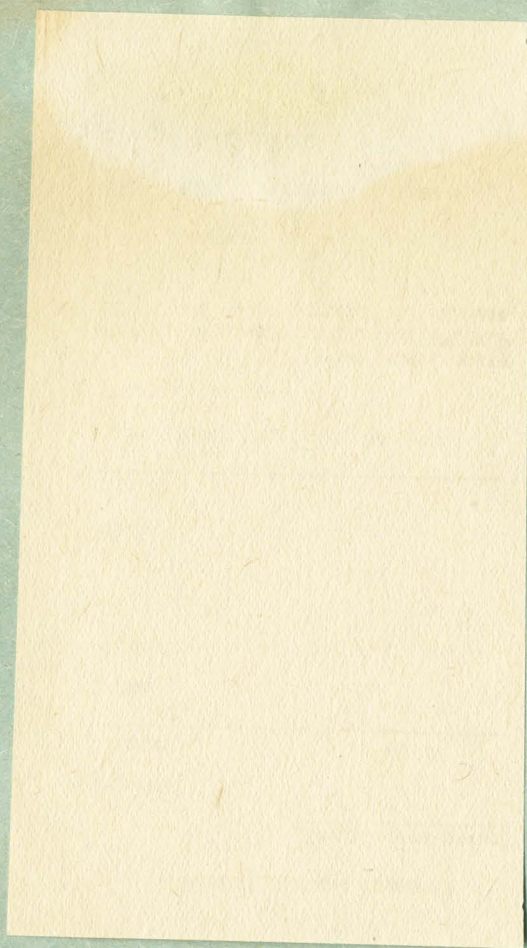
Типогр. знаков в печ. л. 62176.

Объем 9 печ. л.

Тираж 1000 экз.

Заказ № 1054-36 г.

Томск, типография издательства „Красное Знамя“—Советская, № 3.



Цена 5 руб.

504