

**ЛИТОЛОГИЯ
ОТЛОЖЕНИЙ
ОРДОВИКА И СИЛУРА
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
СИБИРСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ**

Е. С. РАБИХАНУКАЕВА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Е. С. Рабиханукаева

**ЛИТОЛОГИЯ ОТЛОЖЕНИЙ
ОРДОВИКА И СИЛУРА
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
СИБИРСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ**

**ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА» СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК 1971**

В работе приводится литолого-стратиграфическое описание разрезов, петрографическая, минералогическая и геохимическая характеристика ордовикских и силурийских отложений западной окраины Сибирской платформы. Сделаны выводы о палеогеографических условиях и закономерностях осадконакопления.

Работа иллюстрирована схемами, палеогеографическими картами, таблицами и графиками, характеризующими вещественный состав пород, микрофотографиями шлифов и минералов.

Монография рассчитана на широкий круг геологов и петрографов, интересующихся строением осадочного чехла Сибирской платформы и общими вопросами литологии.

Елизавета Семеновна Рабиханукаева

**ЛИТОЛОГИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ОРДОВИКА И СИЛУРА
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Ответственный редактор

Михаил Абрамович Жарков

Редактор **Н. Г. Рязанова.**

Художественный редактор **В. И. Шумаков.**

Обложка художника **Н. А. Савельевой.**

Технический редактор **Т. К. Овчинникова.**

Корректоры **Н. И. Колесникова, Р. С. Митяева.**

Сдано в набор 16 апреля 1970 г. Подписано к печати 15 февраля 1971 г. МН03523.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆, 13,75 печ. л., 19,2 усл.-печ. л.+3 вкл. 18,1 уч.-изд. л. Тираж 750.

Цена 1 р. 66 к.

Заказ 4288. Новосибирск, 99, Советская, 18. Сибирское отделение издательства «Наука».
Типография «Омская правда» г. Омск-56, проспект Маркса, 39.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе излагаются результаты исследования литологии ордовикских и силурийских отложений западной части Сибирской платформы, проведенного в лаборатории осадочных формаций Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Ставилась цель восстановить для отложений ордовика и силура характерные черты древнего эпиконтинентального морского бассейна, проследить фациальные изменения от береговой линии до центральной его части и выяснить особенности происходившей в нем седиментации осадков.

Основой для решения этих вопросов послужили литологические материалы, собранные автором в период с 1962 по 1965 гг. при изучении разрезов по рекам Подкаменной Тунгуске, Сухой Тунгуске (Дьявольская площадь), Кулюмбэ и в районе г. Норильска (Южно-Пясинская площадь) (рис. 1). Особенно детально был изучен разрез по р. Кулюмбэ, являющийся одним из наиболее полных на Сибирской платформе. Он отличается широким развитием карбонатных пород, в составе которых имеется большое количество органических остатков, хорошо обнажен и может быть признан опорным для значительной территории Сибирской платформы. При описании разреза по р. Ангаре использовались материалы О. Н. Андреевой (1959) и Ю. Н. Занина (1964), Ю. Н. Занина и Л. В. Огиенко (1964), по рекам Нижней Тунгуске и Курейке — материалы В. У. Петракова (1959, 1964), по р. Горбиячин — материалы С. П. Микущкого, В. У. Петракова, С. А. Кашенко (1963), Ю. И. Тесакова (Никифорова, 1965), а по р. Мойеро — материалы Е. И. Мягковой, О. И. Никифоровой и др. (1963). Автором были учтены результаты исследований Н. С. Малича, Н. А. Красильниковой, Н. А. Осиповой, Н. В. Дренова, З. С. Бобковой, Н. А. Боручинкиной, В. Б. Тарасовой, П. С. Пука, М. Л. Верба, А. И. Кравцовой, В. А. Даценко, В. И. Драгунова, В. Е. Ёгоровой и других.

Лабораторные работы сводились к микроскопическому изучению пород в плоско-параллельных шлифах (1500 шт.) и иммерсионных препаратов (241 образец). С целью качественного определения элементарного состава пород (180 образцов) и глин (126 глинистых фракций) проводились количественные спектральные анализы. Чтобы определить минералогический состав глинистых фракций (80 образцов), были сделаны рентгеноструктурные анализы. Чтобы более точно определить вещественный состав карбонатных пород, выполнены химические и термические анализы 304 образцов. Анализы проводились в лабораториях Института геологии и геофизики СО АН СССР, частично в СНИИГГиМСе (термические).

Автор выражает благодарность Е. В. Шумиловой, Ю. П. Казанскому, Ю. И. Тесакову, Ю. Н. Занину, И. Т. Журавлевой и О. И. Богуш за ценные указания в процессе работы, а также Г. С. Шутовой и А. Д. Чистякову, которые являлись его ближайшими помощниками в практической работе, Д. К. Архипенко, Н. И. Зюзину, О. П. Рассказовой, выполнившим рентгеноструктурные анализы глинистых пород, В. М. Дорош, Е. Н. Жуковой, Л. С. Тюленевой, В. Р. Цимбалист, проводившим химические анализы, М. И. Зеркаловой, выполнившей квантометрические анализы для пород с повышенным содержанием марганца; Л. А. Паниной, Л. С. Чудкиной за чертежные работы, С. Г. Моторину и И. Т. Сапожникову, выполнившим фотографии иллюстративного материала.

Особенно автор признателен А. Л. Яншину и М. А. Жаркову за критические замечания и ценные советы в работе.

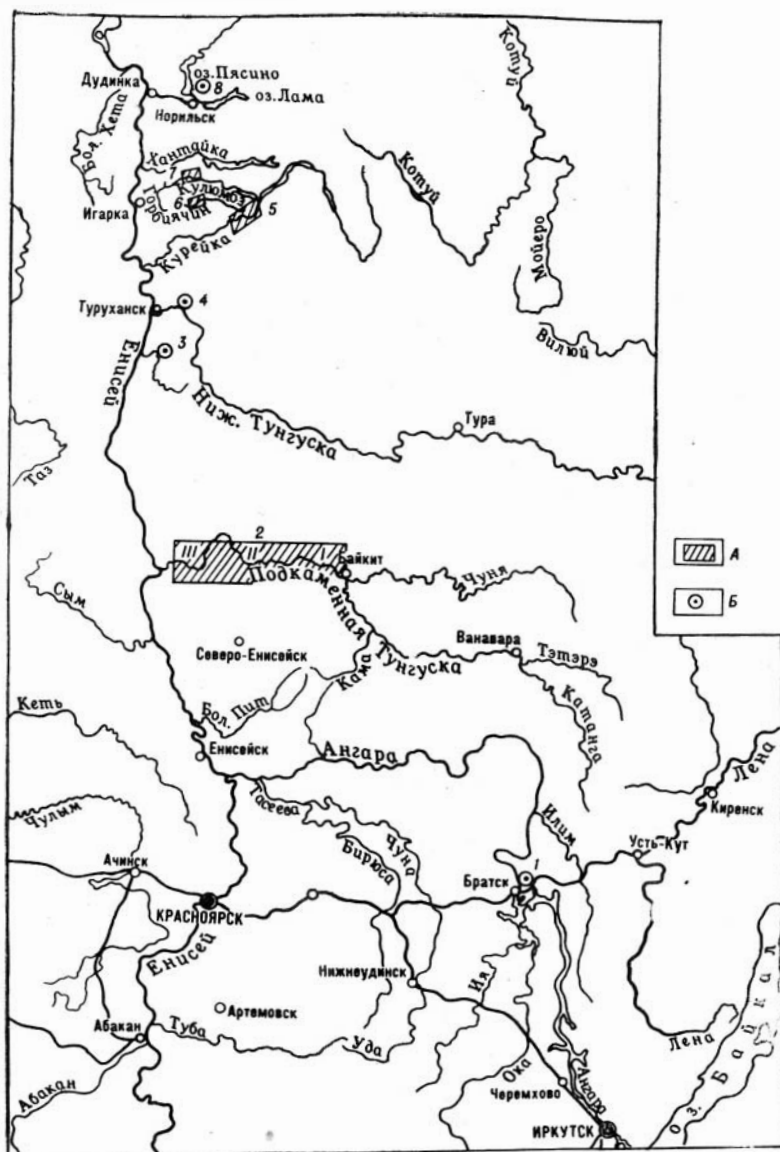


Рис. 1. Обзорная карта района работ.

А — разрезы по обнажениям, Б — разрезы по скважинам. 1 — р. Ангара (район г. Братска); 2 — р. Подкаменная Тунгуска (I, II и III разрезы); 3 — р. Сухая Тунгуска (Дьявольская площадь); 4 — р. Нижняя Тунгуска (Большепорожская площадь); 5 — р. Курейка; 6 — р. Горбичин; 7 — р. Кулумбэ; 8 — район г. Норильска (Южно-Пясинская площадь).

Глава I. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ИСТОРИИ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ОРДОВИКА И СИЛУРА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

История литологического изучения ордовикских и силурийских отложений запада Сибирской платформы тесно связана с общим геологическим познанием рассматриваемой территории. Сведения по литологии осадочных толщ ордовика и силура содержатся во всех геологических работах, но специальные литологические исследования стали проводиться более или менее планомерно только в последние годы. На первом этапе их (до 1917 г.) были получены общие сведения по геологии западной части Сибирской платформы, в том числе и по осадочным толщам ордовика (силура). Результаты этих исследований исчерпывающе освещены В. А. Обручевым (1933₂, 1934) в его капитальных трудах по истории геологической изученности Сибири.

Во втором этапе, охватывающем период с 1917 по 1945 г., были собраны первые сведения по стратиграфии и литологии ордовикских и силурийских (в то время одних силурийских) отложений. С. В. Обручев (1932, 1933₁), изучавший с 1917 по 1928 г. разрезы по рекам Ангаре, Подкаменной и Сухой Тунгускам, Енисею, Бахте, Курейке, Фатьянихе, выделил здесь два яруса силурийских (теперь ордовикских) отложений и сопоставил их с устькутским, кривоуцким и макаровским ярусами р. Лены. В эти же годы Н. Н. Урванцев установил присутствие силурийских отложений в районе г. Норильска и по р. Хантайке.

Широкое развитие ордовикских и силурийских отложений было подтверждено Б. М. Рожковым, М. П. Аникеевым, В. Н. Дмитриевским, С. П. Друговым, Г. Г. Мором, В. П. Ткаченко, А. К. Воронцовым в районе г. Норильска, Л. М. Шороховым, П. Г. Верхоленцовым, В. П. Тебенковым, Г. Г. Мором и Б. И. Рожковым в бассейнах рек Нижней и Сухой Тунгусок, Бахты, Ф. Г. Марковым (1945) и С. М. Большаковым в бассейнах рек Хантайки, Кулюмбэ, А. В. Захаровым в бассейне р. Кулюмбэ, Г. Ф. Одинцом в бассейнах рек Сухарихи, Горбиячин, Г. И. Кириченко (1950) в бассейне р. Подкаменной Тунгуски.

В эти же годы были весьма полно изучены силурийские (ордовикские) отложения бассейна р. Ангары. Силурийские отложения Ангаро-Илимского района В. П. Маслов (1932) подразделил на пять горизонтов: 1) видимо-игирминский, 2) братский, 3) седановский, 4) ярский, 5) ждановский. Он впервые более подробно описал типы пород силурийских отложений, особенно карбонатные породы, выделив среди них водорослевые образования.

В 1934 и 1935 гг. Г. Ф. Крашенинников (1935_{1,2}) изучил отложения силура Ангаро-Илимского и Ангаро-Окинских районов Иркутского амфитеатра. Им были выделены: устькутский, мамырский, братский и кежемский горизонты, детализированы условия осадконакопления и проведено сопоставление разрезов с отложениями бассейна р. Лены. Ордовикские и силурийские отложения Ангаро-Бирюсинского междуречья в 1934—1935 гг. изучал М. М. Одинцов (1937). Подразделив их на устькутскую, братскую и кежемскую свиты, М. М. Одинцов подробно осветил фациальную обстановку осадконакопления на значительной территории Иркутского амфитеатра. Им были выделены следующие фации: рифовая (видимо, игирминская), песчаная (мамырская, окинская), прибрежная (бирюсинская, манутская, кукучейская), лагунная (братская).

В 1937 г. В. В. Филиппченко была опубликована первая статья, специально посвященная результатам литолого-минералогического исследования силурийских (ордовикских) отложений Ангаро-Бирюсинского междуречья.

Таким образом, во втором этапе исследования западной окраины Сибирской платформы были выявлены основные разрезы ордовика и силура, составлено общее представление об объеме этих отложений, в отдельных районах были разработаны местные, более детальные стратиграфические схемы и проведены первые реконструкции условий осадконакопления.

Третий этап исследований начался с 1945 г. и продолжается в настоящее время. Для него характерно углубленное изучение отдельных осадочных толщ, широкий размах детальных стратиграфических, литолого-минералогических и палеогеографических исследований. В этот период начали проводиться планомерные геологосъемочные, поисковые и тематические работы, осуществляемые Красноярским и Иркутским геологическими управлениями, ВСЕГЕИ, Всесоюзным аэрогеологическим трестом, Научно-исследовательским институтом геологии Арктики, Геологическим институтом АН СССР, Сибирским научно-исследовательским институтом геологии, геофизики и минерального сырья, Институтом геологии и геофизики СО АН СССР и другими организациями.

Новые сведения по ордовикским и силурийским отложениям западной части Сибирской платформы были получены С. П. Степановым, Ф. А. Старшиновым, В. М. Лебедевым, П. П. Дейнеча (Норильский район, бассейн р. Кулюмбэ), В. Н. Григорьевым (р. Курейка), А. А. Высоцким, А. Ф. Абушиком (1957, 1960) (бассейны рек Н. Тунгуски, Летней, Курейки), В. И. Драгуновым (1956, 1959, 1960), В. И. Драгуновым, Л. Ф. Штейном, Е. П. Марковым и М. Л. Кленовым, В. И. Друговым, Е. Е. Егоровым и др. (бассейны рек Курейки, Сухарихи, Горбиячин, Кулюмбэ и Сухой Тунгуски), Ю. Г. Гором, В. А. Марковским и др. (реки Горбиячин и Кулюмбэ), С. П. Микуцким, Т. К. Баженовым, В. И. Бгатовым, С. А. Кашенко, Л. И. Қилиной, Е. П. Марковым, В. У. Петраковым и др. по северо-западной части Сибирской платформы, В. Д. Козыревым, Г. А. Поляковым, Г. Д. Кулик по бассейнам рек Сухой и Нижней Тунгусок, а также северной части Тунгусской синеклизы, Г. Ф. Лунгерсгаузен, М. Н. Благовещенской, Д. А. Новиковым, Н. В. Дреновым и др., Е. А. Ивановой, Е. Д. Сошкиной, Г. Г. Астровой, В. А. Ивановой (1955), Н. А. Красильниковой, А. И. Смирновым (1962), Н. А. Красильниковой (1959, 1966), Н. С. Маличем (1959), Е. П. Марковым (1965, 1967), Н. А. Осиповой по р. Подкаменной Тунгуске, Н. С. Маличем по междуречью Нижней и Подкаменной Тунгусок, Н. В. Дреновым, З. С. Бобковой, М. М. Брызгаловой, Л. П. Степановым, Н. Э. Шульцем, В. П. Петровым, Л. Л. Исаевым, А. А. Боручинкиной и др. по бассейнам рек Чуни, Бахты, Фатьянихи, Подкаменной Тунгуски.

Сведения по южной и юго-западной частям Сибирской платформы были пополнены исследованиями М. М. Одинцова (1954), Г. Г. Лебеда, М. М. Одинцова, А. П. Труфановой (1960), Г. Г. Лебеда (1960), В. Н. Доминиковского, В. Л. Либровича (1957_{1,2}, 1959_{1,2}), В. Л. Либровича (1957_{1,2}, 1960), В. П. Маслова (1954), Ю. Н. Занина и Л. В. Огиенко (1964).

Исключительное значение для разработки стратиграфии и выяснения условий осадконакопления ордовикских и силурийских отложений имели работы О. И. Никифоровой (1955, 1956, 1965), О. Н. Андреевой (1957, 1959, 1967), О. И. Никифоровой, О. Н. Андреевой (1961). О. И. Никифоровой были опубликованы первые схематические палеогеографи-

ческие карты Сибирской платформы для отдельных ярусов ордовика и силура, составленные совместно с А. А. Высоцким. Эти схемы в той или иной степени использовались всеми последующими исследователями. Разработанная О. И. Никифоровой и О. Н. Андреевой схема стратиграфии ордовикских и силурийских отложений легла в основу принятых в настоящее время схем стратиграфии Сибирской платформы.

Проблемы стратиграфии ордовикских и силурийских отложений Сибирской платформы в последнее время были восполнены Б. С. Соколовым (1967), Б. С. Соколовым и Ю. И. Тесаковым (1963), А. М. Обутом и Р. Ф. Соболевской (1964, 1965), А. В. Розовой и А. Г. Ядренкиной (1967), Х. С. Розман и Ю. М. Фоминым (1967) и другими исследователями.

Таким образом, за прошедшие годы были получены весьма полные сведения об ордовикских и силурийских отложениях западной части Сибирской платформы. Однако многие вопросы литологии до сих пор остаются еще не выясненными. Связано это с тем, что специальные литологические исследования выполнялись в небольшом количестве и, как правило, попутно с решением других проблем.

Остановимся несколько подробнее на результатах проведенных литологических исследований.

В 1956—1965 гг. группа литологов Новосибирска (Е. П. Акульшина, С. П. Микуцкий, В. И. Бгатов, Л. К. Еникеева, Н. И. Косолобов, В. Г. Матухина и другие) под руководством В. П. Казаринова проводила изучение палеозойских отложений в западной части Сибирской платформы. Отложения ордовика изучали В. И. Бгатов, Л. Г. Еникеева (1962) — в бассейне р. Горбиячин, Н. И. Косолобов (1962) — в бассейне р. Подкаменной Тунгуски (от пос. Байкит до устья), В. Г. Матухина (1966) — в Норильском районе. Е. П. Акульшиной (1962) были изучены глинистые фракции, выделенные из различных типов пород ордовика в бассейнах рек Курейки и Горбиячин. На основании проведенных исследований для соответствующих разрезов были выделены осадочные серии, которые в соответствии с представлениями В. П. Казаринова (1962) отражают все этапы денудации областей размыва.

С. П. Микуцким (1963), а позже С. П. Микуцким, В. И. Бгатовым и др. (1964) сделана попытка выделить в составе ордовикских отложений Игарского района осадочные формации, под которыми они понимают осадочные толщи, отражающие этапы в осадконакоплении, характеризующиеся породами близкого литологического состава и определенными парагенезисами хемогенных образований. По самым общим литологическим признакам С. П. Микуцким были выделены формации снизу вверх: карбонатная (известняково-доломитовая) сероцветная, карбонатная пестроцветная, терригенная и терригенно-карбонатная. Формации в свою очередь были объединены в три осадочные серии, которые, по мнению С. П. Микуцкого, отражают этапность денудации в области сноса и колебания уровня мирового океана.

На основе проведенного литолого-формационного и тектонического анализов С. П. Микуцким (1963) рассматривается история геологического развития северо-западной части Сибирской платформы. Для отложений ордовика было составлено семь литолого-палеогеографических карт: начала и конца нижнеордовикской эпохи, начала и конца криволучского века, начала и конца мангазейского и долборского веков. Для силурийских отложений литолого-палеогеографические карты составлены для середины лландоверийского, конца лландоверийского, конца венлокского веков и середины верхнесилурийской эпохи.

Дополнительные материалы по литологии ордовикских и силурийских отложений северо-западной части Сибирской платформы были проведены в 1963 г. сотрудниками НИИГА П. С. Пук, М. Л. Верба, А. И. Кравцовой, В. А. Даценко и другими. В результате петрографических и химических исследований впервые для ордовикских и силурийских отложений этого района была разработана литогенетическая классификация карбонатных пород. Выделены следующие типы пород: 1) первичные хемогенные доломиты, 2) доломиты замещения, 3) хемогенные известняки, 4) фитогенные известняки и доломиты, 5) органогенно-обломочные и органогенные известняки. Рассматривая минеральный состав отложений силура Норильского района, авторы отмечают, что основными компонентами в них являются в легких фракциях кварц, в тяжелых — моноклинные пироксены.

В. Г. Матухиной (1966) приводятся результаты литологического изучения отложений ордовика и силура северо-запада Сибирской платформы (от г. Норильска до р. Курейки). Ею описаны типы пород в соответствии с классификацией И. В. Хворовой и рассмотрено их распространение по разрезу, изучен минеральный состав пород. По данным В. Г. Матухиной, преобладание в легких фракциях кварца характерно для чуньского, кривоуццкого и мангазейского ярусов ордовика, а также для лландверийского и венлокского ярусов силура. В породах остальной части разреза значительную роль играют полевые шпаты. Для отложений ордовика Норильского района характерна циркон-турмалин-рутиловая ассоциация, а для районов рек Кулюмбэ и Курейки — магнетит-ильменитовая и роговообманково-пироксеновая. В отложениях силура Норильского района распространена пироксен-роговообманковая ассоциация минералов, а на реках Кулюмбэ и Курейке — циркон-турмалиновая и реже — гранат-дистен-анатазовая. На основе этого автор приходит к выводу, что ордовикско-силурийские области сноса состояли преимущественно из кислых изверженных пород, реже из основных изверженных и метаморфических пород.

Некоторые вопросы литологии ордовикских отложений Туруханского района (от р. Сухой Тунгуски до р. Курейки) разбираются в диссертации В. У. Петракова (1966). Им проведен фациальный анализ, построены литолого-палеогеографические карты и литолого-фациальные профили для отложений ордовика рассматриваемого района.

Значительное количество специальных литологических исследований было проведено по южной и юго-западной частям Сибирской платформы. Среди них необходимо отметить работы К. П. Волковой по бассейну Илима, В. Л. Либровича (1957₁), А. К. Крыловой (1958), Ю. Н. Занина (1964) по территории Иркутского амфитеатра. Результаты этих исследований освещены в соответствующих разделах настоящей работы. Здесь же следует отметить, что трудами вышеупомянутых геологов был детализирован минеральный состав осадочных отложений ордовика и силура Иркутского амфитеатра, выделены типы пород, описаны терригенно-минералогические комплексы, выяснены закономерности формирования осадков и фациальная обстановка их накопления.

Приведенные выше материалы по истории изученности ордовикских и силурийских отложений западной окраины Сибирской платформы показывают, что сведения по литологии рассматриваемых осадочных толщ далеко не равноценны для различных районов. До сих пор менее изучены оставались отложения ордовика и силура северо-западных участков Сибирской платформы.

Более полные данные по литологии имеются по Иркутскому амфитеатру. Не равноценны также материалы и по этим областям Сибир-

ской платформы: одни районы в них изучены гораздо лучше других. В связи с этим обращает на себя внимание то обстоятельство, что предшествовавшими исследователями детально освещалась история геологического развития отдельных лучше изученных районов, а сводной работы, в которой бы рассматривались закономерности строения ордовикских и силурийских отложений и условия осадконакопления на всей западной части Сибирской платформы, не имеется.

Цель настоящей монографии — восполнить этот пробел.

Глава II. СТРАТИГРАФИЯ И ОСНОВНЫЕ ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ ОРДОВИКСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для отложений ордовика и силура Сибирской платформы общепринятой является стратиграфическая схема, предложенная в качестве унифицированной на Межведомственном совещании по разработке унифицированных и корреляционных стратиграфических схем для Средней Сибири, состоявшемся в мае 1964 г. в Новосибирске. В настоящей работе данная унифицированная схема принимается за основу, она приведена в табл. 1 (Тесаков, 1967₂).

Таблица 1

Стратиграфическая схема ордовикских и силурийских отложений Сибирской платформы

Система	Отдел	Ярус	Горизонт
Силурийская	Верхний	Верхний лудловский	
		Нижний лудловский	
	Нижний	Венлокский	Средний
		Лландоверийский	Нижний
			Верхний
			Средний
Ордовикская	Верхний	Кетский	Бурский
		Долборский	Ириундинский
	Средний	Мангазейский	Баксанский
		Криволуцкий	Чертовской
			Кудринский
			Киренский
	Нижний	Чуьский	Вихеревский
			Баяновский
			Каменноостровский
		Устькутский	
Кембрийская	Верхний		

На западной окраине Сибирской платформы развиты отложения всех выделенных в унифицированной схеме ярусов ордовика — устькутского, чуьского, криволуцкого, мангазейского, долборского, кетского и силура — лландоверийского, венлокского и лудловского.

Границы между отделами, ярусами и свитами нами проводятся в основном так же, как в ряде работ, посвященных стратиграфии ордо-

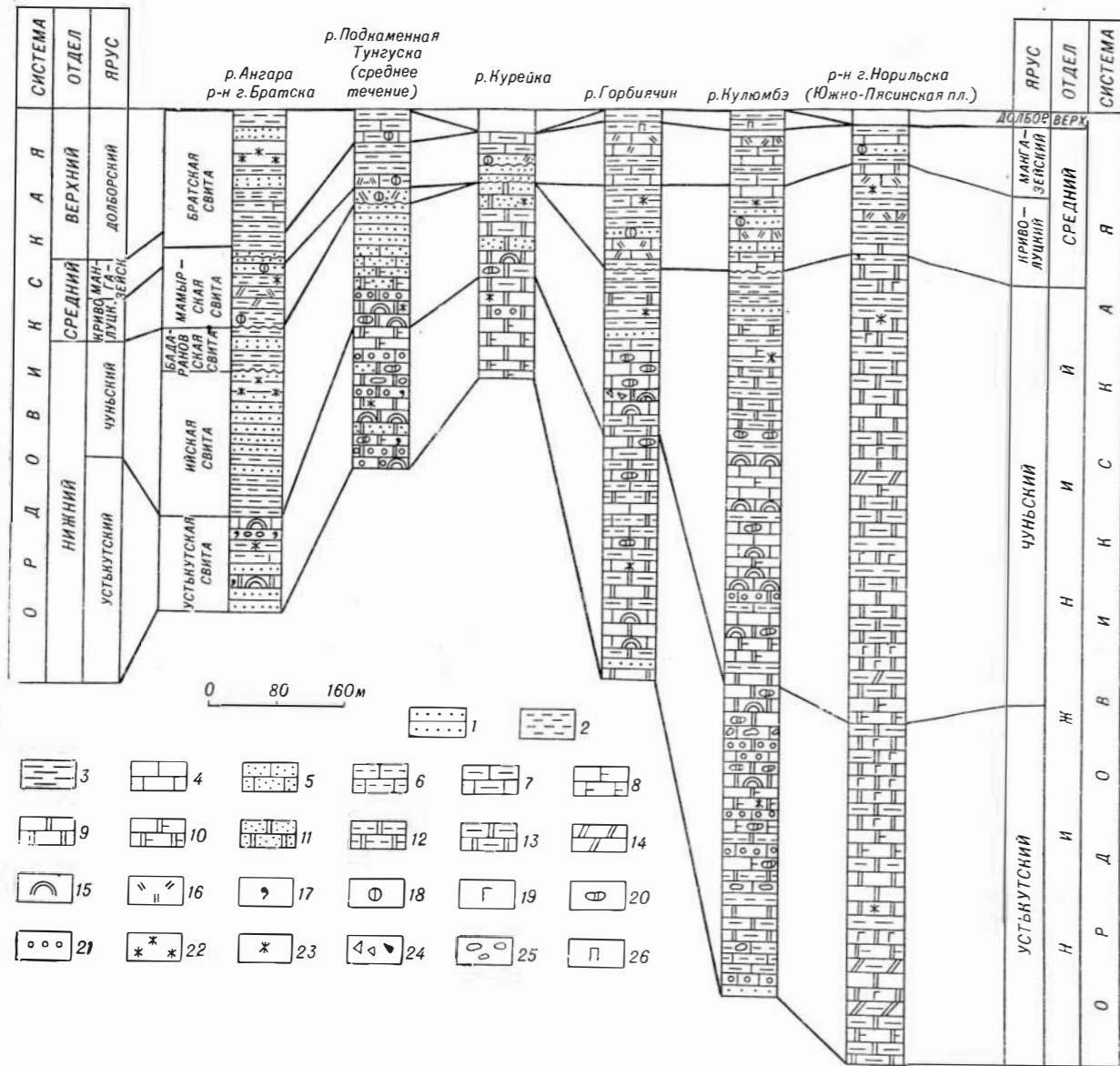


Рис. 2. Схематический разрез ордовикских отложений западной окраины Сибирской платформы по линии Ангара — Норильск.

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты и мергели известковые; 4 — известняки; 5 — известняки песчаные; 6 — известняки алевроитовые; 7 — известняки глинистые; 8 — известняки доломитовые; 9 — доломиты; 10 — доломиты известковые; 11 — доломиты песчаные; 12 — доломиты алевроитовые; 13 — доломиты глинистые; 14 — мергели доломитовые; 15 — водорослевые образования; 16 — органогенные известняки; 17 — глауконит; 18 — фосфорит; 19 — гипс, ангидрит; 20 — линзы кремней; 21 — оолиты карбонатные; 22 — красноцветность всей толщи; 23 — красноцветность отдельных прослоев; 24 — брекчия; 25 — галечники и внутриформационные конгломераты; 26 — иридит.

При составлении схемы и на рис. 3—7 разрезы рек Ангара, Курейка, Горбиячин составлены по материалам Ю. Н. Занина, Ю. И. Тесакова, В. У. Петракова.

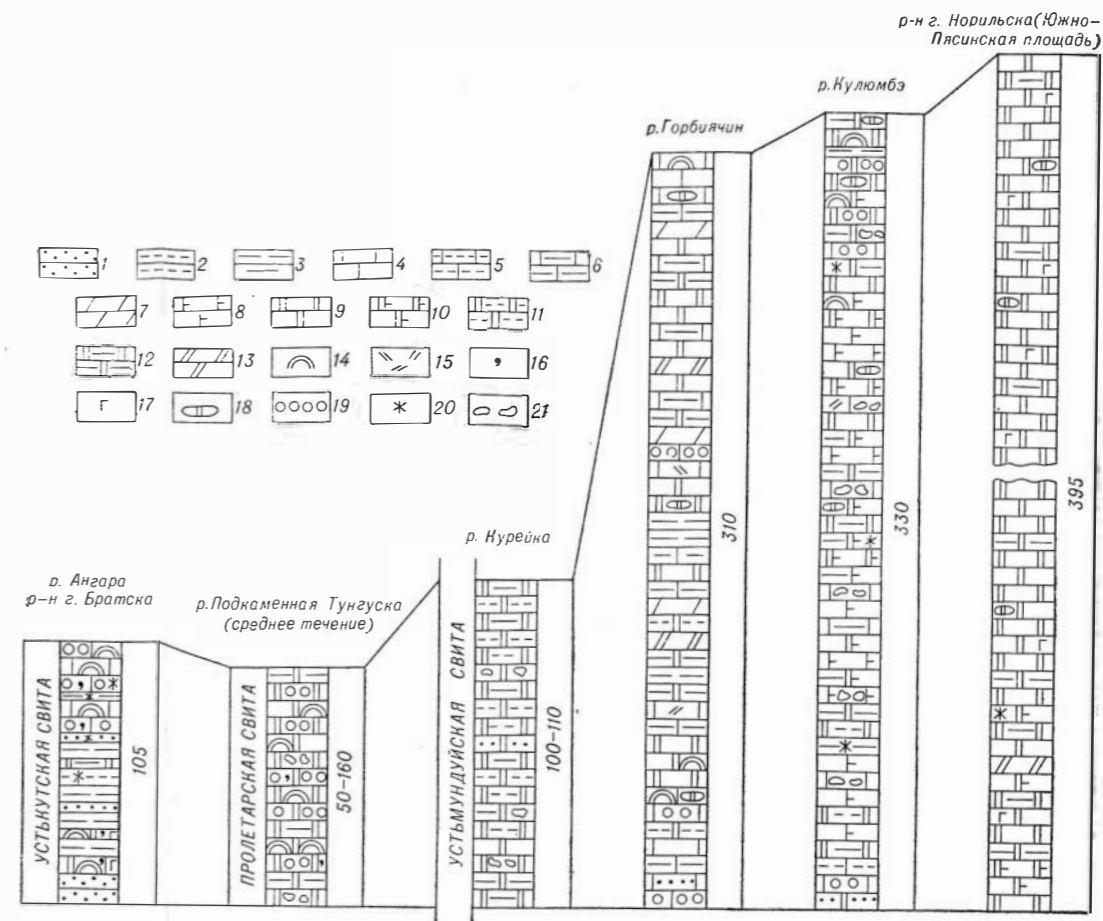


Рис. 3. Разрезы устькутского яруса.

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — известняки; 5 — известняки алевроитовые; 6 — известняк глинистый; 7 — мергели известковые; 8 — известняки доломитовые; 9 — доломиты; 10 — доломиты известковые; 11 — доломиты алевроитовые; 12 — доломиты глинистые; 13 — мергели доломитовые; 14 — водорослевые образования; 15 — органогенные известняки; 16 — глауконит; 17 — гипс, ангидрит; 18 — линзы кремней; 19 — оолиты карбонатные; 20 — красноцветность отдельных прослоев; 21 — галечники и внутриформационные конгломераты.

вика и силура Сибирской платформы. Основными из них являются работы О. И. Никифоровой, О. Н. Андреевой (1961), О. И. Никифоровой (1965), Б. С. Соколова, Ю. И. Тесакова (1963), С. П. Микуцкого (1963), В. У. Петракова (1964). Фаунистическое обоснование приведенных стратиграфических подразделений дается на основании указанных работ и схем стратиграфии, разработанных на упомянутом выше Межведомственном совещании.

Схема сопоставления ордовикских и силурийских отложений для исследуемой территории приводится в табл. 2.

Схематические разрезы ордовикских отложений приведены на рис. 2, силурийских — на рис. 8. Ниже приводится их краткая характеристика.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские отложения широко развиты на территории западной окраины Сибирской платформы. Они представлены сероцветными карбонатными породами нижнего ордовика, пестроцветными и сероцветными карбон-терригенными и терригенными осадками в верхней части нижнего отдела, а также в среднем и верхнем отделах ордовика.

Нижний отдел

Отложения нижнего ордовика залегают на верхнекембрийских породах без видимого несогласия. По сравнению с другими отделами ордовика они фаунистически охарактеризованы слабо.

Устькутский ярус на западной окраине Сибирской платформы сложен карбонатными и карбонатно-терригенными, преимущественно сероцветными отложениями (рис. 3, табл. 2). Мощность их колеблется от 50—160 м (р. Подкаменная Тунгуска) до 395 м (район г. Норильска), увеличиваясь в направлении с юга на север. В западной части Иркутского амфитеатра, от рек Ангары и Вихоревой до р. Бирюсы, мощность отложений устькутского яруса колеблется от 105 до 130 м.

Граница между ордовиком и верхним кембрием носит несколько условный характер и проводится в настоящее время по подошве устькутской свиты Иркутского амфитеатра, пролетарской свиты бассейна р. Подкаменной Тунгуски и их аналогов.

В Иркутском амфитеатре, на р. Ангаре в районе г. Братска, в состав устькутского яруса входит устькутская свита. По данным О. Н. Андреевой (1959) и Ю. Н. Занина (1964), она представлена в нижней части серыми известковистыми песчаниками часто с глауконитом, с редкими прослоями известняков, доломитов и аргиллитов, с фауной *Obolus* sp., *Finkelburgia* sp., *Scenella affinis* Ulr. et Scof., *S. compressa* Ulr. et Scof. Выше, в средней части свиты, появляются красные и малиновые прослои алевролитов, аргиллитов, доломитов и известняков с *Obolus* sp., *Scenella* sp., *Bucania* sp., *Nyaya* sp., *Finkelburgia* sp., *Palaeactmaea humilis* Ulr. et Scof., *Microceras* sp., *Cyrtolites* sp. Верхняя часть свиты состоит из оолитовых и водорослевых известняков с прослоями известковых алевролитов, песчаников и аргиллитов и с фауной *Syntrophopsis arkansasensis* Ulr. et Coop., *Obolus* sp., *Scenella affinis* Ulr. et Scof., *Protopliomerops* sp., *Finkelburgia ponderosa* Andr., *Pliomerops unguis* Z. Max., *P. weberi* Z. Max., *Glaphurus* sp.

Мощность устькутской свиты здесь составляет 105 м.

На юго-западе Тунгусской синеклизы в бассейне р. Подкаменной Тунгуски к устькутскому ярусу относится пролетарская свита. Она залегает согласно на турамской свите и перекрывается чуньской свитой. Пролетарская свита сложена светлоокрашенными доломитами, водо-

рослевыми и оолитовыми, редко известковистыми, содержащими остатки *Paraplethopeltis* sp., *Hystericurus* sp., *Protopliomerops* sp. В восточных (реки Тычаны, Корда, Енгиды) и западных (р. Подкаменная Тунгуска в районе «Щек») разрезах нередко встречаются алевроитовые мергели, мелкозернистые кварцевые песчаники с глауконитом и карбонатным цементом. Мощность отложений 50—160 м.

На северо-западе Тунгусской синеклизы в Туруханском районе (бассейн р. Курейки, Большеокинская—Тунгусская опорная скважина) к устькутскому ярусу относится, по-видимому, средняя часть устьмундуйской свиты (Петраков, 1964, 1966).

В бассейне р. Курейки устьмундуйская свита по литологическим признакам разделяется на три подсвиты. Нижняя (40 м) сложена однородными сероцветными доломитами с *Eoorthis wichitaensis* Walc. и *Syntrophopsis* sp. Средняя подсвита (до 240 м) представлена пестроцветными, нередко глинисто-алевритистыми и песчанистыми доломитами массивными, грубоплитчатыми, иногда водорослевыми. Вся нижняя подсвита и нижняя часть средней подсвиты (100—110 м от подошвы устьмундуйской свиты) В. У. Петраковым относится к верхнему кембрию. Встреченная в кровле средней подсвиты фауна брахиопод *Angarella* sp., *A. lopatini* Ass., *Finkelnburgia* sp. *indet.* *Siphonotreta* sp., *S.* aff. *uralensis* Lerm. (определенная О. Н. Андреевой и А. Г. Ядренкиной) и гастропод *Archinacella* cf. *subrotunda* Ulr. et Scof., *Scenella* sp. (определенная В. А. Востоковой) характеризует чуньский ярус. Верхняя подсвита устьмундуйской свиты (15 м) слагается пестроцветными, преимущественно красноцветными аргиллитами, доломитовыми мергелями и алевролитами с прослоями доломитов. В основании подсвиты отмечен маломощный (0,2 м) прослой конгломерата, состоящего из обломков кремнистых и карбонатно-глинистых пород. По данным В. У. Петракова, отложения устьмундуйской свиты к югу от бассейна р. Курейки фациально меняются и резко сокращаются в мощности за счет предмангазейского размыва. На р. Курейке мощность свиты составляет 295 м. Она уменьшается до 140 м в Тунгусской опорной скважине, до 120 м — в бассейне р. Летней по реч. Нижней Неручанде и до 55 м — в верхнем течении р. Летней, а на юге, на р. Сухой Тунгуске в скважинах Дьявольской площади эти отложения совсем отсутствуют.

В Хантайском районе в бассейнах рек Горбиячин, Кулюмбэ и Хантайки, по данным С. П. Микуцкого, В. У. Петракова, С. А. Кашенко (1963), к устькутскому ярусу относятся переслаивающиеся доломиты, известняки и известково-доломитовые породы, оолитовые, иногда водорослевые, глинистые и песчано-алевритовые. Цвет пород серый и темно-серый, участками с желтоватыми и буроватыми оттенками. Особенностью отложений здесь являются значительная примесь песчано-алевритового материала в породах, наличие линз и прослоев кремней и многочисленные признаки мелководья. В нижних горизонтах яруса известняки содержат остатки фауны *Syntrophopsis arkansasensis* Ulr. et Coop. Выше по разрезу отмечаются *Finkelnburgia bellatula* Ulr. et Coop., *Apotokephalus nyaicus* Ros., *A.* aff. *nyaicus* Ros., *Nyaya nyaensis* Ros. и др. Мощность отложений устькутского яруса на р. Горбиячин 310 м, на р. Кулюмбэ — 330 м, на р. Хантайке — 280 м.

В районе г. Норильска отложения устькутского яруса представлены доломитами часто глинистыми, иногда глинисто-алевритистыми с прожилками и включениями сульфатов. Редко встречаются прослои доломитовых аргиллитов и мергелей. Из фаунистических остатков сохраняются *Finkelnburgia bellatula* Ulr. et Coop., *Apheoorthis melita* Hall et whit., *Apotokephalus* sp. Мощность отложений составляет 395 м.

Чуньский ярус. Отложения чуньского яруса на рассматриваемой территории согласно перекрывают породы устькутского яруса, характеризуются более богатым комплексом фауны и имеют более разнообразный вещественный состав (см. табл. 2, рис. 4). Нижняя часть яруса сложена карбонатными породами с той или иной примесью терригенного материала, верхняя — терригенными и карбонатно-терригенными породами, и только в Иркутском амфитеатре (район г. Братска) он почти полностью слагается терригенными осадками.

В Ангаро-Илимском районе (р. Ангара в р-не г. Братска) чуньский ярус включает ийскую и бадарановскую свиты. Ийская свита представлена мелко- и разнотернистыми песчаниками с глауконитом, часто косослоистыми, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. Цемент песчаников и алевролитов карбонатный. Нижняя часть разреза (65—70 м) более глинистая и окрашена в серые и зеленовато-серые цвета, верхняя (85—90 м) — песчаная красноцветная. Породы содержат *Lingula* sp., *Archinacella powersi* Ulr. et Scof., *A. valida* Koken. Мощность отложений 150—160 м.

Бадарановская свита состоит преимущественно из слабоцементированных пестроцветных песчаников с прослоями аргиллитов, содержащих конкреции фосфоритов и остатки фауны *Cryptolichenaria* sp., *Angarella lopatini* Ass., *Pararaphistoma schmidti* var. *prisca* Kok., *Intejoce- ras angarensis* Bal., *Int. syphocentricum* Bal., *Evencoceras angarensis* Bal., *Bratscoceras angarensis* Bal., *Anthoceras angarensis* Bal., *A. sibiricum* Bal., *Cetoraphiceras karpyshevi* Bal., *Lobendoceras asiaticum* Bal., *Proterocameroceras vichorevense* Bal. и др. Мощность свиты 60—70 м.

На юго-западе Тунгусской синеклизы в бассейне р. Подкаменной Тунгуски чуньский ярус в нижней части представлен чуньской, в верхней — байкитской свитами.

Чуньская свита в среднем течении р. Подкаменной Тунгуски сложена пестроцветными водорослевыми и строматолитовыми доломитами, оолитовыми доломитами с прослоями серых тонкозернистых, иногда доломитизированных известняков и аргиллитов. В верхних горизонтах свиты породы обогащены песчано-алевритовым материалом, нередко отмечаются тонкие прослои мергелей, известковых песчаников и алевролитов. В отложениях содержатся остатки *Angarella lopatini* Ass., *Biolgina sibirica* Z. Max., *Bathyurellus* sp., *Asaphus* cf. *cornatus* Pander, *Albertoceras tchunense* Bal., *Alb. amplilateratum* Bal. В нижнем течении рек пестрая окраска пород чуньской свиты сохраняется, но в них постепенно увеличивается количество песчаного материала и доломиты сменяются кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом, чаще встречаются прослои аргиллитов и мергелей. Мощность отложений здесь изменяется от 80 до 120 м (уменьшается в направлении с востока на запад).

Байкитская свита слагается мелко- и среднезернистыми, редко крупнозернистыми кварцевыми песчаниками с кальцитовым, иногда с кремнистым и глинистым цементом. Это однообразные белые и светло-серые, иногда желтоватые толстослоистые рыхлые или плотные породы. В верхних горизонтах байкитской свиты встречены остатки *Cryptolichenaria* sp., *Angarella lopatini* Ass., *Proterocameroceras bojkitense* Bal. Мощность песчаников равна 20—120 м. Она резко сокращается в направлении с запада на восток.

Общая мощность чуньского яруса на р. Подкаменной Тунгуске 100—240 м.

На северо-западе Тунгусской синеклизы в Туруханском районе к низам чуньского яруса относится верхняя часть устьмундуйской сви-

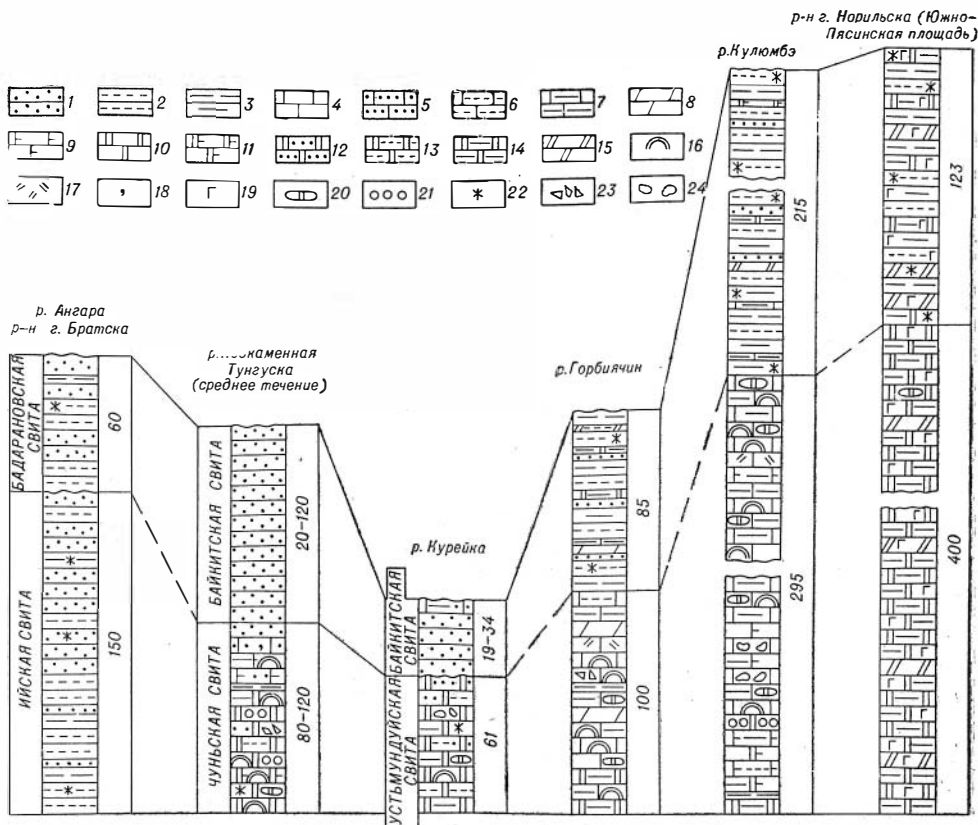


Рис. 4. Разрезы чуньского яруса.

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — известняки; 5 — известняки песчаные; 6 — известняки алевроитовые; 7 — известняки глинистые; 8 — мергели известковые; 9 — известняки доломитовые; 10 — доломиты; 11 — доломиты известковые; 12 — доломиты песчаные; 13 — доломиты алевроитовые; 14 — доломиты глинистые; 15 — мергели доломитовые; 16 — водорослевые образования; 17 — органогенные известняки; 18 — глауконит; 19 — гипс, ангидрит; 20 — линзы кремней; 21 — оолиты карбонатные; 22 — красноцветность отдельных прослоев; 23 — брекчии; 24 — галечники, внутриформационные конгломераты.

ты, описание которой дано при характеристике устькутского яруса. Отложения верхов чуньского яруса присутствуют только на р. Курейке, где они представлены сероцветными кварцевыми песчаниками мощностью 19—34 м, отнесенными В. У. Петраковым к байкитской свите по аналогии с байкитскими песчаниками на р. Подкаменной Тунгуске.

В Хантайском районе чуньский ярус слагается двумя пачками пород.

Нижняя представлена переслаиванием серых известняков пелитоморфных микро- и тонкозернистых, глинистых, доломитовых, плитчатых и массивных, водорослевых и строматолитовых, иногда органогенных. В низах пачки встречаются оолитовые известняки, микро- и тонкозернистые желтовато-серые доломиты, глинистые доломиты, доломитовые мергели. В породах содержатся прослои и линзы кремней. Отложения характеризуются следующим комплексом остатков фауны: *Angarella lopatini* Ass., *Archinacella* cf. *subrotunda* Ulr. et Coof., *Finkelburgia* sp., *Bialgina brevis* Z. Max., *Tolmatchovia concentrica* Kob. Мощность меняется от 100 м (р. Горбиячин) до 295 м (р. Кулюмба).

Верхняя пачка слагается пестроцветными породами, состоящими из аргиллитов песчано-алевритовых, известковистых, мергелей извест-

ковых и доломитовых, доломитов алеврито-глинистых, алевролитов и песчаников мелко-, средне- и неравномернозернистых с редкими мало-мощными прослоями известняков. Отложения преимущественно немые, только в верхних горизонтах пачки отмечаются *Angarella lopatini* Ass., *Mogoronia* sp. Мощность верхней пестроцветной пачки чуньского яруса в Хантайском районе колеблется от 85 м (р. Горбиячин) до 215 м (р. Кулюмбэ) и 224 м (р. Хантайка).

Общая мощность чуньского яруса в Хантайском районе изменяется от 185 до 519 м.

В Норильском районе отложения чуньского яруса также представлены двумя литологически различными пачками.

Нижняя слогається темно-серыми, серыми и желтовато-серыми доломитами микро-, тонко- и мелкозернистыми, алеврито-глинистыми с прослоями доломитовых мергелей. Породы грубоплитчатые и массивные. Отмечаются маломощные прослои и линзы гипсов и ангидритов. Отложения характеризуются остатками *Angarella*, *Archinacella*, *Palaeastrea*, *Protocycloceras*, *Proterocameroceras*. Мощность пачки равна 400 м.

Верхняя пачка представлена преимущественно пестроцветными породами. Это в основном переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты, доломиты, доломитовые мергели и их переходные разновидности с прослоями и линзами гипсов и ангидритов. В верхних горизонтах пачки встречаются *Angarella* и *Mogoronia*. Мощность пачки 123 м.

Общая мощность чуньского яруса в Норильском районе равна 523 м.

Средний отдел

В составе среднего отдела ордовика выделяются кривоуцкий и мангазейский ярусы. Отложения среднего ордовика на исследуемой территории залегают на породах чуньского яруса со скрытым несогласием и размывом (Андреева, 1959; Никифорова, Андреева, 1961; Красильникова, 1959, и др.). Они представлены преимущественно терригенными и в подчиненном количестве карбонатными породами. Отложения обычно фосфоритизированы, местами гипсоносны.

Мощность отложений среднего ордовика на западной окраине платформы колеблется от 22—52 м (Туруханский район) до 135 м (район г. Норильска).

Кривоуцкий ярус. В бассейне р. Ангары (район г. Братска) отложения кривоуцкого яруса (нижняя часть мамырской свиты), по данным Ю. Н. Занина (1964), представлены чередованием пестроцветных алевролитов, аргиллитов и сероцветных кварцево-полевошпатовых и кварцевых песчаников с гальками фосфоритов и пропластками ракушняковых известняков. Породам свойственна тонкая и косая слоистость (рис. 5).

Для верхних горизонтов свиты характерны серые и розовые песчаники с *Lingula* sp., *Obrutschewia sergei* Tschern., *Mimella panna* Andr., *Camarotoechia lenaensis* Nikif., *Michelinoceras* sp., *Endoceras* sp., для средних — красноцветные алевролиты и песчаники с *Lingula*, *Angaroceras*, *Schamanoceras*, для верхних — серые алевролиты, аргиллиты, песчаники с *Evenkina lenaica* (Gir.), *Hesperorthis* sp., *Lophospira* sp., *Hototelus* sp. и *Girardevia musculus* Andr. Осадки, соответствующие нижним горизонтам кривоуцкого яруса, здесь отсутствуют.

Мощность отложений кривоуцкого яруса на р. Ангаре (район г. Братска) равна 50—80 м.

На юго-западе Тунгусской синеклизы в бассейне р. Подкаменной Тунгуски криволучский ярус представлен тремя пачками пород, которые, по данным О. И. Никифоровой, О. Н. Андреевой (1961), соответствуют волгинскому, киренскому и кудринскому горизонтам.

Нижняя пачка (мощность 8—10 м) в западных разрезах состоит из серых, желто-зелено-серых, розовато-серых и красно-бурых песчаников и алевролитов с маломощными прослоями аргиллитов и лингуло-

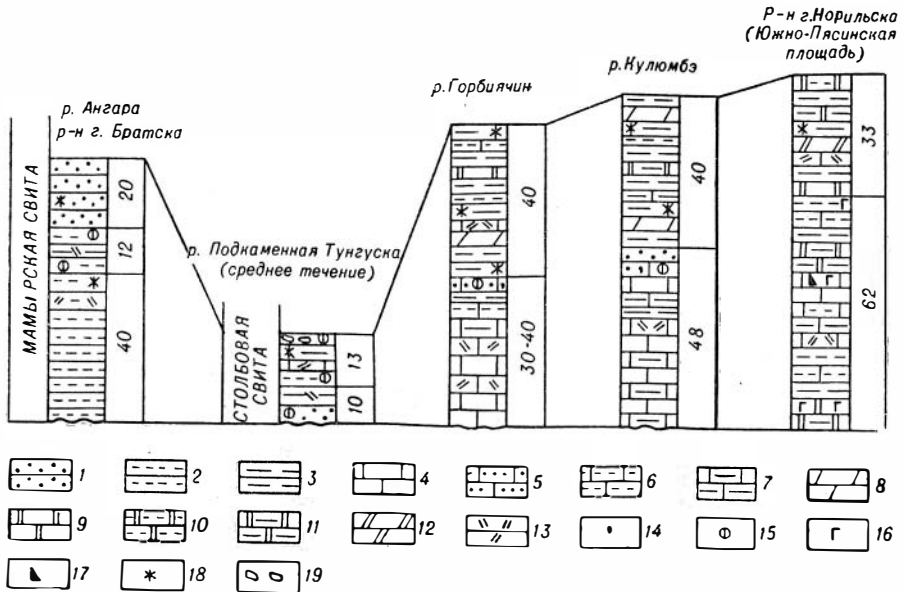


Рис. 5. Разрезы криволучского яруса.

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — известняки; 5 — известняки песчаные; 6 — известняки алевролитовые; 7 — известняки глинистые; 8 — мергели известковые; 9 — доломиты; 10 — доломиты алевролитовые; 11 — доломиты глинистые; 12 — мергели доломитовые; 13 — органические известняки; 14 — глауконит; 15 — фосфорит; 16 — гипс, ангидрит; 17 — целестин; 18 — красноватость отдельных прослоев; 19 — галечники, внутриформационные конгломераты.

вых ракушечников, перекрывающихся кварцево-фосфоритовыми песчаниками и фосфоритовым конгломератом. В восточных разрезах это пестроцветные алевролиты, аргиллиты и мергели с редкими прослоями и линзами известняков, переполненных остатками брахиопод, и с желваками фосфоритов. Для этой пачки характерны остатки *Mimella macra* Andr., *Rafinesguina amara* Andr., *Multicostella maaki* Andr., *Lichas kykersiana* Schm.

Выше залегает пачка (12 м) пестроцветных аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями и конкрециями серых известняков, с обильной фауной остракод, наутилоидей и с фосфоритами. В отложениях содержатся *Sactoceras stolbovense* Bal., *Protocycloceras tancum* Bal., *Mectactinoceras boreale* Bal., *Kokujocehas anomalum* Bal.

Третья пачка (1 м) представлена слоем мелкогалечного фосфоритового конгломерата, сцементированного глинисто-алевролитовым материалом, содержащим многочисленные остатки мшанок и наутилоидей.

Общая мощность криволучского яруса здесь составляет 20—23 м.

Для пород криволучского яруса на р. Подкаменной Тунгуске характерна тонкая слоистость и плитчатость. В направлении с запада на восток увеличивается глинистость и карбонатность. В том же направлении уменьшается песчаность и содержание фосфоритов. Западный

район р. Подкаменной Тунгуски из-за значительного содержания фосфорита в отложениях криволуцкого яруса выделяется в катангский фосфоритоносный бассейн (Красильникова, 1959).

На северо-западе Тунгусской синеклизы в Туруханском районе (бассейны рек Курейки, Нижней и Сухой Тунгусок) криволуцкий ярус выпадает из разреза в результате предмангазейского размыва (Петраков, 1964, 1966).

В Хантайском районе (бассейны рек Горбиячин, Кулюмбэ, Хантайка) отложения криволуцкого яруса делятся на две пачки.

Нижняя часть криволуцкого яруса представлена пачкой серых и темно-серых грубоплитчатых и массивных пелитоморфных, микро- и тонкозернистых известняков с прослоями ракушечниковых известняков. В верхних горизонтах известняки обогащены песчано-алевритовым материалом, прослоями аргиллитов, мергелей, известковых песчаников с глауконитом и с зернами и желваками фосфоритов. Отложения обогащены остатками фауны *Atelelasma peregrinum* (Andr.), *Rafinesquina amara* Andr., *Evenkina lenaica* (Gir.), *Opikina* sp., *Ermanella unicornis* Z. Max., *Isotelus robustus* E. Roem., *Homotelus lenaensis* Z. Max., *Egorella* sp., *Tetralobella* sp., *Laccoprimitia* sp., *Glandites* sp., *Billingsaria lepida* Sok., *Lichenaria* sp. Мощность пачки на р. Горбиячин равна 30—40 м, на р. Кулюмбэ — 48 м, на р. Хантайке — 30—32 м.

Отложения верхней пачки криволуцкого яруса представлены переослаиванием пестроцветных тонкоплитчатых до сланцеватых известковых аргиллитов и мергелей с маломощными прослоями (5—10 см) песчано-алевритовых известняков и глинистых алевролитов. Встречаются редкие прослои доломитов и брахиоподовых известняков. Породы содержат *Rafinesquina amara* Andr., *Rostricellula transversa* Coop., *Isalaux* (*Isalauxina*) *stricta* (Gram.), *Fidelitella* sp., *Primitia abundaus* V. Ivan., *Quadriobella recta* V. Ivan., *Lepeditella* sp., *Bodenia* sp. и др. Мощность пачки на р. Горбиячин и Кулюмбэ равна 40 м, на р. Хантайке — 45 м.

Общая мощность отложений криволуцкого яруса в Хантайском районе 80 (р. Горбиячин) — 88 м (р. Кулюмбэ).

В Норильском районе отложения криволуцкого яруса представлены также двумя пачками пород, но фосфориты в них отсутствуют.

Нижняя пачка состоит из тонкослоистых аргиллитов, доломитовых мергелей и глинистых доломитов с частыми прослоями глинисто-доломитовых и органогенно-полидетритовых известняков. Отложения окрашены в темно-серые, реже в серые цвета, нередко пронизаны гипсом, ангидритом, иногда целестином и содержат остатки *Atelelasma peregrinum* (Andr.), *Rafinesquina amara* Andr., *Hesperorthis* sp., *Isalaux* (*Isalauxina*) *stricta* Gram., *Evenkina lenaica* (Gir.), *Egorella* sp., *Aparchites* sp., *Trilobella* sp., *Billingsaria lepida* Sok. Мощность 62 м.

Верхняя пачка в Норильском районе слагается серыми, темно-серыми и красно-бурыми доломитовыми аргиллитами, доломитовыми мергелями, глинистыми доломитами с редкими прослоями органогенно-полидетритовых и зернистых известняков. Сульфаты в отложениях отсутствуют. Для пород характерны *Pribilina*, *Tidelitella*, *Egorovella*, *Aparchites*, *Calliops*. Мощность 33 м.

Мощность отложений криволуцкого яруса в Норильском районе 95—100 м. Сопоставление разрезов криволуцкого яруса приведено на рис. 5.

Мангазейский ярус. Отложения мангазейского яруса на западной окраине Сибирской платформы представлены зеленовато-серыми, редко пестроцветными аргиллитами и мергелями с многочисленными

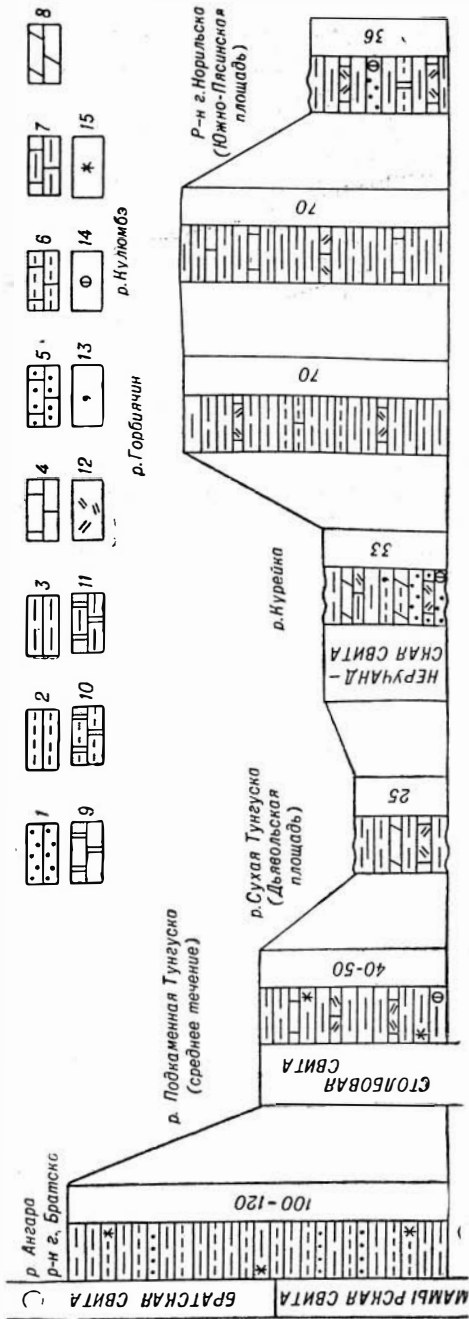


Рис. 6. Разрезы мангазейского яруса.

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — известняки; 5 — известняки песчаные; 6 — известняки алевроитовые; 7 — известняки глинистые; 8 — мергели известковые; 9 — доломиты; 10 — доломиты алевроитовые; 11 — доломиты глинистые; 12 — органические известняки; 13 — глауконит; 14 — фосфорит; 15 — красноватость отдельных прослоев.

Нижняя мощностью 5 м складывается аргиллитами известковистыми, зеленовато-серыми, тонко- и толстослоистыми с прослоями серых тонкозернистых известняков, с гальками кремня и фосфорита и с фауной *Mimella panna* Andr., *Opikina tojoni* Andr., *Atelelasma carinatum* Andr., *IsalauX (IsalauXina) stricta* (Kram.).

Верхняя пачка (баксанский горизонт) представлена зеленовато-серыми, тонкоплитчатыми до сланцеватыми аргиллитами, чередующимися с прослоями мергелей и известняков, часто органогенных. Прослои

ми прослоями органогенно-полидетритовых, пелитоморфных, микро- и тонкозернистых известняков. В нижних горизонтах разреза часто встречаются фосфоритизированные органические остатки, фосфоритовые зерна и желваки фосфорита. Мощность пород мангазейского яруса колеблется от 35 до 120 м (рис. 6).

В бассейне р. Ангары (район г. Братска), по данным Ю. Н. Занина (1964), мангазейский ярус (верхняя часть мамырской и нижняя часть братской свит) представлен пестроцветной толщей переслаивающихся аргиллитов и алевролитов с редкими маломощными прослоями полимиктовых, часто известковистых песчан и ко в. Эти отложения согласно залегают на породах криволицкого яруса и содержат остатки *Lingula*; *Obrotchevia sergei* Tschern.; *Mimella panna* Andr.; *Camarotoechia* sp., *Michelinoceras* sp., *Endoceras* sp. Мощность 100—120 м.

В бассейне р. Подкаменной Тунгуски отложения мангазейского яруса, залегающие со скрытым несогласием на нижележащих образованиях (Никифорова, Андреева, 1961), представлены двумя пачками.

аргиллитов имеют мощность 0,10—0,3 м, редко 0,5 м; мергелевые и известковые прослои тонкие (0,01—0,04 м, редко 0,15 м) и не выдержанные по простираению. В аргиллитах встречаются конкреции микро- и тонкозернистого известняка. Редко встречаются желваки фосфорита и фосфоритизированные органические остатки, приуроченные к прослоям органогенных известняков. В породах содержится *Oxoplectia sibirica* Nikif., *Triplesia baxanica* Nikif., *Rostricellula subrostrata* Nikif., *Rostricellula transversa* Coop., *Isotelus maximus sibiricus* Z. Max., *Monorakos lopatini* Schm. Мощность 40—50 м.

На северо-западе Тунгусской синеклизы в Туруханском районе к мангазейскому ярусу относится неручандская свита. В бассейне р. Курейки и в Тунгусской опорной скважине, по данным В. У. Петракова (1966), неручандская свита представлена двумя пачками пород.

Нижняя слагается серыми известковистыми песчаниками с прослоями темно-серых до черных, местами ракушечниковых песчаников и алевролитов. В основании содержатся гальки, стяжения и желваки органогенно-полидетритовых известняков и фосфоритов. В верхах встречаются редкие прослои алевроитовых и песчаных мергелей и аргиллитов. Отложения пачки соответствуют чертовскому горизонту мангазейского яруса по находкам *Mimella panna* Andr., *Isalauxina stricta* (Kram.), *Opikina tojoni* Andr., *Strophomena mangazeica* Andr., *Rostricellula transversa* Coop. Мощность колеблется от 5 до 15 м.

Верхняя пачка представлена переслаиванием зеленовато-серых известковистых алевролитов фосфоритизированных и аргиллитов с прослоями мергелей и органогенно-полидетритовых известняков. В основании пачки встречаются темно-серые до черных аргиллиты с линзами и стяжениями темно-серых известняков. Данные отложения относятся к баксанскому горизонту мангазейского яруса на основании *Triplesia baxanica* Nikif., *Strophomena lethea* Nikif., *Opikina parvula* Coop., *Glyptorthis katangaensis* Nikif. Мощность 13—32 м.

В более южных участках Туруханского района, в верхнем течении р. Летней и на Сухотунгусской (Дьявольской) площади нижняя пачка неручандской свиты отсутствует; верхняя пачка свиты, соответствующая баксанскому горизонту, здесь состоит из неравномерно переслаивающихся зеленовато-серых аргиллитов и мергелей с прослоями глинистых и органогенных известняков. В породах отмечается глауконит и пирит. Мощность верхней пачки 25 м. В разрезах р. Курейки неручандская свита несогласно залегает на песчаниках байкитской свиты, южнее, в скважинах Сухотунгусской (Дьявольской) площади, — на породах устьепелядкнской свиты верхнего кембрия.

В Хантайском районе мангазейский ярус представлен переслаиванием серых, темно-серых сланцеватых аргиллитов (мощность прослоев до 1 м), микрозернистых и органогенно-полидетритовых известняков (мощность прослоев 0,04—0,3 м). В разрезе р. Горбиячин отмечаются прослои глинистых алевролитов, известняки часто песчано-глинистые. В отложениях встречаются криноидеи, кораллы, мшанки и многочисленные вкрапления мелких кристаллов пирита. В разрезе выделяются три пачки пород.

Нижняя представлена глинисто-алевроитовыми известняками и известковистыми аргиллитами с *Rostricellula transversa* Coop., *Camarotoechia* sp., *Laccoprotia* sp., *Bodenia* sp., *Quadrilobella recta* V. Ivan., *Leperditella* sp., *Aparchitella* sp. Мощность 12 м.

Средняя пачка сложена известковистыми аргиллитами с прослоями известняков с *Mimella panna* Andr., *Rostricellula transversa* Coop., *Opikina tajoni* Andr., *Ceraurinus* sp., *Evencaspis sibirica* (Schm.), *Isalaux*

(*Isolauxina*) *stricta* (Kram.), *Aparchitella major* V. Ivan., *Glandites* sp.
Мощность 28 м.

Верхнюю пакку слагают известковистые аргиллиты с прослоями известняков с *Opikina parvula* Кооп., *Strophomena lethea* Nikif., *Evenkina ceraurinus icarus* (Bill.), *Evenkina* sp., *Bumastus sibiricus* Z. Max., *Parajonesites notabilis* V. Ivan. Мощность 30 м.

Общая мощность отложений мангазейского яруса в Хантайском районе равна 70 м.

В Норильском районе отложения мангазейского яруса состоят из переслаивающихся серых и темно-серых тонкоплитчатых и сланцевых, иногда известковистых аргиллитов, пелитоморфных, тонкомикрозернистых, часто органогенных известняков, глинистых доломитов. В основании встречаются единичные прослои известняков и мелкозернистых алевроитовых песчаников с зернами фосфорита и фосфоритизированных остатками брахиопод. Мангазейский возраст отложений подтверждается *Mimella panna* Andr., *Opikina tajoni* Andr., *Strophomena* sp., *Isalaux (Isalauxina) stricta* Kram., *Aparchitella major* V. Ivan., *Jonesites obligus* V. Ivan., *Parajonesites notabilis* V. Ivan., *Bodenia* sp., *Planusella* sp. и др. Мощности отложений 36 м.

Верхний отдел

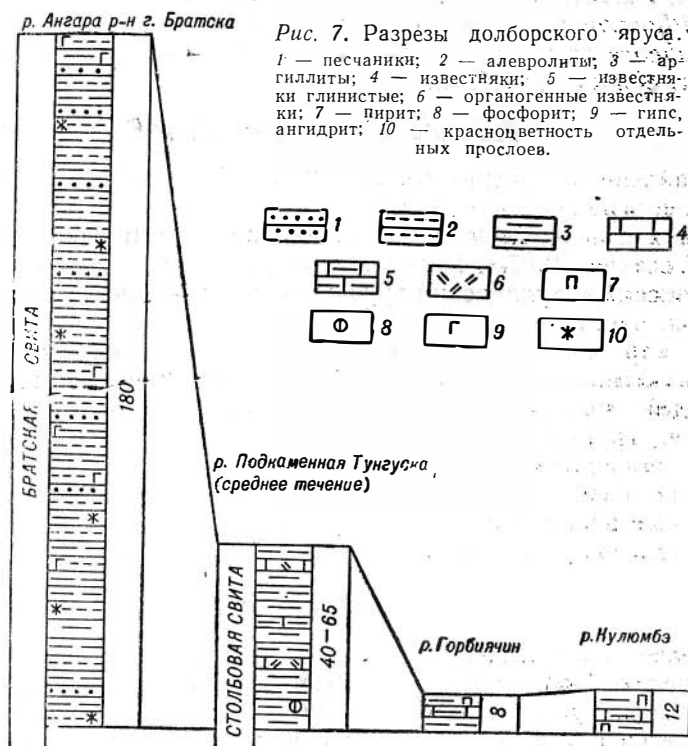
Верхнеордовикские отложения на западной окраине Сибирской платформы имеют значительно меньшее распространение по сравнению с породами нижнего и среднего отделов. Обычно они представлены неполностью, частью размыты, а в некоторых районах совсем отсутствуют (Никифорова, Андреева, 1961; Микуцкий, Петраков, Кашенко, 1963; Тесаков, 1967_{1,2}). В составе верхнего отдела ордовика выделяются два литологически различных комплекса пород. Один из них, распространенный на юге Сибирской платформы (р. Ангара), представлен пестроцветными терригенными гипсоносными отложениями мощностью до 200 м. Другой, распространенный на юго-западе и северо-западе Тунгусской синеклизы, имеет значительно меньшую мощность (12—40 м) и состоит из терригенно-карбонатных и карбонатных пород, богато охарактеризованных фаунистически (рис. 7).

На большей части исследуемых районов наблюдается постепенный переход между отложениями среднего и верхнего ордовика, граница между ними проводится на основании изменения родового и видового комплексов различных групп фауны. Верхняя граница верхнего ордовика обычно резкая, так как связана с перерывом в осадконакоплении. Верхний ордовик подразделяется на долборский и кетский ярусы.

Долборский ярус. В бассейне р. Ангары (район г. Братска) долборскому ярусу соответствует большая часть братской свиты. Она сложена переслаивающимися красноцветными, часто косослоистыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками со знаками ряби, трещинами усыхания, глиптоморфозами по каменной соли и с гипсоносными прослоями. Песчаники преимущественно развиты в верхней части разреза. Фаунистически братская свита не охарактеризована, возраст отложений установлен условно на основании стратиграфического положения и литологического сходства с осадками на р. Подкаменной Тунгуске. Мощности отложений 180 м.

На юго-западе Тунгуской синеклизы в бассейне р. Подкаменной Тунгуски отложения долборского яруса близки по литологическому составу породам мангазейского яруса. В нижнем течении реки они представлены в основном сланцеватыми аргиллитами и глинистыми сланцами, переслаивающимися с маломощными (3—6 см) прослоями алевро-

литов и их переходных разновидностей. Встречаются линзы и прослои известняков, часто органогенных. В осадках содержатся обильные брахиоподы, криноидеи, наутилоидеи, мшанки, кораллы и т. д. Цвет пород серый и зеленовато-серый. В более восточных районах р. Подкаменной Тунгуски усиливается роль карбоната и соответственно уменьшается роль терригенного материала. Так, в среднем течении реки в отложениях долборского яруса среди переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и мергелей часто встречаются прослои органогенных известняков, а восточнее в бассейне р. Чуни и ее притока Нижней Чулки, по



данным О. И. Никифоровой и О. Н. Андреевой (1961), отложения долборского яруса состоят из органогенных, органогенно-обломочных, глинистых известняков и мергелей. Аргиллиты здесь имеют сугубо подчиненное значение. Отложения долборского яруса содержат обильную фауну: *Cyrtophyllum orthis* Sok., *Baikitolites alveolitoides* Sok., *Calapocia canadensis* Bill, *Tollina keyserlingi* (Toll.), *Boreadorthis asiaticus* Nikif., *Bumastus sibiricus* Z. Max., *Phaenopora insignis* Nekh., *Endoceras giganteum* Miller, *Paractinoceras sibiricum* Val. Мощность отложений долборского яруса на р. Подкаменной Тунгуске колеблется от 40 до 80 м.

На северо-западе Тунгуской синеклизы отложения долборского яруса выделяются только в Хантайском районе. Здесь они слагают маломощную (8—12 м) пачку пород, в составе которой распространены серые и темно-серые сланцеватые аргиллиты и глинистые сланцы, участками известковистые с прослойками (0,1—0,15 м) мергелей и плитчатых глинистых микрозернистых известняков. В аргиллитах (р. Кулюмбэ) отмечены многочисленные конкреции пирита (размером 1,5—7 см) в форме прорастания крупных кристаллов (табл. I, 1). В отло-

жениях встречаются многочисленные вкрапления мелких кристаллов пирита и обильная фауна *Cyrtophyllum orthis* Sok., *Opikina gibbosa* Andr., *Glyptorthis katangaensis* Nikif., *Bumastus* sp., *Paraschmidtella* sp., *Phenoporella* aff. *multipora* Nekh., *Ph.* aff. *carinata* (Astr.).

Кетский ярус на западной окраине Сибирской платформы выделяется только в бассейне р. Подкаменной Тунгуски (Тесаков, 1967₁). Его нижняя часть мощностью 8—22 м (нирундинский горизонт) представлена пестроцветными аргиллитами, а верхняя—мощностью 6—8 м (бурский горизонт) состоит из переслаивания серых мергелей и известняков с *Palaeofavosites ivanovi* Sok., *Columnoporella* sp., *Parasarri-nula* sp., *Phaenopora* ex. gr. *cericornis* Nekh., *Rostricellula subrostrata* Nikif., *Lambeoceras princeps* Troedson., *Paractinoceras canadense* (Whit.), *Apsidoceras elegans* Troedson.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения на западной части Сибирской платформы имеют более ограниченное распространение. Залегают они на ордовикских породах с перерывом в осадконакоплении (Никифорова, Андреева, 1961; Тесаков, 1967₂). В составе силура выделяются лландоверийский, венлокский и лудловский ярусы (см. табл. 2, рис. 8).

Нижняя часть разреза силурийских отложений слагается преимущественно карбонатными, реже карбонатно-терригенными породами, охарактеризованными богатой и разнообразной фауной кораллов, строматопороидей, мшанок, криноидей, брахиопод, остракод, трилобитов, наутилоидей, граптолитов и других, резко обновленных новыми силурийскими семействами и родами (Никифорова, 1965). Верхи силура представлены карбонатно-терригенными отложениями с очень редкими органическими остатками.

Мощность силурийских отложений колеблется от 117 до 645 м.

Нижний отдел

Наиболее полные разрезы нижнесилурийских отложений установлены на реках Подкаменной и Сухой Тунгусках (Дьявольская площадь), Нижней Тунгуске (Большеокинская площадь), Курейке, Горбичин, Кулюмбэ и в Норильском районе (Южно-Пясинская площадь).

Лландоверийский ярус. Породы лландоверийского яруса широко распространены на исследуемой территории (рис. 9).

В Иркутском амфитеатре в Ангаро-Илимском и Ангаро-Чунском районах силурийские отложения представлены кежемской и ярской свитами, которые условно отнесены к лландоверийскому ярусу (Занин, 1964; Никифорова, 1965). Кежемская свита залегают на породах братской свиты без видимого несогласия.

По данным Ю. Н. Занина (1964), на р. Чуне кежемская свита представлена переслаивающимися светло-серыми, зеленовато-серыми мелкосреднезернистыми песчаниками и красно-бурыми, зеленовато-серыми алевролитами с редкими и тонкими прослоями аргиллитов и известняков. Преобладают серые и зеленовато-серые цвета. На р. Илеме в основании залегают пласт мощностью 3 м зеленовато-серых доломитов, который перекрывается толщей переслаивающихся красноцветных алевролитов, аргиллитов и светло-серых мелко- и среднезернистых песчаников. В породах содержатся *Palaeofavosites* sp., *Streptelasma* sp., *Camarotoechia* cf. *elegans* Nikif., *Coelospira* (?) sp., *Sactoceras* sp., *Michelinoceras* sp., *Eoleperditia* (?) sp. Мощность отложений кежемской свиты на р. Чуне 120 м, на р. Илеме 40—50 м.

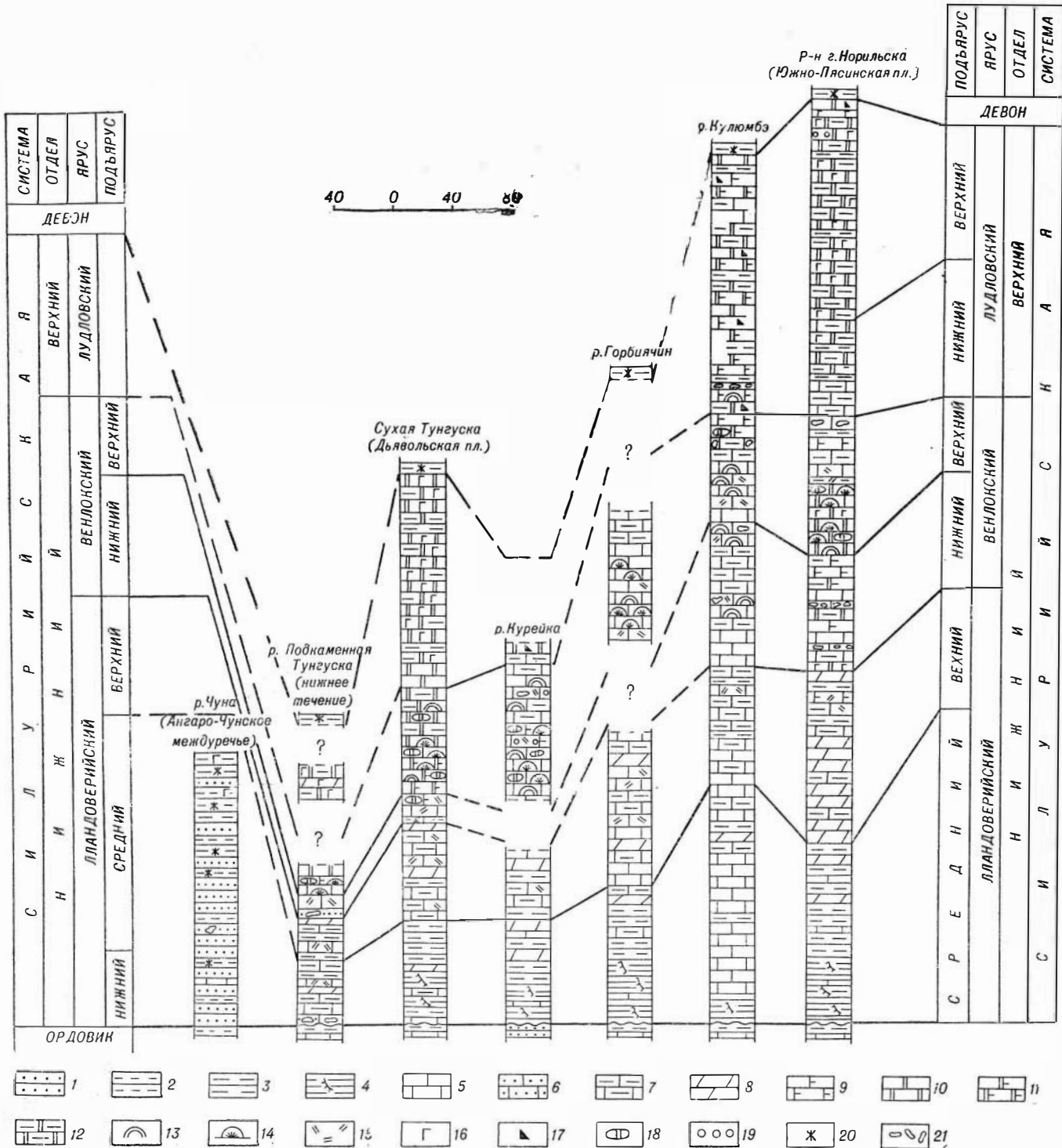


Рис. 8. Схематический разрез силурийских отложений западной окраины Сибирской платформы по линии р. Чуна — г. Норильск. При составлении схемы и на рис. 9—11, 15 разрезы по рекам Чуна, Подкамменной Тунгуске, Курейке, Горбиячин составлены по материалам Ю. Н. Занина, Ю. И. Тесакова, В. И. Драгунова, А. Ф. Абушник.

На р. Илеме выше согласно залегают отложения ярской свиты, очень близкие по составу братской свите. Они представлены аргиллитами, мергелями и алевролитами кирпично-красного и красно-бурого цвета, иногда пятнистыми, карбонатными, с пропластками мелкозернистых известково-глинистых песчаников, с линзами и прослоями гипса. В бассейне р. Чуны состав ярской свиты преимущественно песчаный. Мощность ярской свиты на р. Илеме до 200 м, на р. Чуне — 60 м.

На юго-западе Тунгусской синеклизы в бассейне р. Подкаменной Тунгуски лландоверийские отложения, составляющие нижнюю половину разреза кочумдекской свиты, широко развиты на участке от района «Щек» до пос. Байкит и в бассейнах ее правых притоков — рек Столбовой, Лиственничной, Эгстакан, Кочумдек, Юдолмо, Майгунна и Чуны, а также на водоразделах рек Подкаменной Тунгуски и Бахты (Соколов, Тесаков, 1963, и др.).

Исследованиями А. Ф. Абушик (1957) и О. И. Никифоровой (1965) установлено наличие в разрезе р. Подкаменной Тунгуски нижнего, среднего и верхнего лландовери.

Нижний лландовери представлен здесь на некоторых участках в основании мелкогалечным конгломератом (гальки размером 2—3 см состоят из кварца, кварцита, роговиков) и кварцевыми песчаниками с линзами гравелитов (мощность конгломератов и песчаников 2,5—3 м), на которых лежат темные до черных известняки (2—4 м) с граптолитами *Diplograptus modestus sibiricus* Obut, *Pristiograptus gregarius* Lapw, остракодами *Cystomatochilina tiara* Henn., брахиоподами *Plectarypa barrandei* Dav., указывающими на принадлежность пород к верхам нижнего лландовери. Мощность нижнего лландовери 4,5—7 м.

Средний лландовери слагается серыми, зеленовато-серыми известняками микро- и тонкозернистыми, иногда органогенно-полидетритовыми, глинистыми, комковатыми и плитчатыми с прослоями мергелей и аргиллитов с большим количеством фауны кораллов и брахиопод *Palaeofavosites paulus* Sok., *P. balticus* Rukh. Мощность среднего лландовери 30—40 м.

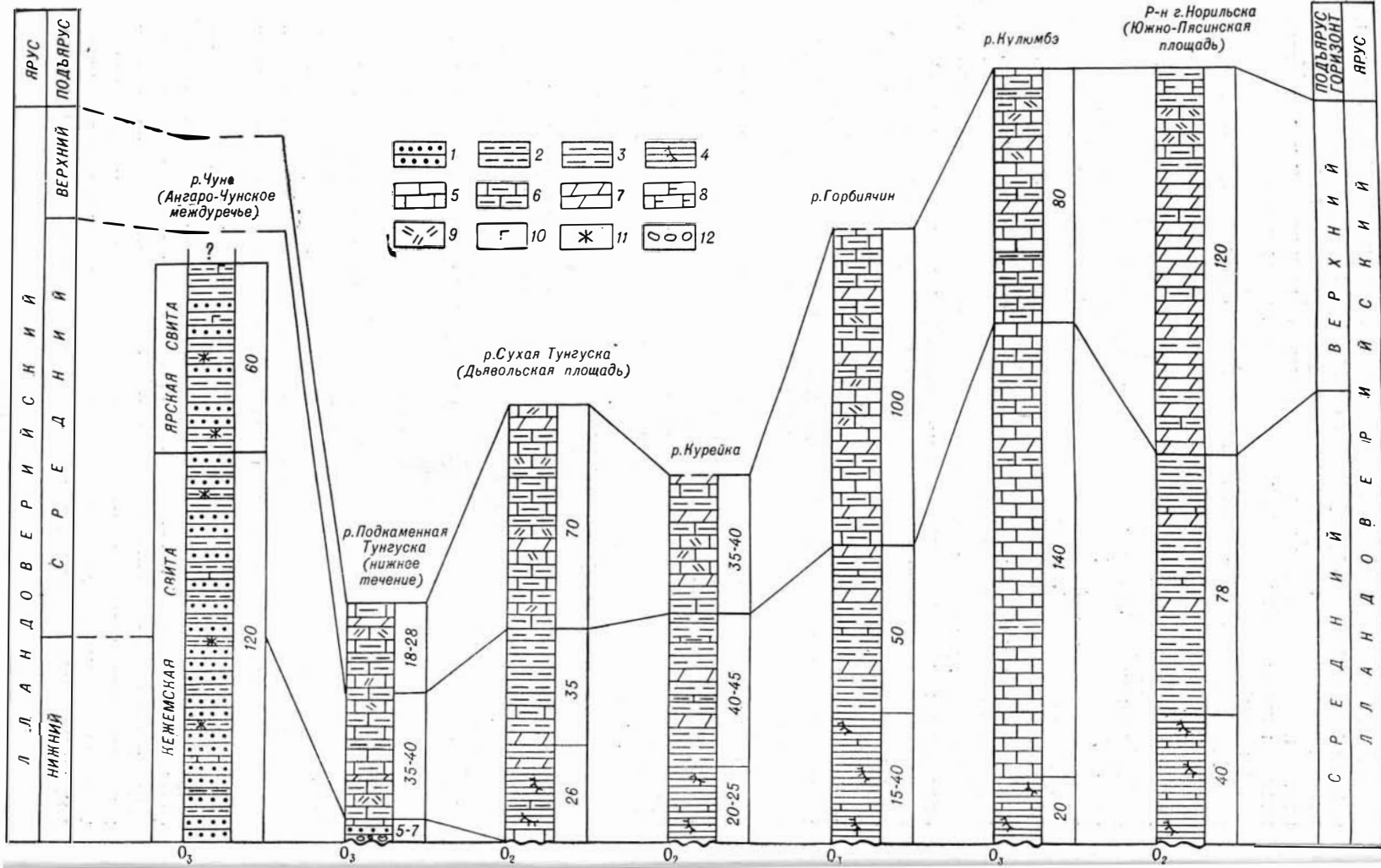
Верхний лландовери состоит из серых, желтовато-серых известняков комковатых, конкреционно-плитчатых, нередко органогенных, иногда тонко-, средне- и грубослонистых, доломитистых с прослоями мергелей и аргиллитов с многочисленной фауной *Dalmanella neocrassa* Nikif., *Camarotoechia nucula* (Sow.), *C. elegans* Nikif., *C. elegans ramosa* Nikif., *Eocoelia hemisphaerica* Sow., *Atrypa septentrionalis* Nikif., *A. septentrionalis alia* Nikif., *Lissatrypa recta* Nikif., *Subalveolites volutus* Sok. et Tes. Мощность верхнего лландовери 18—28 м.

Мощность лландоверийского яруса на р. Подкаменной Тунгуске равна 58—75 м.

На северо-западе Тунгусской синеклизы в Туруханском районе присутствуют отложения среднего и верхнего лландовери. Они залегают на фаунистически охарактеризованных породах мангазейского яруса.

В бассейне р. Сухой Тунгуски (Дьявольская площадь) и в нижнем течении р. Нижней Тунгуски (Большеокинская площадь) в среднем лландовери выделяются две пачки пород.

Нижняя мощностью 26—30 м в основании слагается известняками (2,5—5 м) темно-серыми до черных, тонкозернистыми, иногда со структурой конус в конус, сильно пропитанными битумом и с многочисленными вкраплениями пирита, плотными, массивными. Эти известняки перекрываются темно-серыми до черных граптолитовыми сланцами, тонкоплитчатыми до листоватых слабоизвестковистыми, изредка переходящими в мергели или в тонкие прослои известняка. На поверхностях



напластования отмечаются многочисленные граптолиты: *Pristiograptus gregarius angustus* Obut., *P. concinnus* (Lapw.), *Hedrograptus janischewskyi* Obut, *Monograptus incomodus* (Torn.).

Верхняя пачка среднего лландовери мощностью 35—40 м состоит из зеленовато-серых аргиллитов известковистых, плотных, плитчатых, прослоями переходящих в мергели или в тонкозернистые глинистые известняки с граптолитами.

Мощность среднего лландовери на р. Сухой Тунгуске 61 м, на р. Нижней Тунгуске — 70 м.

Верхний лландовери складывается темно-серыми, серыми известняками и зеленовато-серыми мергелями с прослоями аргиллитов. Известняки микро- тонкозернистые, неравномерно-глинистые, из-за чего часто пятнистые, нередко органогенно-полидетритовые, плотные, крепкие, плитчатые. Мергели плотные, плитчатые, постепенно переходящие в аргиллиты. Содержание глинистого материала увеличивается в верхних горизонтах пачки. Породы содержат остатки фауны *Subalveolites volutus* Sok. et Tes., *Axolastma robustum* Ivnsk., *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.), *Pentamerus ablongus* (Sow.).

Мощность отложений верхнего лландовери в бассейне р. Сухой Тунгуски (Дьявольская площадь) равна 70 м, на р. Нижняя Тунгуска (Большеокинская площадь) — 60 м.

В бассейне р. Курейки отложения среднего лландовери также состоят из двух пачек. Нижняя мощностью 20—25 м представлена граптолитовыми сланцами в основном темно-серого до черного цвета, тонкоплитчатыми до листоватыми, слабоизвестковистыми битуминозными с невыдержанными прослойками и конкрециями серых и черных глинистых известняков светло-серых, пелитоморфных, лишенных органических остатков. Для пачки характерны многочисленные остатки граптолитов: *Monograptus incommodus* Torn. *Hedrograptus janischewskyi* Obut, *Pristiograptus concinnus* (Lapw.)

Верхняя пачка среднего лландовери мощностью 40—45 м состоит из зеленовато-серых тонкослоистых известковых аргиллитов и мергелей с единичными тонкими прослойками известняков с редкой фауной *Zygospira ouboisi* (Vern.). Мощность отложений среднего лландовери на р. Курейке 60—70 м.

Верхний лландовери имеет мощность 35—40 м и складывается неравномерно переслаивающимися зеленовато-серыми и серыми глинистыми известняками и мергелями, имеющими скорлуповато-комковатые поверхности напластования. Комковатый облик породам придают мало мощные прослои (3—5 см) и линзы (3×20 см) известняка микро- и среднекристаллического, часто органогенного. Породы содержат остатки фауны, характерные для верхнего лландовери, — *Hesperorthis davidsoni* (Vern.), *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.), *Strophomena* sp. nov., *Leptostrophia* sp., *Clorinda* cf. *undata* (Sow.), *Lygospira gracilis* Nikif., *Mendacella tungussensis* Nikif.

Мощность верхнего лландовери 35—40 м.

Общая мощность лландоверийского яруса на р. Курейке составляет 95—105 м.

В бассейне р. Хантайки фаунистически охарактеризованные породы среднего и верхнего лландовери хорошо обнажены и изучены на ее

Рис. 9. Разрезы лландоверийского яруса.

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — граптолитовые сланцы; 5 — известняки; 6 — известняки глинистые; 7 — мергели известковые; 8 — известняки доломитовые; 9 — органогенные известняки; 10 — гипс, ангидрит; 11 — красноцветность отдельных прослоев; 12 — галечники, внутриформационные конгломераты.

притоках — реках Горбиячин и Кулюмбэ, где они залегают с перерывом на осадках долборского яруса.

На р. Кулюмбэ силурийские отложения сильно изменены большим количеством трапповых интрузий. Лландоверийский ярус здесь слагается в основании граптолитовыми сланцами (около 20 м), которые встречаются только в высыпках, слабо фаунистически охарактеризованы и условно С. П. Микуцким, В. У. Петраковым, С. А. Кашенко (1963), А. П. Зинченко, Г. В. Лопушинской и другими исследователями отнесены к среднему лландовери. Здесь содержатся граптолиты *Hedrograptus* sp., *Pristiograptus gregarius* (Lapw.). Выше залегают зеленовато-серые и серые известняки с прослоями темно-серых и оливково-зеленых известковых аргиллитов и мергелей (56—140 м). Известняки микро- и тонкозернистые, часто неравномерно перекристаллизованные. Породы плотные, массивные, сильно ороговикованные. В отложениях содержатся многочисленные брахиоподы *Dalmanella neocrassa* (Nikif.), *Kulumbella kulumbensis* Nikif., *Lissatrypa recta* Nikif., *Stricklandia lens* Sow., трилобиты, мшанки и криноидеи, характерные для среднего лландовери.

Мощность среднего лландовери 160 м.

Отложения верхнего лландовери слагаются известняками глинистыми микро- и тонкозернистыми, участками перекристаллизованными в средние и крупнозернистые, серыми и зеленовато-серыми с включениями в кровле многочисленных линз светло-серого известняка, часто органогенно-полидетритового (размер линз — от 5 до 40 см в длину и до 4 см в толщину). Линзы распределены параллельно напластованию. Встречаются редкие тонкие прослои аргиллита. На отдельных участках породы сильно изменены и превращены в роговики. В породах содержатся многочисленные *Eocoelia hemisphaerica* Sow., *Pentamerus* sp., *Sibiritia norilskensis* Abush. *Mendacella tungussensis* Nikif., *Hesperortilus davidsoni* (Vern.), *Strophomena sibirica* Andr., *S. pectenoides* Andr.

Мощность верхнего лландовери 80 м.

Мощность среднего и верхнего лландовери на р. Кулюмбэ 240—270 м.

В бассейне р. Горбиячин разрез лландоверийских отложений по литологическому составу очень близок к разрезу р. Кулюмбэ. По данным В. И. Драгунова и А. Ф. Штейн, а также С. П. Микуцкого, В. У. Петракова, С. А. Кашенко (1963), Б. С. Соколова и Ю. И. Тесакова (1963), лландоверийский ярус здесь начинается пачкой (15—40,5 м) сильно разрушенных зеленовато-серых тонкослоистых сланцеватых аргиллитов (граптолитовые сланцы) с граптолитами. Выше по разрезу граптолитовые сланцы сменяются пачкой (50 м) зеленовато-серых и темно-серых плитчатых известковистых аргиллитов и мергелей с граптолитами, брахиоподами, трилобитами и кораллами. Мощности отложений среднего лландовери 90 м.

Верхний лландовери представлен неравномерным переслаиванием серых глинистых известняков, зеленовато-серых известковых мергелей и линзообразных известняков часто органогенно-полидетритовых, содержащих обильную фауну брахиопод, гастропод, кораллов, трилобитов и наutilusоидей. Мощности верхнего лландовери 100 м.

Мощность лландоверийского яруса на р. Горбиячин 190 м.

В Норильском районе на фаунистически охарактеризованных отложениях мангазейского яруса залегают граптолитовые сланцы среднего лландовери. Они представлены пачкой (36—45 м) аргиллитов темно-серых до черных, тонкослоистых до сланцеватых, слабоизвестковистых, битуминозных, со значительным количеством кристаллов пирита

и многочисленными остатками граптолитов *Glyptograptus tamariscus* (Nich.), *Hedrograptus rectangylaris* (M'Coу), *Pristiograptus gregarius* (Lapw.). Перекрываются эти отложения пачкой (75—78 м) известковых аргиллитов и мергелей темно-серых и зеленовато-серых тонкослоистых с тонкими прослоями (2—4 см) пелитоморфных известняков с *Palaeofavosites paulus* Sok., *Mesofavosites* sp., *Dalmanella neocrassa* (Nikif.), *Lessatrypa recta* Nikif., позволившими датировать вмещающие их породы как среднюю часть лландоверийского яруса.

Верхний лландовери в данном разрезе слагается мергелями и глинистыми известняками зеленовато-серыми плитчатыми с прослоями и линзами светло-серых известняков пелитоморфных органогенно-полидетритовых и биоморфных. В верхах отмечается прослой (до 2—2,5 см) плотного известнякового конгломерата. В породах почти отсутствуют остатки граптолитов, но характерны многочисленные остракоды, встречаются брахиоподы, кораллы, криноидеи, трилобиты и т. д. Для отложений характерны *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.) *Sibiritia norilskensis* Abush. Мощность верхнего лландовери равна 100—120 м.

Мощность лландоверийского яруса в Норильском районе составляет 238—250 м.

Венлокский ярус. Отложения венлокского яруса распространены севернее р. Подкаменной Тунгуски. Они слагаются известняками, доломитами и мергелями (рис. 10). Нижняя граница венлокского яруса проводится на основании смены комплексов фауны брахиопод, остракод и кораллов. Верхняя граница с лудловским ярусом устанавливается по изменению вещественного состава и смене комплексов фауны остракод и табулят (Никифорова, Андреева, 1961; Никифорова, 1965).

В юго-западной части Тунгусской синеклизы на р. Подкаменной Тунгуске к венлокскому ярусу относится верхняя часть кочумдекской свиты. По данным Б. С. Соколова и Ю. И. Тесакова (1963), Е. А. Ивановой, Е. Д. Сошкиной, Г. Г. Астровой и В. А. Ивановой (1955), эти отложения распространены на правобережье нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски и в бассейнах ее притоков — рек Кочумдек, Кондремо, Кулинне и на притоках р. Столбовой — Танимакит и Биробчаны. Отложения венлока здесь состоят из двух пачек пород.

Нижняя пачка (12 м) слагается серыми грубо- и тонкослоистыми известняками, часто массивными органогенно-детритовыми с фауной кораллов. В нижней части отмечаются прослои светло- и зеленовато-серых листоватых мергелей и аргиллитов, реже известковых песчаников и алевролитов. В основании пачки присутствуют линзы мелкогалечниковых известняковых конгломератов с известковым цементом (размер галек 1—2 см, редко до 5 см). Встречаются единичные прослои строматопоровых известняков черного цвета с комковатой текстурой. Для отложений характерна фауна *Multisolenia formosa* Sok., *Favosites borealis* Tchern.

Верхняя пачка (20 м), по данным Е. А. Ивановой, Е. Д. Сошкиной и др. (1955), сложена желтовато-серыми алевроитовыми доломитами, известковыми мергелями, не содержащими фауны, и известняками с многочисленными строматопорами, табулятами, ругозами, образующими часто колонии и содержащими иногда линзы кремней. В известняках отмечаются *Mesosolenia prima* Sok. et Tes., *Subalveolites subulosus* Sok. et Tes. Видимая мощность венлокского яруса на р. Подкаменной Тунгуске, по данным Б. С. Соколова и Ю. И. Тесакова (1963), — 32—40 м.

В бассейнах рек Сухой Тунгуски (Дьявольская площадь) и Нижней Тунгуски (Большепорожская площадь) к венлокскому ярусу относятся три пачки пород (см. рис. 10).

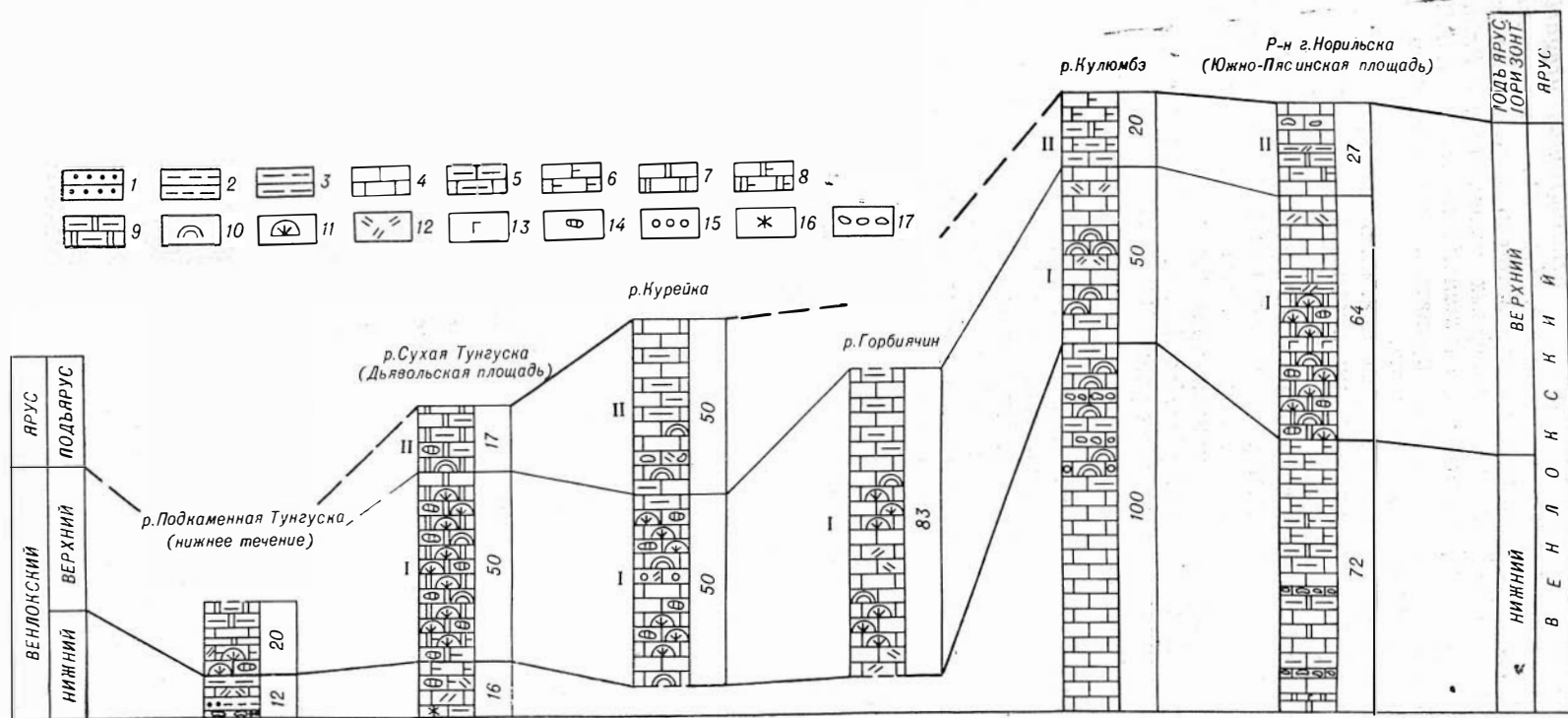


Рис. 10. Разрезы венлокского яруса.

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — известняки; 5 — известняки глинистые; 6 — известняки доломитовые; 7 — доломиты; 8 — доломиты известковые; 9 — доломиты глинистые; 10 — водорослевые образования; 11 — строматопорово-коралловые образования; 12 — органогенные известняки; 13 — гипс, ангидрит; 14 — линзы кремней; 15 — оолиты карбонатные; 16 — красноцветность отдельных прослоев; 17 — галечники и внутриформационные конгломераты. Цифры против разрезов обозначают литологические толщи верхнего венлока; I — нижнюю с строматопорово-коралловыми и водорослевыми образованиями; II — верхнюю без строматопорово-коралловых и водорослевых образований.

Нижняя пачка в основании слагается красно-бурыми глинистыми известняками и известковыми аргиллитами мощностью до 2 м. В этих породах отмечаются фосфоритизированные органические остатки и отдельные зерна фосфорита. Выше располагаются известняки серые с колониями кораллов, микро-, мелко- и среднезернистые. В верхах отмечаются доломитовые породы с фауной *Favosites borealis* Tchern., *Holophragma mitrata* (Schloth.). Мощность пачки 16—20 м.

Верхняя часть венлокского яруса представлена доломитами серыми, массивными, тонко- и микрозернистыми, иногда перекристаллизованными в мелко- и среднезернистые, кавернозные. Часто породы сильно пропитаны битумом, отчего приобретают темно-коричневый цвет. Средняя и нижняя части пачки (50—60 м) нередко состоят из рифогенных строматопоро-коралловых и водорослевых образований, имеющих более светлую окраску, отчего создается пятнистость в породах. Отмечаются прослой и линзы кремней. Из остатков фауны здесь определены *Favosites* (*Sapporipora favositoides* Ozaki, *Parastria toporatebenjkovi* (Tchern.), *Subalvealites subulosus* Sok. et Tes. В кровле пачки (17 м) строматопоро-коралловые образования отсутствуют, доломиты глинистые, редко водорослевые с линзами кремня. Мощность пачки 67—70 м.

Мощность венлокского яруса на р. Сухой Тунгуске 83—90 м.

На р. Курейке, по данным А. Ф. Абушик (1957), О. И. Никифоровой (1965), нижняя часть венлокского яруса не обнаружена, что установлено по отсутствию характерных для начала венлока комплекса фауны и терригенно-карбонатной пачки, подстилающей в других разрезах строматопоро-коралловые и водорослевые карбонатные породы. В основании разреза здесь залегает пачка известняковых серых, светло-серых, иногда темно-серых массивных, толстоплитчатых, содержащих многочисленные колонии строматопороидей и табулят («строматопоро-коралловая» толща).

В средней и верхней частях пачки наблюдаются многочисленные скопления створок крупных пелеципод рода *Megalomus*. Структура известняков тонко- и микрозернистая, часто перекристаллизованная в средне- и крупнозернистую. Водорослевые биогермы достигают в поперечнике 1—2,5 м, строматопороидей — 10—20 см. Промежутки между водорослями и строматопороидеями заполнены биоморфно-детритовыми или оолитовыми образованиями. Встречаются линзы и прослой (0,02—2 м) биоморфно-детритовых и обломочных известняков.

В верхах наблюдаются линзы и прослой кремня, приуроченные к плоскостям напластования. В кровле пачки известняки доломитизированные. Для отложений характерен следующий комплекс строматопор: *Clathrodictyon regulare* Ros. var *podolicum* avor., *pseudoregularis* Riad., *foetigiatum* Nich., *vesiculosum* Nich. et Mur. типичный для верхней половины венлока на северо-западе Сибирской платформы. Мощность строматопоро-коралловых и водорослевых известняков на р. Курейке 50—60 м. Выше залегает резко отличающаяся от строматопоро-коралловых известняков пачка известняков тонко- (1—2,5 см), средне- (3—7 см) и толстоплитчатых (0,5—0,9 м) иногда с комковато-скорлуповатой поверхностью напластования глинистых. Структура известняков микро- и среднезернистая. В составе пород этой пачки отмечаются многочисленные прослой (2—20 см) и линзы оолитовых и органогенно-детритовых известняков с примесью обломочного известкового материала гравийной размерности. Встречаются единичные прослой (1,5—2,5 м) водорослевых известняков (размер биогерм 2,5—3 см в диаметре), редко — прослой (1—10 см) плоскогалечных межформационных известняковых конгломератов. Из фаунистических остатков здесь характерно наличие многочис-

ленных остатков остракод *Leperaitia* cf. *lumaea* Abush. и др. и остатков брахиопод *Meristella? parva* Nikif., *Delthyris* sp., *Protathyris* aff. *didyma* (Dalm.) и т. д. Мощность пачки 50 м.

Мощность венлокского яруса на р. Курейке 100—110 м (см. рис. 10).

В Хантайском районе отложения венлокского яруса наиболее полно обнажены на р. Кулюмбэ. Здесь они подразделяются на три пачки.

Нижняя (100 м), соответствующая нижнему венлоку, представлена серыми и темно-серыми плитчатыми и массивными известняками пелитоморфной микро- и тонкозернистой структуры. Породы часто обогащены глинистым материалом. Наблюдаются прослои и линзы органогенно-детритусовых известняков, а в верхней ее половине — водорослевые образования с прослоями межформационных плоскогалечных известняковых конгломератов (мощность прослоев 10—15 см, размер галек 1,5—3 см). Размер биогерм достигает 0,3—2 м в поперечнике. Обычно органогенные и водорослевые известняки перекристаллизованы до мелко- и среднезернистых. В отложениях часто наблюдаются выделения мелкокристаллического пирита. Наиболее характерными для этих отложений являются *Catazyga (?) rara* Nikif., *Meristella norilica* Nikif., *Camarotoechia nucula* Sow., *Sibirita kotelnnyensis* Abush., *Bollia cardinis* Abush.

Средняя пачка (50 м) составляет большую часть верхнего венлока. Она сложена серыми, темно-серыми, иногда голубовато-серыми известняками массивного и плитчатого сложения. Структура их микро- и тонкозернистая на отдельных участках, перекристаллизованная в мелко- и среднезернистую. Известняки глинистые. Часто отмечаются прослои органогенно-детритовых, органогенных и водорослевых известняков. Размеры биогерм колеблются от 0,1 до 3 м в поперечнике. Породы содержат выделения мелкокристаллического пирита. Данная пачка характеризуется фауной *Herrmannina nana* Abush., *Schellwienella* ex gr. *praeumbacula* Kozl., *Clathrodictyon fastigiatum* Nich. и др.

Нижняя пачка (20 м) состоит из известняков, часто доломитовых, глинистых, иногда с примесью алевроитового материала. Встречаются редкие прослои известняковых доломитов.

Мощность отложений венлока на р. Кулюмбэ 170 м. По данным Ю. И. Тесакова (устное сообщение), на р. Горбиячин отложения венлока представлены пачкой (83 м) тонкослоистых известняков, в нижней и средней частях органогенных и строматопоро-коралловых, в верхней части — глинистых (см. рис. 10). Породы часто метаморфизованы до роговиков под влиянием траппов.

В Норильском районе разрез венлокского яруса делится на три пачки (см. рис. 10).

Нижняя пачка (72—82 м) слагается известняками темно- и зеленовато-серыми, пелитоморфными, микро- и тонкозернистыми, глинистыми, часто доломитовыми с прослоями глинистых доломитов. Отмечаются маломощные прослои (5—12 см) известняковых конгломератов, прослои (3—7 см) и линзы светло-серых пелитоморфных известняков. Породы плотные, плитчатые. Иногда в основании в доломитах встречаются прожилки гипса. Для отложений характерны брахиоподы *Catazyga? rara* Nikif., *Meristella norilica* Nikif., остракоды *Bolia cardinis* Abush., *Sibirita kotelnnyensis* Abush. и др.

Выше залегает пачка (60—63 м) строматопоро-коралловых и водорослевых доломитов; изредка встречаются известняки, причем последние характерны только для самых верхних (17 м) горизонтов пачки. Структура пород микрозернистая, но чаще перекристаллизованная в мелко- и среднезернистую, иногда кавернозная. Породы плотные, массивные, иногда волнисто-слоистые, что подчеркивается скоплением гли-

нистого материала на поверхностях напластования. Встречаются редкие тонкие прослои аргиллита, содержащие органогенный детрит. Характерно наличие в доломитах линз темно-серого до черного кремня; изредка отмечаются включения гипса. Для отложений характерны строматопороиды *Stromatopora rzonnickii* Javog., *Clathrodictyon crassum* Nich., *Clathrodictyon fastigiatum* Nich. и др.

Верхняя пачка (15—27 м) венлокского яруса в районе Норильска представлена плитчатыми известняками темно-серыми до черных, глинистыми и доломитовыми. Встречаются редкие маломощные прослои известковых доломитов, аргиллитов и мелкогалечниковых известняковых конгломератов. Структура пород микро- и тонкозернистая, нередко перекристаллизованная в мелко- и среднезернистую. В этих отложениях встречаются брахиоподы *Herrmannina nana* Abush., *Schellwienella* ex. gr. *pracumbacula* Kozl.

Мощность венлокского яруса в Норильском районе 150—172 м.

Верхний отдел

Отложения верхнего силура на исследуемой территории представлены доломитами и глинистыми доломитами, редко глинистыми известняками. Эти породы слабо фаунистически охарактеризованы и в большинстве разрезов выделяются условно между фаунистически охарактеризованным венлоком и красноцветами девона (рис. 11).

На р. Подкаменной Тунгуске, по данным О. И. Никифоровой (1965), к отложениям нижнего лудлова условно отнесена пачка (4—5 м) желтовато-серых доломитов с *Protathyris* sp. и с остатками *Eurypteridae*. Эти отложения обнажены на левом берегу реки, в 10 км выше устья. В. Н. Дреневым, З. С. Бобковой и другими исследователями к лудлову также отнесена толща, обнаженная на правых притоках р. Подкаменной Тунгуски и согласно залегающая на породах венлокского яруса. Эта толща (15—20 м) состоит из серых тонкослоистых доломитов и мергелей с маломощными прослоями гипса и с очень редкими брахиоподами, наутилоидеями, корралами, остракодами и др.

В бассейнах рек Сухой Тунгуски (Дьявольская площадь) и Нижней Тунгуски (Большеокинская площадь) верхнесилурийские отложения представлены доломитами серыми и темно-серыми, тонко- и мелкозернистыми глинистыми. Отмечаются редкие прослои аргиллитов. Породы тонкоплитчатые, характерна горизонтальная, реже волнистая слоистость. В разрезе отмечаются многочисленные горизонтальные и вертикальные прожилки и линзы гипса.

Мощность верхнего силура здесь равна 140—145 м.

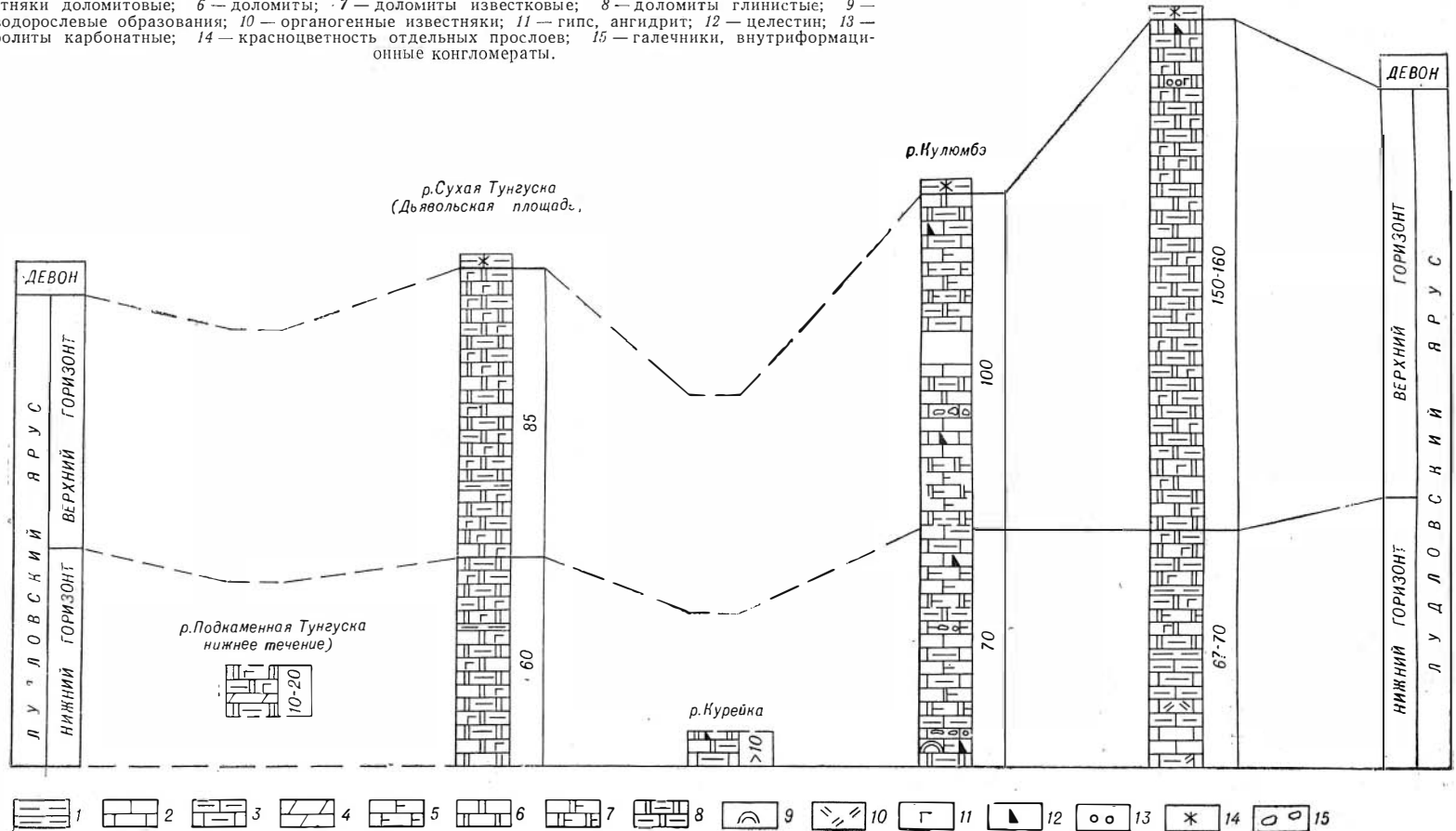
На р. Курейке, по данным А. Ф. Абушик (1957), на поверхность выходит небольшая пачка пород (6—10 м) лудловского яруса, представленная известняками серыми и темно-серыми микро- и тонкозернистыми, доломитами серыми, светло-серыми, микрозернистыми, глинистыми, тонкоплитчатыми. В этих породах А. Ф. Абушик найдены редкие табуляты *Parastriatopora kureikiana* Sok. et Tes. и многочисленные остракоды *Leperditia lumaea* Abush., *Schrenkia multa* Abush., и др.

В Хантайском районе на р. Кулюмбэ условно к отложениям верхнего силура относится толща пород, лежащая на фаунистически охарактеризованных породах венлока. Она представлена известняками глинистыми, доломитистыми и доломитами известковыми. Породы плотные, массивные, плитчатые, сильно измененные до метаморфизованных под влиянием траппов. Цвет их серый и светло-серый. Структура микро- и тонкозернистая, часто перекристаллизованная в мелко- и среднезернистую. В кровле и основании толщи отмечаются прослои доломитовых известня-

Рис. 11. Разрезы лудловского яруса.

1 — аргиллиты; 2 — известняки; 3 — известняки глинистые; 4 — мергели известковые; 5 — известняки доломитовые; 6 — доломиты; 7 — доломиты известковые; 8 — доломиты глинистые; 9 — водорослевые образования; 10 — органогенные известняки; 11 — гипс, ангидрит; 12 — целестин; 13 — оолиты карбонатные; 14 — красноцветность отдельных прослоев; 15 — галечники, внутриформационные конгломераты.

Р-н г. Норильска
(Южно-Пясинская
площадь)



ков с целестином и глиптоморфозами по соли. Мощность верхнего отдела силура на р. Кулюмбэ 170 м.

В Норильском районе лудловские отложения согласно перекрывают венлокский ярус. В составе верхнего силура здесь выделяются две пачки. Нижняя слагается известняками микро- и тонкозернистыми, глинистыми, иногда содержащими органический детрит, и доломитами. Последние обычно приурочены к верхам пачки. Встречаются единичные прослой водорослевых известняков и известковых аргиллитов. Породы серые и темно-серые массивные и плитчатые. Возраст их определяется находками *Schrenckia multa* Abush., *Eukloedenella* sp., *Healdianella* sp., *Eurypterus* sp., *Spirifer* sp. Мощность пачки 67—70 м.

Верхняя пачка фаунистически не охарактеризована и условно относится к верхам лудловского яруса. Как и в других разрезах, она слагается глинистыми, иногда известковистыми серыми и темно-серыми доломитами с многочисленными прослоями (0,01—2 м) белых, светло-серых, иногда розовато-белых гипсов и ангидритов. Доломиты массивные, плитчатые, по плоскостям напластования глинистые. Структура их микро- и тонкозернистая, переходящая в мелко-, средне- и крупнозернистую. В кровле пачки отмечается включение пирита и целестина. Мощность 150 м.

Общая мощность верхнего силура в Норильском районе 230 м.

Глава III. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОРОД И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Как видно из списанных выше разрезов, отложения ордовика и силура на западной окраине Сибирской платформы представлены разнообразными осадочными породами. Их можно классифицировать следующим образом.

Карбонатные породы

Зернистые	Хемотропные	Оолитовые
Пелитоморфные известняки		
Пелитоморфные доломиты		Оолитовые известняки
Микро- и тонкозернистые известняки		Оолитовые доломиты
Микро- и тонкозернистые доломиты		
Микро- и тонкозернистые известково-доломитовые породы		
	Органогенные	
Органогенно-обломочные	Биоморфные	Копрогенные
Ракушечниково-детритусовые известняки	Строматолитовые известняки	Мелкокомковатые известняки
	Строматолитовые доломиты	
	Строматопоровые известняки	
	Строматопоровые доломиты	
	Онколитовые известняки	Мелкокомковатые доломиты
	Онколитовые доломиты	
	Онколитовые известково-доломитовые породы	
	Обломочные	
Карбонатные внутриформационные брекчин, конгломераты, гравелиты и песчаники		
	Вторичные карбонатные	
Перекристаллизованные доломиты		
Перекристаллизованные известняки		
	Терригенно-карбонатные породы	
Песчаные известняки		
Песчаные доломиты		
Алевритовые известняки		
Алевритовые доломиты		
Песчано-алевритовые известняки и доломиты		
	Глинисто-карбонатные породы	
Глинистые известняки		
Глинистые доломиты		

Известковые мергели
Доломитовые мергели

Сульфатно-карбонатные и сульфатные породы

Гипсо-доломиты
Ангидрито-гипсо-доломиты
Гипсы и ангидриты
Целестинсодержащие известняки
Целестинсодержащие доломиты
Целестин

Терригенные обломочные породы

Конгломераты
Гравелиты и гравийно-песчаные породы
Песчаники
Алевролиты

Глинистые породы

Аргиллиты

Кроме этих пород, имеются переходные разновидности смешанного состава: известковые песчаники и алевролиты, доломитовые аргиллиты и т. д., характеристики которых не приводятся.

Таблица 3

Классификация известково-доломитовых пород

Порода	Содержание, %	
	кальцита	доломита
Известняк	90—100	10—0
Доломитистый известняк	70—90	30—10
Доломитовый известняк	50—70	50—30
Известковый доломит	30—50	70—50
Известковистый доломит	10—30	90—70
Доломит	0—10	100—90

Таблица 4

Классификация глинисто-карбонатных пород

Порода	Содержание, %	
	кальцита (доломита)	глинистых частиц
Известняк	90—100	0—10
Глинистый известняк (доломит)	70—90	10—30
Мергель (доломитовый мергель)	30—70	30—70
Известковистая (доломитистая)	10—30	70—90
Глина (аргиллит)	0—10	90—100

Наибольшее распространение имеют карбонатные породы. При их описании использовались следующие несколько измененные классификации С. Г. Вишнякова (1933) (табл. 3 и 4).

По размерности зерен карбонатные породы подразделяются согласно общепринятой схеме следующим образом:

Пелитоморфные . . . < 0,005 мм
Микрозернистые . . . < 0,01 мм
Тонкозернистые . . . 0,01—0,1 мм
Мелкозернистые . . . 0,1—0,25 мм

Ниже приводится описание перечисленных типов пород.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Хемогенные

Хемогенные карбонатные породы значительно преобладают над другими. Среди них по составу, структурным и текстурным признакам выделяется большое количество разновидностей (рис. 12 и 13).

Пелитоморфные, микро- и тонкозернистые известняки представляют собой крепкие, массивные, нередко крупоблит-

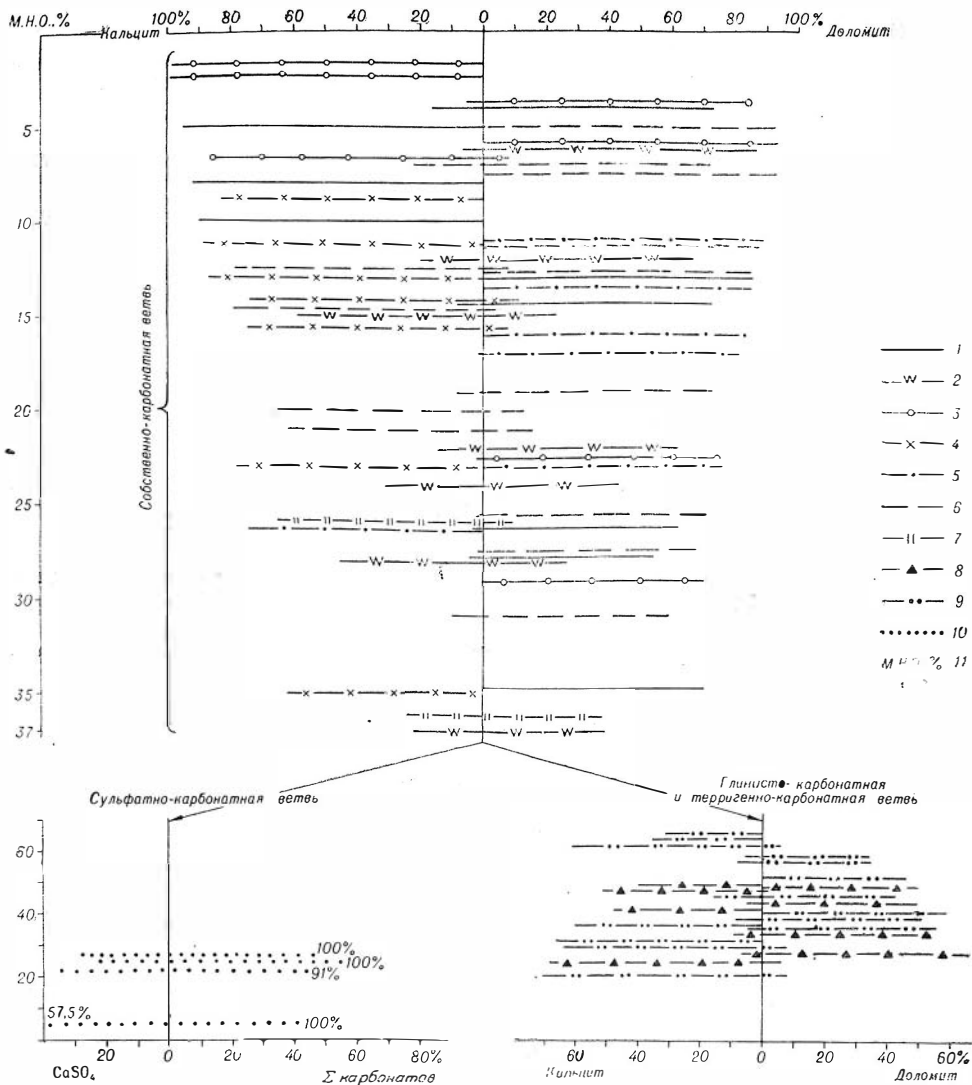


Рис. 12. Состав карбонатных и терригенно-карбонатных пород ордовика.

1 — зернистые хемогенные; 2 — зернистые известково-доломитовые; 3 — оолитовые; 4 — органично-обломочные; 5 — биоморфные; 6 — копрогенные; 7 — карбонатно-обломочные; 8 — терригенно-карбонатные; 9 — глинисто-карбонатные; 10 — сульфатно-карбонатные; М. Н. О. — минеральный остаток.

Цифры справа от прямых указывают степень доломитности карбонатов (в %).

чатые, плотные породы с неровным раковистым изломом. Цвет их серый и темно-серый. В Норильском и Сухотунгусском районах эти известняки иногда (лландоверийский ярус) сильно пропитаны битумом и окрашены в черный цвет.

Кристаллическое строение пород невооруженным глазом различить трудно. Под микроскопом видно, что структура пелитоморфных известняков однородная с редкими более крупными кристалликами кальцита размером 0,032—0,08 мм (табл. I, 2). Микро- и тонкозернистые разновидности также довольно однородные, размер их зерен соответственно равняется 0,003—0,035 и 0,03—0,07 мм. Часто можно наблюдать в шлифах смесь микро- и тонкозернистого материала.

Как показывают анализы (табл. 5), породы по составу чистые, небольшая примесь доломита отмечается только в редких образцах. Но содержание нерастворимого остатка, в основном глинистого или песчано-алевритового (табл. I, 3), иногда значительное, и часто такие породы переходят в глинисто-карбонатные или терригенно-карбонатные, которые будут описаны ниже. В известняках отмечаются включения тонкорассеянного пирита, иногда линзы и скопления органогенного детрита (табл. I, 4).

Рассматриваемые породы образуют пачки мощностью 5—15 м (кремнисто-карбонатные отложения чуньского яруса на р. Кулумбэ) или 1,2—15 м (венлокский ярус на р. Кулумбэ), но нередко встречаются в виде тонких прослоев мощностью 0,1—0,7 м среди других типов пород (устькутский ярус на р. Кулумбэ и в районе Норильска, чуньский ярус на реках Подкаменной Тунгуске и Кулумбэ, криволучский и мангазейский ярусы в бассейнах рек Сухой Тунгуски, Кулумбэ и в районе

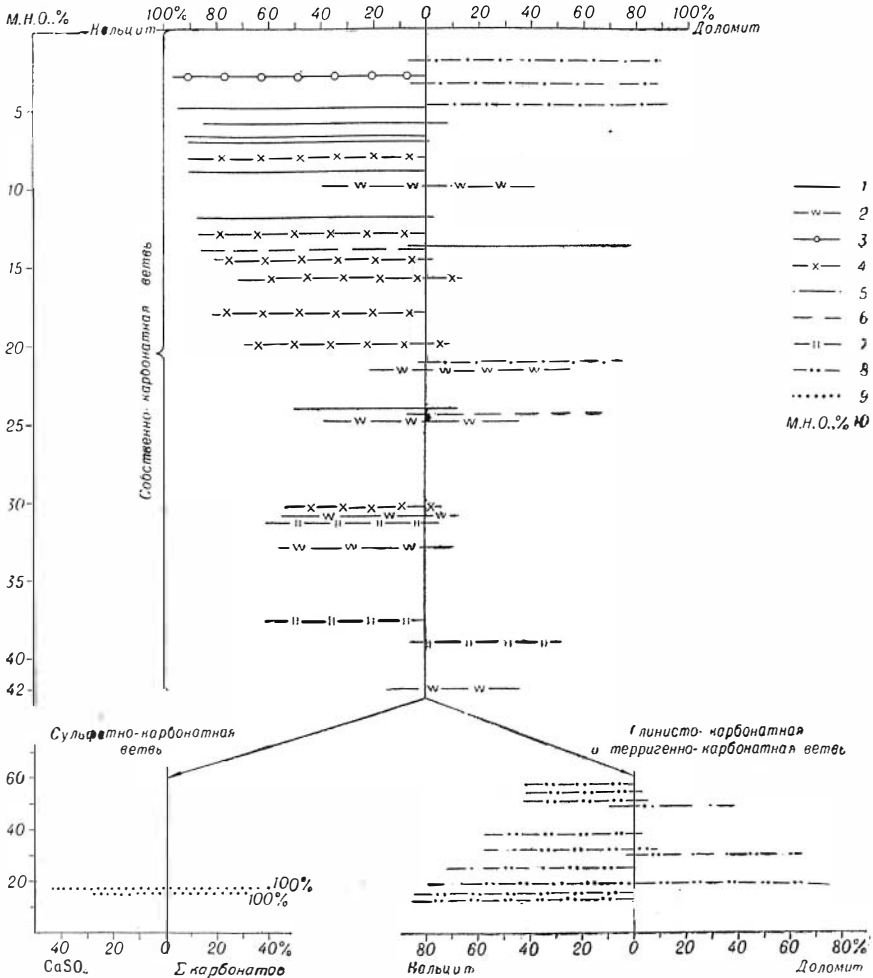


Рис. 13. Состав карбонатных и терригенно-карбонатных пород силура.

1 — зернистые хемогенные; 2 — зернистые известково-доломитовые; 3 — оолитовые; 4 -- органогенно-обломочные; 5 — биоморфные; 6 — копрогенные; 7 — карбонатно-обломочные; 8 — терригенно-карбонатные; 9 — глинисто-карбонатные; 10 — сульфатно-карбонатные. М. Н. О. — минеральный нерастворимый остаток. Цифры справа от прямых указывают степень доломитности карбонатов (в %).

Таблица 5

Химический состав пелитоморфных, микро- и тонкозернистых известняков р. Кулюмбэ (в %) *

Ярус	Порода	№ обна- жения	№ обра- за	Минераль- ный нерас- творимый остаток	Каль- цит	Доло- мит
Чуньский	Известняк микрозернистый	86	14	8	92	
"	"	86	4	4,9	95,1	
"	Известняк пелитоморфный	86	11	6,3	93,7	
Кривоуццкий	"	66	6	9,8	90	
Венлокский	Известняк микрозернистый	80	16	9,1	90,6	
"	Известняк пелитоморфный	80	11	7,3	92,5	
"	Известняк пелитоморфный с пиритом	80	9	12,7	87,1	
"	То же	80	8	12	88,7	
"	"	80	7	12,1	88,7	
"	Известняк тонкозернистый	62	29	7,6	91	1,4
"	Известняк микро- и тонкозерни- стый	62	3	6	85	8,9
Лудловский	Известняк тонкозернистый с целестином	59	2	12	87,8	
Лудловский	Известняк тонкозернистый	57	4	6,8	93,2	
"	"	61	9	5,2	94,7	

* Здесь и в других приведенных таблицах химического состава пород в основном преобладают образцы по разрезу р. Кулюмбэ, где было проделано наибольшее количество определенных взаимоотношений кальцита и доломита термическим способом. По разрезам других районов проводились химические анализы (солянокислые вытяжки) и в меньшем объеме. Однако при описании типов пород по всем разрезам широко использовались данные взаимоотношений кальцита и доломита, наблюдаемые в шлифах, которые вполне отвечают результатам химических анализов этих образцов.

Норильска, нижний силур в бассейнах рек Подкаменной и Сухой Тунгусок, Курейки, Кулюмбэ и в районе Норильска). В западной части Иркутского амфитеатра небольшое количество подобных известняков встречается в устькутской свите на р. Ангаре и в ийской свите чуньского яруса на р. Бирюсе. Известняки здесь содержат значительную примесь песчаного, алевроитового или глинистого материала (Занин, 1964).

По мнению многих авторов (Страхов, 1962; Хворова, 1953; Архангельская, Григорьев, Зеленев, 1960, и др.), происхождение углекислого кальция в осадках морского бассейна может быть различным. Основная его масса вносится в водный бассейн рек в виде истинного раствора или как составная часть тонкодисперсной мути. Кроме того, как показал Н. М. Страхов (1951), в современных морях значительная часть микрозернистого кальцита возникает за счет механического перетирания скелетных частей животных в зоне мелководья и взмучивания, а также от разложения раковин фораминифер. В рассматриваемых нами известняках устькутского и чуньского ярусов не содержится органического шлама (детрита), что говорит о малой вероятности образования кальцита здесь за счет разрушения остатков организмов. В карбонатных отложениях среднего ордовика и нижнего силура органично-детритовые известняки имеют широкое распространение, что позволяет связать образование некоторой части кальцита здесь с механическим истиранием в зоне взмучивания известковых раковин. Небольшие содержания минерального нерастворимого остатка в породах на северо-западе исследуемой территории (р. Кулюмбэ, район г. Норильска) свидетельствуют о том, что терригенный карбонатный материал здесь не имеет существенного значения в образовании микрозернистых илов. Однако наличие значительного количества глинистого нерастворимого остатка в отдель-

ных прослоях и песчано-алевритового материала в породах на западе и юго-западе территории (реки Подкаменная Тунгуска, Бирюса, Ангара) говорит о том, что иногда CaCO_3 попадал в бассейн седиментации с суши в виде тонкодисперсной мути, оседавшей вместе с глинистыми или песчано-алевритовыми частицами.

Сказанное позволяет сделать вывод о том, что пелитоморфные микро- и тонкозернистые известняки ордовикских и силурийских отложений на западной окраине Сибирской платформы являются в основном хемогенными осадками. Образовались они, по-видимому, в участках мелкого теплого моря, удаленных от береговой линии, где CaCO_3 пересыщает воду, что благоприятствует химическому выпадению его непосредственно из морской воды. В образовании рассматриваемых известковых илов, вероятно, частичное участие принимал терригенный CaCO_3 , принесенный с суши в виде тонкодисперсной мути. В среднеордовикское и нижне-силурийское время часть кальцита, видимо, образовалась за счет механического истирания известковых раковин в зоне мелководья и взмучивания.

Весьма часто в известняках устькутского и чуньского ярусов присутствуют линзы и прослойки кремней, представляющие агрегаты кварцевых зерен. Образование их протекало, по-видимому, в результате стягивания находящегося в осадке тонкорассеянного кремнезема в стадии диагенеза и частично после литификации (Теодорович, 1958; Колотухина, 1956).

Рассматриваемые известняки близки к описанным Н. А. Архангельской и др. (1960) афанитовым известнякам из кембрийских отложений Сибирской платформы, а также сходны с хемогенными (микрозернистыми) известняками верхнего карбона западной части Московской синеклизы, охарактеризованными И. В. Хворовой (1953).

Пелитоморфные, микро- и тонкозернистые доломиты представляют собой плотные, массивные и плитчатые, иногда косо- и горизонтально-слоистые породы. Цвет их серый, желтовато-серый, иногда красно-бурый. Породы этой группы встречаются в виде слоев мощностью от 0,3 м до нескольких метров. Они ассоциируют с глинистыми доломитами и мергелями, аргиллитами, известняками, известково-доломитовыми и галогенными породами (сульфато- и целестинсодержащие породы в устькутском, чуньском и кривоуцком ярусах в районе г. Норильска). На юго-западе, в западной части Иркутского амфитеатра, эти доломиты встречаются на р. Ангаре в виде редких слоев мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м среди оолитовых и водорослевых известняков и доломитов (песчаников, алевролитов и аргиллитов устькутского и чуньского (бадарановская свита) ярусов (Занин, 1964).

Под микроскопом видно, что среди доломитов преобладают тонкозернистые разновидности. Основная масса таких пород состоит из ромбоэдрических, неправильно-ромбоэдрических и изометричных кристаллов доломита, размер которых колеблется преимущественно от 0,021 до 0,056 мм, реже от 0,04 до 0,084 мм. Нередко встречаются однородные пелитоморфные или микрозернистые породы с отдельными более крупными ромбоэдрами доломита. Некоторые прослой доломитов имеют неравномерное зернистую структуру с размером зерен 0,03—0,16 мм. (табл. II, 5). В редких образцах отмечается рисовидная форма зерен (табл. II, 6).

Чистые доломиты очень редки. Обычно они в различной степени обогащены глинистым и алевритистым материалом и часто переходят в глинистые (табл. II, 7) или песчано-алевритовые доломиты. В некото-

Химический состав микро- и тонкозернистых доломитов (в %)

Ярус	Порода	Место взятия образца			Минеральный нерастворимый остаток	Кальцит	Доломит	Магнезит	Доломитность
		район	№ образца	№ образца					
Устькутский	Доломит тонкозернистый	р. Подкаменная Тунгуска	74	1	7,43	5,2	87,37		94
"	Доломит микрозернистый	Там же	41	5	13,35	—	83,41	3,25	96
Лудловский	Доломит тонкозернистый с целестином	р. Кулюмбэ	61	11	14	5,6	80,2		93

рых образцах присутствуют мелкие, равномерно рассеянные зерна пирита, составляющие значительную часть минерального нерастворимого остатка. Как видно из приведенных данных (табл. 6), содержание кальцита в доломитах не превышает 5,6%, иногда присутствует в небольших количествах магнезит (3,25%). В породах отмечаются включения кристаллов гипса и ангидрита (лудловский ярус на р. Сухой Тунгуске, устькутский и чуньский ярусы в районе г. Норильска), иногда линзы кремня (табл. II, 8).

Описанные доломиты почти повсеместно приурочены главным образом к отложениям устькутского и нижней части чуньского ярусов. Отдельные прослои их встречаются в отложениях среднего ордовика и в верхнем силуре. В бассейне р. Курейки в устьмундуйской свите среди доломитов микро- и тонкозернистой структуры нередко встречаются мелко- и разнозернистые породы, в которых сохранились реликты микро- и тонкозернистой структуры доломитов (Петраков, 1966).

Аналогичные доломитовые породы описаны И. В. Хворовой (1953) для верхнекаменноугольных отложений Московской синеклизы и Н. А. Архангельской, В. Н. Григорьевым, К. К. Зеленовым (1960) — для нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы. Указанными авторами и Н. М. Страховым (1951, 1954, 1956, 1962, т. III) образование подобного типа доломитовых пород связывается с первичным осаждением доломита в бассейне с повышенной соленостью воды.

Рассматриваемые здесь доломиты также следует относить к первичным образованиям. Об этом свидетельствуют однородность по химическому составу большей части доломитов, тонко- и микрозернистая, иногда пелитоморфная структура их, часто наблюдаемая микрослоистая текстура пород. Неравномернозернистая структура в некоторых прослоях доломита могла образоваться вследствие диагенетической перекристаллизации первичного доломитового ила, о чем говорят реликты пелитоморфного и микрозернистого доломита в тех же породах.

Приуроченность доломитов к определенным стратиграфическим горизонтам и ассоциация их с хемогенными пелитоморфными микро- и тонкозернистыми глинистыми доломитами, известняками, мергелями известково-доломитовыми, иногда сульфато- или целестинсодержащими породами свидетельствуют о том, что образование доломитов связано с особыми физико-географическими изменениями в бассейне, где в условиях аридного климата часто господствовала повышенная соленость воды.

Микро- и тонкозернистые известково-доломитовые породы объединяют все переходные разновидности от известковистых доломитов до доломитистых известняков. Внешне они, так же как и рассмотренные известняки и доломиты, массивные и плитчатые, серого, темно-серого, редко буровато-серого цвета.

Под микроскопом видны разнообразие взаимоотношения кальцита и доломита в породах. Большая часть их слагается микро- и тонкозернистым кальцитом и тонкозернистым доломитом с размером зерен 0,01—0,04 или 0,04—0,07 мм (табл. III, 9, 10). Зерна доломита имеют обычно ромбоэдрическую, редко — неправильную форму. Иногда в основной микрозернистой массе кальцита отмечаются микрослои или отдельные микро- и тонкозернистые участки доломита (табл. III, 11). Изредка встречаются однородные микрозернистые известково-доломитовые породы, в которых не наблюдается четкого различия в форме и размерности зерен кальцита и доломита, а взаимоотношения последних можно увидеть только благодаря прокрашиванию открытых шлифов (табл. III, 12). Приведенные анализы (табл. 7) свидетельствуют о разнообразии взаимоотношений кальцита и доломита в описываемых породах. Для большинства из них характерны повышенные содержания минерального нерастворимого остатка, представленного глинистым или глинисто-алевритовым материалом, нередко тонкокристаллическим пиритом (в отложениях силура).

Рассматриваемая группа пород на исследуемой территории встречается отдельными слоями мощностью от 0,2 до 2 м в различных стратиграфических горизонтах в ассоциации с чисто карбонатными, глинисто- и терригенно-карбонатными породами. В бассейне р. Подкаменной Тунгуски в отложениях чуньского и устькутского ярусов они переслаиваются с микро- и тонкозернистыми чистыми и песчано-алевритовыми известняками и доломитами, с оолитовыми и водорослевыми доломитами. В бассейне р. Сухой Тунгуски и в Норильском районе прослой известково-доломитовых пород встречаются среди кораллово-строматопоровых глинистых известняков и доломитов венлока. На р. Кулюмбэ эти породы характерны для отложений устькутского, чуньского и лудловского ярусов, где они также чередуются с пелитоморфными, микро- и тонкозернистыми известняками и доломитами, нередко обогащенными глинистым или алевритовым материалом.

Известково-доломитовые осадки образовались, по-видимому, также путем хемогенного выпадения карбонатного материала. О совместном осаждении кальцито-доломитового осадка говорит равномерное распределение тонко- и микрозернистого и пелитоморфного кальцита и доломита. Отмеченная в некоторых породах концентрация тонкозернистых ромбоэдров доломита вокруг микростилолитов связана, видимо, с диагенетическим перераспределением доломита (Архангельская и др., 1960; Страхов, 1953; Зеленев, 1955).

Оолитовые известняки крепкие, плотные, массивные, грубоплитчатые с шероховатым изломом породы. Цвет их темно- и светло-серый. В большинстве случаев известняки макроскопически не обнаруживают оолитового строения, но иногда оолитовая структура бывает хорошо заметна. Под микроскопом видно, что породы сложены на 70—80% оолитами. Форма оолитов овальная и округлая. Размер их колеблется от 0,1—0,5 мм. Большинство оолитов имеют концентрически-скорлуповатое и радиально-лучистое строение (табл. IV, 13); отдельные породы состоят из шаровых оолитов, имеющих только радиально-лучистое или только концентрически-скорлуповатое строение. Иногда оолиты не содержат видимых в шлифе ядер. Преобладают оолиты с мелким

Таблица 7

Химический состав микро- и тонкозернистых известково-доломитовых пород (в %)

Ярус	Порода	Место взятия образца			Минеральный нерастворимый остаток	Кальцит	Доломит	Доломитистость	
		район	№ образ- жени	№ сква- жины					№ образца
Устькут- ский	Известняк доломитистый	р. Кулюмбэ	100		1	22,08	53,06	24,86	32
"	То же	"	69		36	10	61,2	27,1	45
"	Доломит известковистый, глинистый	"	69		26	12	20,8	66	76
"	Известняк доломитистый, глинистый	"	69		15	10,5	70,8	18,7	21
"	Доломит известковый	"	69		12	7	39,4	52,9	58
Чуьский	Доломит известковистый	р. Подкаменная Тунгуска	21		3в	8,3	24,15	67,65	74
"	Доломито - известковая порода, алевроит - глинистая	р. Кулюмбэ	86		25	28	44,7	26,7	33
"	Известняк доломитистый	"	86		20	9	61,9	28,1	31
"	Доломит известковистый, глинисто - алевроитистый	"	86		16	22	14	63	82
"	Доломит известковый, глинистый	"	86		7	24	30,8	44	59
"	Известково - доломитовая, глинистая порода	"	68		16	37	22	40,6	65
Криводуц- кий	Известняк доломитистый, глинистый	"	66		7	15	59,2	24,7	30
Вендокский	Доломит известковистый, глинистый	р. Сухая Тунгуска		8	19	21,9	22,26	55,84	72
"	Известково - доломитовая порода	"		8	17	14,28	40,93	43,76	53
Лудловский	Известково - доломитовая глинистая порода с гипсом	р-н г. Норильска		48	41	42	15,5	37,3	70
"	Известково - доломитовая глинистая порода	р. Кулюмбэ	75		1	25	38,6	36,4	48
"	Известняк доломитистый, глинистый	"	75		3	33	56	11,5	17
"	Доломито - известковая глинистая порода с целестинном	"	77		1	33	35,9	30,8	46
"	Известняк доломитистый с приотом	"	61		1	31	55,0	14	20
"	Доломит известковистый	"	61		13	6	12,5	81	87

Химический состав оолитовых известняков р. Кулюмбэ (в %)

Ярус	Порода	№ обна- жения	№ обра- за- ца	Минерал- ный нера- створимый остаток	Каль- цит	До-ло- мит	До-ло- мит- ность
Устькутский	Известняк оолитовый с ромбоэдрами доломита в центре, глинисто-алевритистый	100	7	21	45,8	33,6	42
"	Известняк оолитовый	100	4	2,4	97,6	—	—
"	Известняк псевдооолитовый, доломитовый, доломитистый	69	39	8	71,4	19,9	22
"	Известняк оолитовый	69	24	10	89	—	—
"	То же	69	10	1,7	98,3	—	—
Чульский	»	86	15	8	90,2	—	—
"	»	86	5	6,6	85,81	7,59	8
Вендокский	»	80	4	3	97	—	—

ядром и толстой оболочкой; для редких пород характерны оолиты с большим ядром и тонкой оболочкой. Ядро оолитов сложено пелитоморфным, микро- и тонкозернистым кальцитом. Концентрические оболочки слагаются микро- и тонкозернистым кальцитом. Нередко можно видеть несколько оолитов, окруженных общей оболочкой. Оолиты сцементированы микро-, тонко- и мелкозернистым кальцитом, часто инкрустирующим оолиты.

По химическому составу (табл. 8) оолитовые известняки обычно чистые. Только редкие прослои известняков имеют примесь доломита (до 33,6%) в виде отдельных крупных ромбоэдров в центре оолитов (табл. IV, 14) или в виде пелитоморфной примеси в оолитах (до 19,9%). Содержание терригенного материала в породах небольшое, и лишь в некоторых из них отмечаются значительные количества глинистой примеси. Иногда оолитовые известняки в кремнисто-карбонатных отложениях нижнего ордовика окремнены. Кремнезем замещает цемент или отдельные участки оолитов (табл. IV, 15). В оолитовых породах видны сугуры растворения, секущие оолиты и цемент (табл. IV, 16).

Оолитовые известняки широко развиты в устькутской свите в среднем течении р. Ангары (район г. Братска) и у истоков рек Горбилока, Каменки и Камо. Иногда оолитовые известняки встречаются на р. Подкаменной Тунгуске; в виде отдельных прослоев они присутствуют на р. Кулюмбэ в карбонатных отложениях нижнего ордовика, особенно часто в устькутском ярусе, реже в нижней части чульского яруса.

Относительно условий образования карбонатных оолитов существуют различные точки зрения. Некоторые исследователи (Заварицкий, 1927; Швецов, 1948; Маслов, 1955; Пустовалов, 1940; Чухров, 1955, и др.) считают, что оолиты образуются на небольших глубинах теплых морей при гидродинамической активности вод. По мнению других исследователей (Рожкова, Соловьев, 1937), оолиты могут образоваться в спокойной обстановке в вязкой среде без движения во время роста, т. е. в процессе диагенеза. Что касается образования исследованных пород, мы придерживаемся первой точки зрения и считаем, что в пользу этого свидетельствуют наличие внутреннего ядра в оолитах и косая слоистость, отмеченная в отдельных прослоях оолитовых пород, нечеткие контуры некоторых оолитовых образований и плохая их сортировка. Не

Таблица 9

Химический состав оолитовых доломитов (в %)

Ярус	Порода	Место взятия образца			Минеральный нераствори- мый остаток	Кальцит	Доло- мит	Магнезит	Доломитность
		район	№ обра- зца	№ обра- зца					
Устькут- ский	Доломит оолито- вый	р. Подкаменная Тунгуска	36	4	5,93	—	94,01		100
"	Доломит оолито- вый с выщело- ченным ядром, алевритистый	Там же	70	31	29	—	71		100
Чуньский	Доломит оолито- вый с выщело- ченным ядром, глинистый	"	31	2	22,51	2,4	75,49		97
"	Доломит оолито- вый	"	31	3	3,8	5,8	90		96
"	Доломит пизолит- товый	"	32	4	15		78,83	6,24	93
"	Доломит псевдо- оолитовый	р. Кулюмбэ	86	27	6,6	7,4	86		93

исключена возможность, что часть оолитовых известняков могла образоваться в спокойных условиях на дне водоема в карбонатных иловых водах, в процессе диагенеза.

Оолитовые доломиты представляют собою массивные, плотные, иногда пористые породы серого, желтоватого и лилово-бурого цвета. На выветрелой поверхности и свежем изломе пород хорошо заметно оолитовое строение, тонкая горизонтальная или косая слоистость.

В шлифах обнаружено, что породы в значительной степени перекристаллизованы, в результате чего большая часть оолитов потеряла радиально-лучистую структуру и представлена почти бесструктурными шарообразными, эллипсоидальными и округлыми сгустками микрозернистого доломита, редко со слабо гранулированной оболочкой (табл IV, 17, 18). Иногда центральная часть оолитов представлена пелитоморфным или тонкозернистым (размер зерен 0,012—0,22 мм) доломитом, а в периферийной части размер зерен достигает 0,6 мм. В устькутских отложениях р. Подкаменной Тунгуски часто встречаются породы, в которых оолиты имеют гранулированную оболочку и выщелоченное ядро (табл. IV, 18). Иногда в центре оолита можно видеть крупный ромбоэдр вторичного доломита, который не полностью заполняет его ядро. В центре оолита часто можно наблюдать окатанное зерно кварца или обломок известняка. Размер оолитов 0,3—0,96 мм, иногда 1—1,5 мм. Встречаются единичные прослои пизолитовых доломитов с размером оолитов до 1,92—3 мм (устькутский ярус р. Подкаменной Тунгуски). Оолиты составляют 75—90% породы. Они сцементированы микро- и тонкозернистыми, иногда глинистыми доломитами. Отдельные участки между оолитами заполнены крупнокристаллическим эпигенетическим кальцитом. По типу цемент базальный и выполнения пор редко типа соприкосновения. В доломитах часто наблюдается окремнение, секущее и оолиты, и цемент.

Данные 37 химических анализов доломитов показывают, что они однородные (табл. 9), небольшое количество кальцита входит в состав цемента. Иногда в породах содержится примесь глинистого или алевритового материала.

Оолитовые доломиты встречаются в нижних горизонтах устькутской свиты на р. Ангаре в районе г. Братска и в более западных районах Иркутского амфитеатра вплоть до р. Бирюсы. Слои оолитовых доломитов здесь достигают 6 м и переслаиваются с водорослевыми и седиментационными известняками и доломитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами (Занин, 1964). Оолитовые доломиты широко распространены также в отложениях устькутского яруса (пролетарская свита) в бассейне р. Подкаменной Тунгуски, образуя прослой мощностью от 0,3 до 0,8 м среди водорослевых и плитчатых, иногда глинистых и песчано-алевритовых доломитов. Значительно реже в виде тонких прослоев (до 6—10 см) они встречаются в устьмундуйской свите на р. Курейке и среди известняков и доломитов чуньского яруса на р. Подкаменной Тунгуске, устькутского и чуньского ярусов на р. Кулюмбэ.

Оолитовые доломиты, как и оолитовые известняки, могли образоваться в мелководных участках теплого моря, но осаждение первых, по-видимому, происходило в участках с повышенной соленостью воды.

Органогенные карбонатные породы

В данную группу пород входят органогенно-обломочные карбонатные породы, представленные ракушечниково-детритусовыми известняками, биоморфные породы, состоящие из строматолитовых, строматопоровых и онколитовых известняков и доломитов, строение которых непосредственно связано с жизнедеятельностью водорослей и химическим осаждением карбоната на дне водоема, а также условно выделяемые копрогенные породы — проблематичные мелкокомковатые или, как их иногда называют, микросгустковые известняки и доломиты, являющиеся продуктом жизнедеятельности организмов.

Ракушечниково-детритусовые известняки серые, темно-серые, редко желтоватые и буро-лиловые, плотные, массивные, глинистые, иногда песчаные. Эти породы состоят в основной своей массе из обломков и цельных скелетов различных морских беспозвоночных организмов: кораллов, брахиопод, пелеципод, мшанок, гастропод, трилобитов, иглокожих и других, составляющих 30—80% породы.

Ракушечниково-детритусовые известняки широко распространены в отложениях кривоуццкого, мангазейского и долборского ярусов, где они образуют отдельные линзы и прослои мощностью 0,1—0,15 м среди тонкоплитчатых аргиллитов и мергелей. В Иркутском амфитеатре подобные породы встречаются в бассейне р. Лены в нижней части кривоуццкой свиты и в составе чертовского горизонта. В разрезах рек Ангары, Вихоревой и нижнего течения р. Оки характерными породами являются фосфоритизированные ракушечниковые (лингулевые) известняки, которые слагают пропластки (мощностью 10—15 см, редко 50 см) среди алевролитов и песчаников пестроцветной средней пачки мамырской свиты кривоуццкого яруса (Занин, 1964). В бассейне р. Подкаменной Тунгуски на берегу р. Чуни, по данным О. И. Никифоровой и О. Н. Андреевой (1961), ракушечниковые известняки слагают пласты мощностью до 2 м среди глинистых и комковатых известняковых пород долборского яруса. Нередко они встречаются в виде прослоев мощностью 0,4—1,5 м в отложениях нижнего силура среди глинистых и комковатых пелитоморфных, микро- и тонкозернистых известняков в бассейне рек Подкаменной Тунгуски и Курейки или среди водорослевых и глинистых известняков, мергелей и аргиллитов верхнего лландовери и венлока в бассейнах рек Сухой Тунгуски, Кулюмбэ и в районе г. Норильска. Отдельные прослои и линзы ракушечниково-детритусовых известняков отмечены в верхней части чуньской свиты на р. Подкаменной Тунгуске.

Химический состав ракушечниково-детритусовых известняков (в %)

Ярус	Порода	Место взятия образца				Минеральный раствори- мый остаток	Каль- цит	Доло- мит- ность
		район	№ об- наже- ния	№ сква- жины	№ образ- ца			
Кривоуц- кий	Известняк органи- чно - полидет- ритовый, алев- ритистый*	р. Подкаменная Тунгуска	59		6	14,1	73,31	
	Известняк органи- чно - поли- детритовый, п- есчаный	р. Кулюмбэ	68		1	35	62	
"	Известняк органи- чно - полиде- тритовый	"	66		8	11	79,3	9,3
"	Известняк органи- чно - полиде- тритовый, п- счаный	"	66		3	23	77	
"	Известняк органи- чно - поли- детритовый, п- счанистый	"	66		1	11,23	88,77	
"	Известняк органи- чно - брахио- подовый	"	82		4	13	87	
"	Известняк органи- чно - поли- детритовый	р-н г. Но- рильска		25	38	8,86	83,09	8,05
Мангазей- ский	Известняк поли- детрито в ы й, глинистый**	р. Подкаменная Тунгуска	53		2	15,56	74,38	
"	Известняк брахио- подово - мшан- ковый	Там же	59		9	14,72	84,4	0,9
Долборский	Известняк органи- чно - полиде- тритовый, гли- нистый	"	59		13	16,5	76,06	7,9
Лландове- рийский	Известняк органи- чно - полиде- тритовый, доло- митистый, алев- ритовый	"	57		8	20,04	69,75	10,11
"	Известняк органи- чно - поли- детрито в ы й, глинистый	"	57		9	13,34	80,99	5,67
"	Известняк органи- чно - полиде- тритовый, до- ломитис т ы й, глинистый	"	57		11	15,75	72,3	12,95
"	Известняк брахио- подовый	р. Сухая Тунгуска		8	31	8,3	91,5	
"	То же	"		8	28	14,6	80,97	4,24
"	Известняк органи- чно - полиде- тритовый	"						
Веплокский	Известняк органи- чно - полиде- тритовый	р. Кулюмбэ	80		29	10	90	
	Известняк брахио- подовый	"	80		6	6,4	90,7	2,7

Ярус	Порода	Место взятия образца				Минеральный перастворен- ный остаток	Каль- цит	Доло- мит- ность
		район	№ об- наже- ния	№ сква- жины	№ обра- за			
Венлокский	Известняк брахиоподовый с пиритом	р. Кулюмбэ	80		10	18,1	81,8	
"	Известняк органо-генно - полидетритовый	"	62		12	10	90	
Лудловский	Известняк органо-генно - детритовый, глинистый	р-н г. Норильска		48	15	13,29	86,71	

* Манганокальцита 8,4%, магнетита 4,16%;

** Манганокальцита 6,37%, магнетита 3,68%.

Иногда известняки сложены остатками одного или двух из перечисленных выше типов организмов, но чаще они полидетритовые. Так, на всей территории от р. Подкаменной Тунгуски до района г. Норильска в криволюцком, мангазейском, в верхней части лландоверийского и в венлокском ярусах преобладают органо-генно-полидетритовые известняки (табл. V, 19, 22; VII, 28, 31). Для последних двух ярусов в районах рек Сухой Тунгуски, Кулюмбэ и районе Норильска характерны коралловые, брахиоподовые и остракодовые известняки (табл. V, 21; VII, 29, 30), для мангазейского и долборского ярусов также типичны брахиоподовые, мшанково-брахиоподовые и криноидные ракушечниково-детритусовые породы (табл. V, 20, 23; VI, 24—27).

Под микроскопом видно, что известняки часто плохо сортированы и состоят из крупного (до 1 см и более) и мелкого (0,006—1 мм) детрита и цельных раковин (табл. V, 20, 22, 23), в некоторых образцах присутствуют обломки известняка. Преобладают породы, состоящие в основном из мелкообломочного детрита с размером обломков 0,1—0,42 мм. В известняках долборского, верхнелландоверийского и венлокского ярусов значительная часть пород состоит из тонкого детритового шлама. Основная масса обломков детрита имеет неокатанные и полуокатанные очертания. Большая часть их не перекристаллизована. Обломки погружены в микро- и тонкозернистую, на отдельных участках в мелко- и среднезернистую перекристаллизованную известковую массу.

Текстура пород беспорядочная, иногда контрузивная с завихренным расположением обломков, подчеркиваемая тонкими зернами пирита, редко микрослонистая, обусловленная горизонтальным расположением плоских обломков раковин.

Почти во всех породах видны следы илоедов в виде сгустков — мелких комочков, состоящих из пелитоморфного и микрозернистого кальцита, а иногда оконтуренных кристификационным кальцитом.

Основным компонентом ракушечниково-детритусовых известняков является кальцит (табл. 10). Доломит отмечен в редких прослоях и в незначительных количествах в цементе пород. В составе раковин и детрита доломит отсутствует. В отдельных прослоях ракушечниково-детритусовых пород в цементе содержится небольшое количество (до 8% породы) родохрозита ($MgCO_3$) и магнезита ($MgCO_3$) (р. Подкаменная Тунгуска). Иногда в породах довольно много глауконита и пирита.

В некоторых образцах из кривоуцского (бассейны рек Подкаменной Тунгуски, Кулюмбэ и район г. Норильска), редко мангазейского (район г. Норильска) ярусов значительную часть породы составляет песчано-алевритовый и глинистый материал. Для пород долборского, верхне-лландоверийского и венлоцкого ярусов характерна примесь только глины, песчано-алевритовый материал здесь отсутствует. Нередко в известняках среднего ордовика часть обломков раковин фосфоритизирована. Среди пород верхнего лландовери и венлока часто отмечается окремненные обломки раковин или отдельных участков цемента. Отдельные обломки раковин частично замещены пиритом.

Образование ракушечниково-детритусовых известняков происходило в морском бассейне с нормальной соленостью и благоприятными для жизни организмов условиями. Совместное нахождение целых раковин и плохосортированного органогенного детрита позволяет считать, что органогенный обломочный материал местного происхождения. Возможно, что часть обломков перемещалась и переотлагалась здесь же в пределах небольшой площади.

Частое присутствие значительной примеси песчано-алевритового материала в породах среднего ордовика (15—40%) и контрузивная завихренная текстура в отдельных образцах пород из верхнего ордовика (р. Кулюмбэ) говорят о мелководности бассейна седиментации, а следовательно, и о существовании придонных волнений, взмучивавших осадок.

Крупные колонии коралловых известняков и брахиоподовые и педиподовые известняковые породы долбора, верхнего лландовери и венлока были захоронены на месте их обитания между чистыми пелитоморфными и микрозернистыми известняками в открытом морском бассейне, более глубоководном по сравнению со среднеордовикским, и на значительном удалении от берега континента. Это были наиболее сильно погруженные и удаленные от берега участки открытого верхнеордовикского и нижнесилурийского морского бассейна с нормальным солевым режимом. Песчано-алевритовый материал сюда не доносился, течения и волны не влияли на осадок. Частицы глины и тонкий детритовый шлам могли попадать сюда во взвешенном состоянии из прибрежных зон бассейна.

Близкие к изученным органогенно-обломочные известняки описаны И. В. Хворовой (1953) для верхнекаменноугольного бассейна западной части Московской синеклизы.

Строматолитовые известняки и доломиты, представленные в основном пластовыми и желваковыми строматолитами, образуют водорослевые массивные тела в форме караваяобразных биогерм размером 0,1—2,5 м в диаметре с хорошо заметной макро- и микрослоистостью. Среди них нередко отмечаются мелкие (5—10 см) булкообразные столбчатые колонии водорослей, создающие бугристую поверхность (р. Подкаменная Тунгуска).

Строматолитовые породы широко распространены среди ордовикских и силурийских отложений. На западе Иркутского амфитеатра они развиты среди оолитовых и зернистых известняков и доломитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов устькутской свиты в Северном Присянье (р. Бирюса) и в Ангаро-Ленском районе (Занин, 1964). У истоков рек Горбиллока, Каменки и Камо (притоки нижнего течения р. Ангары) водорослевые известняки нижнего ордовика переслаиваются с оолитовыми и зернистыми известняками, песчаниками, глинистыми известняками и известково-доломитовыми породами. На реках Подкаменной Тунгуске и Курейке в отложениях устькутского и чуньского ярусов развиты в основном красноцветные строматолитовые доломиты, реже изве-

ствяки, в которых изредка встречается фауна брахиопод плохой сохранности. Они здесь переслаиваются с пелитоморфными, микро- и тонкозернистыми, глинистыми и песчанистыми плитчатыми доломитами, иногда с тонкими прослоями оолитовых доломитов, доломитовых песчаников, аргиллитов и внутриформационных доломитовых брекчий. В породах отмечаются горизонтальная слоистость и волноприбойные знаки. Встречаются также прослои строматолитовых доломитов, внутри которых присутствуют оолиты, что свидетельствует об их одновременном образовании (Маслов, 1960). Строматолитовые известняки (табл. VIII, 32—34; IX, 35, 36) присутствуют и среди плитчатых микро- и тонкозернистых известняков. В бассейнах рек Горбиячин и Кулюмбэ наибольшее развитие имеют сероцветные строматолитовые известняки, которые характерны для устькутского и нижней части чуньского ярусов, где они представлены крупными и мелкими (0,2—2 м) караепоподобными биогермами среди тонко- и микрозернистых, иногда глинистых, массивных, плитчатых известняков, доломитов и редко мергелей, аргиллитов и внутриформационных известняковых брекчий.

Строматолитовые доломиты, реже известняки значительное распространение получили в отложениях венлока на реках Подкаменной и Сухой Тунгусках, Курейке, Горбиячин, Кулюмбэ и в районе г. Норильска. На р. Сухой Тунгуске породы часто кавернозные и пропитаны битумсом. В Норильском районе в строматолитовых доломитах и парагенетически с ними связанных плитчатых доломитовых породах иногда отмечается примесь гипса и ангидрита.

Под микроскопом видно, что строматолитовые известняки слагаются микро- и тонкозернистым кальцитом. Текстура пород микрослоистая, подчеркиваемая чередованием тонких карбонатных прослоев, состоящих из пелитоморфного и микрозернистого кальцита. Иногда вся порода пронизана тончайшими каналами — остатками водорослевых нитей, вокруг которых наблюдаются скопления ромбоэдров доломита (табл. IX, 36). В строматолитовых доломитах первичные микро- и тонкозернистая структуры сохраняются не всегда. Обычно основная масса породы имеет мелко- и среднезернистую, иногда неравномернозернистую структуру с плотно прилегающими друг к другу ромбоэдрами доломита. Изредка хорошо видны микрослоистость и следы водорослевых нитей, заполненных гидроокислами железа.

Часто строматолитовые породы окремнены. Линзы и тонкие прослои кремней приурочены обычно к сводовым частям биогерм. Иногда в шлифах видны участки, выполненные мелкоагрегатным кварцем в форме пятен или цепочек.

Строматолитовые известняки и доломиты имеют обычно чистый химический состав (табл. 11); только в редких образцах отмечается примесь другого карбоната. Минеральный нерастворимый остаток в некоторых образцах содержится в значительных количествах. Представлен он в основном глинистым или кремнистым веществом, а также часто тонкими кристаллами пирита. В породах нижнего ордовика на р. Подкаменной Тунгуске нередко отмечаются повышенные содержания глинисто-алевритового, редко песчаного материала, распределяющегося в породе беспорядочно или в виде мелких линзочек и прослоек.

Отдельные слои красноцветных строматолитовых доломитов (чуньский ярус) представлены крупными биогермами (до 2,5 м в диаметре), которые состоят из последовательно переслаивающихся тонких прослоев микро- и тонкозернистых доломитов, доломитовых аргиллитов, алевритов и мелкозернистых песчаников и снова прослоев доломита и т. д. Такое чередование пород в биогермах повторяется несколько раз.

Химический состав строматолитовых известняков и доломитов (в %)

Ярус	Порода	Место взятия образца			Минеральный нераствори- мый остаток	Кальцит	Доломит	Магнезит	Доломитность		
		район	№ обла- жения	№ сква- жины						№ образ- ца	
Устькут- ский	Доломит стромато- литовый, мелко- среднезерни- стый, глинистый	р. Подкамен- ная Тунгуска	27		8	15,14	—	78,86	6	93	
"	Доломит строма- толитовый, не- равномернозер- нистый	Там же	41		1	11,45	—	80,67	7,88	91	
"	Доломит стромато- литовый, мик- розернистый, алевритовый	"	36		2	16,3	—	82,47	1,23	98	
"	Доломит строма- толитовый не- равномернозер- нистый	р. Кулюмбэ	86		32	6	7,1	86,9	—	93	
Чуньский	Доломит стромато- литовый, тонко- зернистый, алевритистый	р. Подкамен- ная Тунгуска	32		1	17	0,89	81,83	—	99	
"	Доломит строма- толитовый, тон- козернистый, алевритистый	Там же	32		3	22,79	—	76,14	1,07	99	
"	Доломит строма- толитовый, тон- козернистый	"	62		7	11	—	91	—	100	
"	Известняк строма- толитовый, мик- розернистый, глинистый	р. Кулюмбэ	86		26	16	85				
"	То же	"	86		22	16	84				
"	Известняк строма- толитовый, ми- крозернистый с линзами кремня	"	86		13	26	74				
"	Известняк стро- матолитовый, микрозерни- стый, доломити- стый, глинистый	"	86		2	16	67,4	16,6	—	20	
Венлокский	Доломит строма- толитовый, тон- ко - мелкозер- нистый	р. Сухая Тунгуска			8	16	3,5	6,5	90	—	93
"	То же	Там же			8	13	2,1	7,4	90,5	—	93
"	Доломит стромато- литовый, мелко- зернистый, гли- нистый	"			8	8	10,16	3,81	86,03	—	96
"	То же	"			8	6	4,8	—	91,54	3,66	97
"	Доломит строма- толитовый, мел- козернистый	р-н г. Нориль- ска	48		30	6,3	—	93,7	—	100	
"	Доломит строма- толитовый, мел- ко - среднезер- нистый с крем- нем	Там же	48		26	21,41	2,72	75,87	—	98	

Условия образования строматолитовых пород довольно подробно описаны в работах В. П. Маслова (1950, 1953, 1960), И. К. Корольюк (1956), К. Б. Кордэ (1955) и др. Что касается образования строматолитовых известняков и доломитов в отложениях ордовика и силура на западной окраине Сибирской платформы, то можно сказать, что их накопление происходило в неглубоком морском бассейне (5—20 м), куда мог проникать солнечный свет, благоприятствовавший пышному расцвету сине-зеленых водорослей.

Как указывалось выше, строматолитовые известняки и доломиты, и вмещающие их породы в нижнем ордовике на западе Иркутского амфитеатра, у истоков рек Горбилока и Каменки и на р. Подкаменной Тунгуске содержат значительную песчано-алевритовую и глинистую примесь, часто ассоциируют с внутриформационными (седиментационными) брекчиями, оолитовыми и онколитовыми породами, которые иногда входят в состав биогерм: нередко для пород характерна косая и горизонтальная слоистость, волноприбойные знаки. Сказанное свидетельствует о том, что эти породы образовались недалеко от береговой линии при поступлении большого количества терригенного материала в беспокойных гидродинамических условиях и при колебании солености воды от нормальной до повышенной с преобладанием последней в отдельных участках бассейна. В несколько иных условиях происходило образование сероцветных строматолитовых пород в нижнечунское время в бассейнах рек Горбиячин и Кулюмбэ. Здесь наблюдается широкое развитие сине-зеленых водорослей, хорошая сохранность их слоевищ, полное отсутствие обломочного материала в них и довольно чистый кальцитовый состав строматолитовых и вмещающих пород. Все это указывает на возникновение биогерм в удаленных от берега частях неглубокого моря, где господствовали спокойные условия и нормальная соленость.

Отсутствие строматолитовых пород в нижнем ордовике Норильского района может указывать на то, что здесь были наиболее удаленные от берега и наиболее засолоненные участки моря, где не было благоприятных условий для жизни сине-зеленых водорослей.

Аналогичные строматолитовые породы широко распространены в нижнекембрийских отложениях южной и западной окраин Сибирской платформы (Архангельская, Григорьев, Зеленов, 1960).

Строматопоровые породы венлокского яруса, широко распространенные на всей исследуемой территории от р. Подкаменной Тунгуски до района г. Норильска, характеризуются полным отсутствием песчано-алевритовой примеси и в основном доломитовым составом. Они образовались в удаленных от берега мелководных участках моря, где отсутствовали подволновые течения и господствовала повышенная, реже нормальная соленость воды. Строматопоры селились на коралловых колониях, развиваясь и образуя строматопорово-коралловые породы. Области размыва в это время, видимо, были выравнены, и в бассейн поставлялся в основном глинистый материал.

Онколитовые известняки, доломиты и известково-доломитовые породы. К онколитам относятся концентрически-слоистые образования, состоящие из округлых и неправильных вытянутых клубочков. По внешнему виду это серые плотные, очень похожие на оолитовые породы. Многие исследователи (Маслов, 1937, 1955; Рейтлингер, 1959; Журавлева, 1964, и др.), изучавшие концентрически слоистые образования, считают, что часто трудно отличить оолиты от онколитов.

В данном случае в отличие от оолитов в онколитах не наблюдается строгой параллельности концентров друг другу, отдельные слоечки местами раздуваются, местами сужаются. В них видны концентрические скопления нитчатых водорослей (табл. IX, 37). В одном и том же шлифе присутствуют онколиты самых разных размеров (от 0,4—0,9 до 4—7 мм). По определению М. Б. Гниловской, они образуют скопления нескольких телец *Osagia* или редко рассеяны в цементирующей микро-, иногда неравномернозернистой карбонатной массе. Онколиты составляют до 50—60% породы. Они состоят обычно из микро- и тонкозернистого карбоната. Некоторые онколиты сильно перекристаллизованы, в результате чего концентрически слоистая структура исчезает и замещается сферолитовой.

По химическому составу это довольно чистые породы, состоящие из кальцита или доломита. Редко встречаются известково-доломитовые онколитовые породы. Нерастворимый остаток в них представлен в основном глинистым материалом и незначительной примесью алевроитовых частиц, входящих в состав цемента. Сами онколиты не содержат терригенной примеси.

Онколитовые образования встречаются на р. Подкаменной Тунгуске в устькутском ярусе, где они представлены в основном тонкими прослоями доломитовых пород среди строматолитовых и плитчатых глинистых доломитов и редких тонких (10 см) прослоев внутриформационных (седиментационных) брекчий.

Образование этих отложений, видимо, происходило в подвижной среде мелководного морского бассейна, куда проникал солнечный свет, необходимый для жизни сине-зеленых водорослей, и где в процессе роста онколиты могли постоянно перекагиваться, образуя округлую форму (Журавлева, 1964).

Мелкокомковатые известняки представляют собой массивные плитчатые, часто косо- и горизонтальнослоистые, иногда с линзами кремней породы. Комковатая структура их видна только под микроскопом. Породы состоят из мелких (от 0,112 до 0,4 мм) округлых, овальных и неправильных очертаний комочков, образованных пелитоморфным, микрозернистым или тонкозернистым кальцитом (табл. X, 38, 39). Комочки сцементированы микро-, тонко-, неравномерно- и мелкозернистым кальцитом. Количество комочков в известняках очень различно — оно колеблется от 30 до 90% породы. Мелкокомковатые известняки обычно содержат остатки фауны брахиопод, пелеципод и трилобитов, иногда органогенный детрит и остатки водорослей. Описанные выше ракушечниково-детритовые известняки также всегда содержат известковые комочки.

Данные химических анализов мелкокомковатых известняков (табл. 12) показывают, что они характеризуются довольно однородным составом, примесь доломита в породах небольшая (в редких образцах 13—16%). Отдельные прослои известняков содержат до 14—21% глинистого или глинисто-алевроитового и тонкого пиритового материала.

Мелкокомковатые доломиты имеют аналогичное строение (табл. X, 40; XI, 41—43). Химический состав их тоже однороден, но иногда содержание кальцита в них, являющегося составной частью цемента, достигает 22—28% (табл. 13). Доломиты, распространенные на р. Подкаменной Тунгуске, часто имеют значительное количество нерастворимого остатка, представленного в основном песчано-алевроитовым материалом. В породах отмечается глауконит (до 1—2%).

Мелкокомковатые доломиты распространены в нижнем ордовике в районах рек Подкаменной Тунгуски, Курейки и Кулумбэ, где они за-

Таблица 12

Химический состав мелкокомковатых известняков р. Кулюмбэ (в %)

Ярус	Порода	№ образца	№ образца	Минеральный нерастворимый остаток	Кальцит	Доломит
Устькутский	Известняк мелкокомковатый, доломитистый, алеврито-глинистый	69	30	21	62	16
"	Известняк мелкокомковатый, алевритистый	69	22	14,5	80,5	4
"	Известняк мелкокомковатый, глинистый	69	19	13,0	86,8	
Чуньский	Известняк мелкокомковатый, доломитистый, глинистый	86	19	20	65,3	13,4
"	Известняк мелкокомковатый, кремнистый	86	12	8	91,8	—
Венлокский	Известняк мелкокомковатый	80	5	9	91	—
"	Известняк мелкокомковатый, глинистый	80	3	14	85,7	—
"	Известняк мелкокомковатый	62	7	6	94	—
"	То же	62	2	14	86	—

Таблица 13

Химический состав мелкокомковатых доломитов (в %)

Ярус	Порода	Место взятия образца			Минеральный нерастворимый остаток	Кальцит	Доломит	Магнезит	Доломитность
		район	№ образца	№ образца					
Устькутский	Доломит мелкокомковатый	р. Подкаменная Тунгуска	69	3	4,95	—	95,05		100
"	Доломит мелкокомковатый, песчаный	"	70	29	27,42	1,05	71,53		98
"	Доломит мелкокомковатый, глинистый	"	41	3	12,7	—	84,08	3,22	92
"	Доломит мелкокомковатый, глинистый	"	36	3	11,36	—	83,39	5,25	93
Чуньский	Доломит мелкокомковатый, известково-глинистый	"	63	2	30,85	10,64	58,51	—	85
"	Доломит мелкокомковатый, песчаный	"	62	5	19	8,32	72,68		90
"	"	"	62	8	25,53	2,53	71,94		96
"	Доломит мелкокомковатый	"	31	1	7,74	—	85,93	6,33	97
"	"	"	21	2	6,85	22,13	71,02		76
"	"	р. Кулюмбэ	86	28	4,9	7,4	88		
"	"	"							
Венлокский	Доломит мелкокомковатый, известковистый	"	86	23	5	28	66		
"	Доломит комковатый, глинисто-алевритистый*	р. Сухая Тунгуска		4	24,43	6,92	68,65		

* Образец взят из скважины 8.

легают небольшими прослоями (0,4—0,9 м) среди массивных и плитчатых микро-, тонкозернистых известняков и доломитов, органогенных известняков и строматолитовых пород. В бассейне рек Подкаменной Тунгуски и Курейки обычно встречаются комковатые доломитовые породы, а на р. Кулюмбэ преобладают комковатые известняки, встречаются доломитовые породы. Отдельные прослои комковатых известняков и доломитов отмечаются среди органогенных пород мангазейского, криволуцкого и венлокского ярусов в районах рек Сухой Тунгуски, Кулюмбэ и в районе г. Норильска.

По мнению многих исследователей, мелкокомковатые породы являются продуктами жизнедеятельности организмов. В сводке по геологии моря М. В. Кленова (1948, стр. 132) показала огромное влияние илоедов на грунт в современных водоемах. Комочки фекалии округлой овальной и неправильной формы, выделяемые современными илоедными организмами, по форме и по составу похожи на комковатые породы описываемого района. Аналогичные мелкокомковатые известняки были отмечены И. В. Хворовой (1953, 1958) в отложениях среднего и верхнего карбона западной части Московской синеклизы. Происхождение рассматриваемых известняков И. В. Хворова в основном связывает с копрогенными образованиями, считая, что комковатый материал выполняет ходы роющих животных. Затвердевшие копрогенные грунты возникали первоначально в мелководных и затишных зонах недалеко от берега, а иногда и среди открытого моря, где в основном возникали тонкозернистые илы. По-видимому, изученные мелкокомковатые известняки ордовика и силура образовались в аналогичных условиях — в мелководных затишных зонах, недалеко от берега (р. Подкаменная Тунгуска), иногда среди открытого моря (р. Кулюмбэ), где в основном были распространены тонкозернистые карбонатные илы. Мелкокомковатые доломитовые породы являются седиментационными, образовавшимися за счет переработки доломитового ила илоедами. Об этом свидетельствует микро- и тонкозернистая структура их, а также часто неизменный кальцитовый состав встречающихся в этих доломитах остатков раковин фауны и органогенного детрита. Наличие остатков водорослей в отдельных прослоях мелкокомковатых пород позволяет предположить возможную связь их с жизнедеятельностью водорослей — грануляторов. В районе р. Подкаменной Тунгуски иногда комочки доломита несут на себе следы окатанности и по размеру не отличаются от обломочного материала, присутствующего в породе. Это дает основание предположить, что часть копрогенного материала была перемыта и перетолжена. Наблюдаемая в некоторых комковатых породах косая слоистость может свидетельствовать о периодически существовавших течениях в бассейне седиментации.

В строматолитовых и мелкокомковатых породах часто отмечаются макро- и микростилолиты, вокруг которых концентрируются тонкозернистые ромбоздры доломита, зерна кварца и полевых шпатов. По-видимому, образование стилолитов и стягивание кристаллов доломита связано с процессами диагенеза (Теодорович, 1958; Зеленов, 1955). Скопление обломочных зерен вокруг стилолитов происходит в результате растворения карбонатной части пород.

Обломочные карбонатные породы

Обломочные карбонатные породы встречаются на исследуемой территории в виде единичных быстро выклинивающихся маломощных (0,05—0,5 м) прослоев в отложениях нижнего ордовика и реже — силура. Они представлены главным образом сингенетичными внутрiformа-

Химический состав карбонатных обломочных пород (в %)

Ярус	Порода	Место взятия образца			Минеральный нераствори- мый остаток	Кальцит	Доломит	Доломит- ность
		район	№ обни- жения	№ образ- ца				
Устькут- ский	Доломит обломоч- ный песчаный	р. Кулюмбэ	69	35	36,1	24,4	39,4	61
"	Известняк обло- мочный глини- стый	"	86	18	25,7	65,3	9,0	
Венлокский	Известняк брекчи- рованный, гли- нистый	"	62	21	37,5	62,4		
"	Гравелит извест- няковый, глини- стый*	р-н г. Но- рильска		36	31,3	62,24	6,28	10
Лудловский	Конгломерат доло- митовый, глини- стый	р. Кулюмбэ	74	3	39,1	6,6	54	90

* Образец взят из скважины 48.

ционными брекчиями, реже конгломератами, гравелитами, гравийно-песчаными и песчаными породами. Основная часть их состоит из обломков однородного известнякового или доломитового состава той или иной величины и формы. Цементируются эти породы аналогичным обломкам карбонатом иногда с примесью песчано-алевритового или глинистого материала.

Карбонатные внутриформационные брекчин — по внешнему виду серые, зеленовато-серые, темно-серые, иногда красноватые, крепкие породы, имеющие на изломе пятнистый вид. Основная их масса состоит из беспорядочно расположенных, плотно прилегающих друг к другу, плоских, угловатых и полугловатых обломков известняка или доломита размером 0,5—5, реже 5—7 см. Нередко в прослоях брекчий содержится фауна брахиопод и трилобитов, иногда линзы и желваки кремня. В некоторых присутствуют обломки тех же желваков кремней.

Микроскопическое изучение показало, что обломочный материал и цемент в этих известняках и доломитах имеют одинаковый состав с выше- и нижележащими карбонатными породами.

По данным химических анализов (табл. 14), известняковые и доломитовые брекчин характеризуются довольно чистым составом и содержат не более 9, иногда 13% примеси другого карбоната, входящего в состав цемента. Эти породы содержат иногда значительную примесь минерального нерастворимого остатка, представленного в основном глинистым, редко глинисто-алевритовым материалом.

Карбонатные брекчин развиты в основном в устькутском и нижней части чуньского яруса в районах рек Подкаменной Тунгуски, Курейки, Горбиячин и Кулюмбэ в виде небольших прослоев мощностью 0,1—0,5 м среди строматолитовых, мелкокомковатых, оолитовых, онколитовых, плитчатых микро-, тонкозернистых, часто кремнистых карбонатных пород. При этом необходимо отметить, что доломитовые брекчин распространены в разрезах рек Подкаменной Тунгуски и Курейки, известняковые — в бассейнах рек Горбиячин и Кулюмбэ. Рассматриваемым по-

родам обычно сопутствуют волноприбойные знаки, стилолитовые швы, трещины усыхания, горизонтальная, косая и волнистая слоистость. Это свидетельствует о том, что они образовались в мелководных условиях.

Несколько своеобразными являются известняковые плоскогалечниковые брекчии нижневенлокского яруса на р. Кулюмбэ и в Норильском районе. Они встречаются в виде редких тонких (0,03—0,08 м) прослоек и линз среди глинистых плитчатых, строматолитовых и реже органогенных известняков. Обломочный материал и цемент по составу одинаковые с нижележащими отложениями верхнего лландовери и представлены микро- и тонкозернистым, иногда мелкозернистым глинистым известняком или известковым аргиллитом. Обломки размером 1—3 см имеют плоские угловатые и полуугловатые очертания. Цемент (составляет 30—50% породы) на отдельных участках раскристаллизован, нередко содержит органогенный детрит. Признаки мелководья в этих отложениях выражены в виде редких знаков волновой ряби, иногда косой слоистости. Терригенная песчано-алевритовая примесь в породах отсутствует.

Приведенная характеристика пород и условия их залегания свидетельствуют о том, что часть прослоев брекчий образовалась в результате непосредственного раздробления волнами или подводными течениями нижележащего, возможно, не совсем затвердевшего однородного известкового или доломитового осадка, а иногда раздробления биогерм (устькутский и чуньский ярусы на реках Подкаменной Тунгуске и Курейке, устькутский ярус на реках Горбиячин и Кулюмбэ, нижневенлокский ярус в бассейне р. Кулюмбэ и в районе г. Норильска). Размывы, видимо, были кратковременными и незначительными по амплитуде, поскольку мощность прослоев брекчий очень мала, они не выдержаны по простирацию, состав вмещающих и обломочных пород однороден.

В некоторых случаях брекчии образовывались в результате подводного оползания тонкого, еще не затвердевшего слоя осадка (чуньский ярус на реках Горбиячин и Кулюмбэ). Отдельные прослои брекчий возникли, вероятно, при растрескивании однородного, не совсем затвердевшего карбонатного осадка в период кратковременного осушения прибрежного (р. Подкаменная Тунгуска) или островного (реки Курейка, Горбиячин и Кулюмбэ) участков нижеордовикского моря при его значительном обмелении.

Карбонатные внутриформационные конгломераты, гравелиты и песчаники (табл. XII, 44—46; XIII, 47—49) — серые, зеленовато-серые, иногда желто-серые породы. Обычно они представлены тонкими (0,1—0,2 м) не выдержанными по простирацию прослоями и быстро переходят в известняки или песчано-доломитовые породы (нижний ордовик на р. Подкаменной Тунгуске). По преобладанию обломков того или иного размера наиболее характерными являются мелкогалечные конгломераты с размером обломков 1,5—5 см, редко до 7 см, а также гравийные и гравийно-песчаные карбонатные породы с размером обломков 0,7—7 и 0,05—3 мм. Гальки слагаются хорошо окатанными, иногда полуокатанными обломками известняка или доломита. Форма их плоская, овальная и неправильная (табл. XII, 46, XIII, 47, 48). Они состоят из пелитоморфного, микро- и тонкозернистого известняка или доломита, иногда встречаются обломки строматолитов (табл. XII, 44). В Ангаро-Илимском районе внутриформационные конгломераты плохо окатанные. Состав галек аналогичен вмещающим или нижележащим породам. Преобладают обломки аргиллитов, песчаников и карбонатных пород (Занин, 1964). Гальки в породах расположены по напластованию, часто беспорядочно. В отдельных прослоях среди облом-

ков присутствует органический детрит (табл. XII, 45). Контуры обломков и вмещающей породы четкие. Гальки сцементированы перекристаллизованным мелко- и крупнозернистым известковым или доломитовым, редко песчаным материалом (нижний ордовик Ангаро-Илимского района и р. Подкаменная Тунгуска). По типу цемент базальный (табл. XIII, 47, 48), контактовый (табл. XII, 45) и поровый (табл. XII, 46). Содержание цемента колеблется от 10—15 до 45%. Иногда гальки составляют только 10—15% породы. Редко встречаются породы, в которых известняковые обломки сцементированы доломитовым цементом.

Рассматриваемые породы встречаются среди отложений нижнего ордовика в Ангаро-Бирюсинском районе на реках Подкаменной Тунгуске и Кулюмбэ, а также среди отложений венлокского, редко лудловского ярусів силура на р. Кулюмбэ и в Норильском районе.

Доломитовые гравийно-песчаные породы и песчаники встречаются в бассейне р. Курейки в нижней половине устьмундуйской свиты. Они здесь представлены отдельным пластом (мощностью до 5—6 м) буровато-серых пород. Структура их мелко- и разнозернистая. Обломочный материал песчаников слагается зернами пелитоморфного микро- и мелкозернистого глинистого доломита. Размер обломков — от 0,15 до 1 мм, нередко до 4 мм. Форма их округлая. Цемент состоит из мелкозернистого доломита, по типу поровый и контактовый (Петраков, 1966).

Образование описанных конгломератов, гравелитов, гравийно-песчаных и песчаных карбонатных пород можно связать, вероятно, с раздроблением и переносом волнами и подводными течениями известкового или доломитового, возможно, не совсем затвердевшего материала. При обмывании и перекачивании обломки, ударяясь друг о друга, перетирались и превращались из угловатых в окатанные и полуокатанные, уменьшаясь в размере до гравия и песка (Наливкин, 1956).

Аналогичные обломочные породы описаны И. В. Хворовой (1953) для отложений среднего и верхнего карбоната западной части Московской синеклизы и Н. А. Архангельской, В. Н. Григорьевым, К. К. Зеленовым (1960) для нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы.

Вторичные карбонатные породы

Перекристаллизованные известняки и доломиты связаны в основном с интенсивной диагенетической и эпигенетической перекристаллизацией первичных карбонатных осадков, что особенно характерно для органических и строматолитовых пород.

В основном доломиты ордовика и силура на западной окраине Сибирской платформы, как указывалось выше, являются хомогенными образованиями. Но нередко среди однородной микро- и тонкозернистой массы видны более крупные (0,08—0,16 мм) ромбоэдры или скопления доломита, образованные, видимо, при диагенетическом перераспределении доломитового осадка. Отдельные прослои мелко- и среднезернистых доломитов с размером зерен 0,14—0,32 мм (табл. XIV, 50, 51) могли образоваться в результате эпигенетической перекристаллизации доломитовых пород. Значительная роль процессов эпигенеза также проявляется в образовании отдельных крупных ромбоэдров доломита в кристаллических известняках, в оолитовых породах, в карбонатном цементе песчаников, а иногда в процессах коррозии и замещения обломочных зерен кварца и полевых шпатов доломитом.

Скопления ромбоэдров доломита вокруг стилолитов в зернистых, строматолитовых и копрогенных породах, по всей вероятности, связаны с образованием кристаллов доломита при уплотнении осадка в

диагенезе и эпигенезе. В отдельных образцах можно заметить замещенные хомогенного доломита, а иногда крупных ромбоэдров вторичного доломита кальцитом, связанного, видимо, с поздним эпигенезом.

Эпигенетические образования кальцита часто встречаются в виде единичных и тонких прослоек, прожилок, гнезд, цемента в песчаниках, сложенных мелко-, иногда средне- и крупнозернистым кальцитом. При этом на отдельных участках часто сохраняются реликты первичного пелитоморфного или микрозернистого известняка. Иногда наблюдается перекристаллизация первичного известняка в крупные сдвоенные кристаллы. В отдельных прослоях отмечаются тонкошестоватые кристаллы кальцита, создающие конусовидные образования, характерные для структуры «конус в конус» (табл. XIV, 52). Длина этих образований достигает 0,8 мм, ширина 0,4—0,5 мм. По ним распределены кристаллы пирита и битум.

ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

В группу терригенно-карбонатных пород мы объединяем зернистые алевролитистые и песчанистые известняки и доломиты. Содержание алевролитистого и песчаного материала (размер зерен 0,1—0,25 мм) составляет в этих породах 10—50%.

Зернистые алевролитистые и песчанистые известняки серые, редко буровато-серые, плитчатые, плотные, крепкие. Толщина плиток до 10—20 см. Структура известняков микро- и тонкозернистая, редко разнозернистая. Иногда породу секут прожилки, заполненные мелко-, средне- и крупнозернистым кальцитом. Главную массу их составляют кальцит, кварц, иногда полевые шпаты; из второстепенных минералов присутствуют доломит, глауконит, фосфорит, бесцветная слюда. В некоторых прослоях отмечаются обломки органического детрита, иногда значительная примесь пелитового материала. Песчано-алевритовые зерна распределяются беспорядочно, иногда ориентированно подчеркивая микрослоистость породы. Сортированность их обычно плохая, окатанность неравномерная, более крупные песчаные зерна, хорошо окатанные и полуокатанные, мелкие песчаные и алевролитовые обломки имеют угловатые и полуугловатые очертания. Зерна нередко корродированы или несут на себе следы регенерации (табл. XIV, 53).

По данным химических анализов (табл. 15) и окрашиванию шлифов количество доломита в известняках не превышает 6—7%. Он образует микропрослой или рассеян по всей породе в виде отдельных ромбоэдров. Данные породы не имеют широкого распространения. Песчаные известняки встречаются в устькутской свите р. Ангары, редко среди пород байкитской свиты на р. Курейке, в чуньской свите р. Подкаменной Тунгуски (особенно в нижнем течении), где они развиты среди красноцветных песчаников и доломитов. Прослой алевролитовых, иногда песчано-глинистых известняков отмечаются среди глинистых известняков и доломитов устькутского яруса на р. Кулюмбэ, а также среди аргиллитов, алевролитов и доломитов в пестроцветных отложениях чуньского и криволуцкого ярусов на р. Кулюмбэ (табл. XIV, 54) и в районе г. Норильска.

Несомненно, что песчанистые и алевролитистые известняки образовались в результате непосредственного осаждения тонкого известкового ила в бассейне, куда периодически приносились значительные количества песчаного, алевролитового и глинистого материала.

Зернистые алевролитистые и песчанистые доломиты серые, буровато-серые, красно-бурые, плитчатые, массивные,

Химический состав известняков микро- и тонкозернистых, песчаных и алевролитовых (в %)

Ярус	Порода	Место взятия образца			Минеральный нерастворимый остаток	Кальцит	Доломит
		район	№ скважины	№ образца			
Чуьский	Известняк тонкозернистый, песчаный	р. Подкаменная Тунгуска	60	3	47,73	50,6	2,06
"	Известняк микрозернистый, алевролитовый	Там же	21	3г	25,51	63,4	6,06
Кривелуц-кий	Известняк микрозернистый, алевролитово-глинистый	р. Кулюмбэ	68	2	49,8	50,2	
"	Известняк неравномерно зернистый, песчаный	"	66	4	41,5	58,3	

плотные, крепкие. Мощность прослоев их колеблется от 0,04 до 2 м. Структура пород микро- и тонкозернистая, иногда мелкозернистая (устьмундуйская свита на р. Курейке). Кристаллы ромбоэдрической и неправильной формы, нередко с оторочками обрастания, образующими зонарную структуру.

Как видно из приведенных химических анализов (табл. 16), основную массу пород составляет доломит, содержание кальцита не превышает 9%. Количество песчаного и глинисто-алевритового материала колеблется от 15 до 49%. Обломочная часть пород складывается главным образом кварца, меньше полевыми шпатами. В небольших количествах (5—10%) встречаются округлые зерна глауконита и бесцветные слюды, иногда ориентированные по слоистости. Отмечаются единичные зерна рутила, циркона, турмалина и анатаза.

Как и в описанных выше известняках, песчано-алевритовый материал распределяется в породах беспорядочно, иногда неравномерно, образуя микропрослои и линзы. Сортированность обломков плохая, окатанность неодинаковая. Наряду с хорошо окатанными встречаются угловатые и полуугловатые зерна. Обломки кварца и полевых шпатов сильно корродированы, иногда замещены доломитом. В местах соприкосновения зерен характерна регенерация их, нередко видны идиоморфные кристаллы кварца и альбита. Часто в породах присутствует желто-бурый глинистый материал, распределяющийся равномерно среди кристаллов доломита или отдельными бурыми пятнами и нитевидными прослоями, подчеркивающими микрослоистость. В редких прослоях (район г. Норильска) алевролитовых доломитов отмечаются прожилки ангидрита.

Песчаные доломиты встречаются среди аргиллитов, алевролитов, песчаников и глинистых доломитов нижнего ордовика на западе Иркутского амфитеатра (реки Ангара, Илим), в устьмундуйской свите р. Курейки и в нижнем течении р. Подкаменной Тунгуски среди пород нижнего ордовика. Редкие прослои их отмечаются в верхней части чуьского яруса на реках Курейке и Кулюмбэ. Алевролитовые и глинисто-алевритовые доломиты характерны для устькутского и чуьского ярусов в разрезах среднего течения р. Подкаменной Тунгуски и на р. Ку-

Химический состав доломитов микро- и тонкозернистых, песчаных и алевролитовых (в %)

Ярус	Порода	Место взятия образца			Минеральный нераствори- мый остаток	Кальцит	Доломит	Доломитность
		район	№ образ- жения	№ образ- ца				
Устькут- ский	Доломит тонкозер- нистый, глини- сто - алевроито- вый	р. Подкамен- ная Тунгуска	70	11	49,03	3,51	47,46	93
"	Доломит тонко- и мелкозернистый, песчано - алев- ритовый	"	70	24	34,44	9,02	56,54	82
"	Доломит тонкозер- нистый, песча- но - алевроито- вый	"	70	26	27,77	5,82	66,41	92
"	Доломит тонкозер- нистый, песча- ный	"	70	30	43,8	—	56,1	
"	То же	р. Кулюмбэ	100	8	44	5,26	49,09	
"	Доломит тонкозер- нистый, глини- сто - алевроити- стый	"	69	16	26	4	70	
"	Доломит тонко- зернистый, алевроитистый	"	69	1	30	—	70	
Чуньский	Доломит тонкозер- нистый, алеври- то - глинистый	р. Подкамен- ная Тунгуска	62	6	33,91	0,19	65,90	99
"	Доломит тонкозер- нистый, песча- но - алевроито- глинистый	р. Кулюмбэ	68	3	49	—	51	100

рейке, где они переслаиваются с глинистыми доломитами, доломитовыми известняками, аргиллитами, иногда алевролитами. На р. Кулюмбэ алевроитистые доломиты встречаются в устькутском ярусе и в верхней пестроцветной толще чуньского яруса. Отдельные прослои алевроитистых доломитов описаны в районе г. Норильска среди алевролитов и аргиллитов пестроцветной толщи чуньского яруса.

Образование песчаных, алевроитистых и глинисто-алевроитистых доломитов связано с непосредственным выпадением доломита из воды бассейна и периодическим привнесом в бассейн обломочного и глинистого материала.

ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

В группе глинисто-карбонатных пород выделяются глинистые известняки, известковые мергели, глинистые доломиты и доломитовые мергели. Эти породы пользуются широким развитием в отложениях ордовика и силура.

Глинистые известняки и известковые мергели рассматриваются совместно, так как они связаны друг с другом постепенными переходами, близки по микроскопическим структурам и похожи внешне.

Макроскопически они плотные, крепкие, грубо- и среднелитчатые, иногда сланцеватые (мергели криволуцкого, мангазейского и долборского ярусов). Отдельные прослои глинистых известняков строматолитовые, массивные с линзами и прослоями кремней. Иногда глинистые известняки содержат органический детрит. Цвет пород серый, зеленовато-серый, темно-серый до черного и красно-бурый. Породы образуют выдержанные по простиранию слои мощностью от 10—15 (иногда 4—5) до 1,5—2 м. Мощность прослоев строматолитовых глинистых известняков достигает 8 м.

Структура глинистых известняков и мергелей, обусловленная размером кристаллов кальцита, пелитоморфная микро- и тонкозернистая. Глинистый материал, иногда окрашенный гидроокислами железа в бурый цвет, распределен в породах либо равномерно, либо по слоистости или в виде отдельных линз. В некоторых мергелях отмечается значительная примесь алевритового, редко песчаного материала (мангазейский ярус на р. Курейке) или большое количество тонкорассеянного пирита.

Как видно из табл. 17, карбонатная часть пород состоит в основном из кальцита, количество доломита не превышает 8—9%. Содержание минерального нерастворимого остатка колеблется в широких пределах.

Глинистые известняки и мергели распространены среди пестроцветных аргиллитов, алевритов, глинистых доломитов и доломитовых мергелей в верхней части чуньского и криволуцкого ярусов на реках Кулюмбэ и Горбиячин, среди аргиллитов мангазейского, долборского и лландоверийского ярусов во всех районах от р. Подкаменной Тунгуски до г. Норильска. Редкие прослои глинистых известняков отмечены в карбонатно-кремнистых отложениях устькутского и чуньского ярусов на реках Кулюмбэ и Горбиячин и среди известняков венлокского яруса на р. Кулюмбэ и в районе г. Норильска.

Рассматриваемые глинистые известняки и известковые мергели образовались, очевидно, при одновременном осаждении хемогенного кальцита и глинистого материала, принесенного в бассейн седиментации.

Глинистые доломиты и доломитовые мергели связаны взаимными переходами, близки по внешним признакам и микроскопической структуре.

Макроскопически породы плотные, крепкие, средне- и разнолитчатые, часто тонколитчатые до листоватых (доломитовые мергели) с характерной тонкой горизонтальной и косой слоистостью; отдельные прослои глинистых доломитов имеют массивную текстуру (криволуцкий ярус в районе г. Норильска). На поверхностях напластования пород наблюдаются трещины усыхания, знаки ряби и глиптоморфозы по галиту. Породы окрашены в светло-серые, желто-серые, зеленовато-серые, коричневатобурые, красно-бурые и желто-бурые цвета; бурые оттенки характерны для пород из пестроцветных пачек чуньского и криволуцкого ярусов.

Рассматриваемые глинистые доломиты и доломитовые мергели образуют выдержанные по простиранию прослои мощностью от 2—10 до 1,5—2 м. Отдельные слои глинистых доломитов достигают 10—15 м.

В шлифах видно, что в основной крипстокристаллической глинистодоломитовой массе равномерно рассеяны ромбоэдрические (табл. XV, 55) и неправильные зерна доломита размером 0,014—0,08 мм или 0,007—0,028 мм, обуславливающие микро- и тонкозернистую структуру пород. Некоторые глинистые доломиты состоят из микро- или тонкозернистых доломитов, среди которых рассеяны более крупные ромбоэдри

Таблица 17

Химический состав известковых мергелей и глинистых известняков (в %)

Ярус	Порода	Место взятия образца			Минеральный состав: карбонатный остаток	Кальцит	Доломит	
		район	№ образца	№ скважины				
Устькутский	Известняк тонкозернистый, глинистый	р. Кулюмбэ	69		4	21,5	70,9	7,6
Чуньский	Мергель известковый	"	66		11	41	58	
Криволюцкий	То же	"	65		1	66	31,4	
"	"	"	82		3	37	61	
"	"	"	82		2	65,3	33,3	
Мангазейский	"	р. Подкаменная Тунгуска	59		8	62,04	32,51	5,45
"	"	р. Сухая Тунгуска		8	45	64,64	35,3	
"	Известняк тонкозернистый, глинистый с пиритом	Там же		8	46	30,08	65,5	8,42
"	Мергель известковый	р. Кулюмбэ	81		7	66,51	33,49	
"	То же	р-н г. Норильска		25	17	66,77	26,6	6,63
Долборский	"	р. Кулюмбэ	81		4	31,99	66,76	1,25
"	"	р. Подкаменная Тунгуска	57		2	51,45	48,55	
Лландоверийский	Известняк тонкозернистый, глинистый	Там же	57		5	19,01	80,53	0,46
"	То же	"	57		6	15	84,73	—
"	Известняк среднезернистый, глинистый	р. Сухая Тунгуска		8	28	14,79	80,97	4,24
"	Мергель известковый	Там же		8	35	37,84	58,07	4,07
"	То же	р-н г. Норильска		48	52	50,94	42,74	6,32
"	"	Там же		48	50	54,19	41,96	3,85
"	"	"		48	48	39,41	57,02	3,57
Венлокский	Известняк микрозернистый, глинистый	р. Кулюмбэ	80		18	19	81	
"	То же	"	80		15	25	73,1	1,5
"	"	"	62		25	20,6	78,8	0,7
"	Известняк микрозернистый, глинистый	р-н г. Норильска		48	16	31,54	59,23	9,23
Лудловский	Мергель известковый, кремнистый	р. Кулюмбэ	61		4	57,1	42,9	
"	Известняк глинистый	"	61		3	13,4	86,6	
"	Известняк пелитоморфный, глинистый	"	57		6	14,8	85,2	

доломита и тонкий пелитовый материал. Иногда ромбоэдри распределены в породе беспорядочно или в виде небольших скоплений. Нередко в общей микро- и тонкозернистой массе доломита глинистый материал образует сгустки или отдельные прослои, подчеркивающие микрослоистую текстуру пород. Во многих образцах присутствует алевритовая примесь, составляющая 5—10, редко 10—15% породы (р. Курейка). Обломочный материал, представленный зернами кварца и полевых шпатов, несет на себе следы растворения и регенерации. В некоторых породах отмечается заметное количество тонкорассеянного пирита (табл. XV, 56) или гидроокислов железа.

Из приведенных анализов (табл. 18) видно, что карбонатная часть в породах состоит в основном из доломита, содержание кальцита не превышает 9—10% и только в единичных образцах достигает 15—17%. Количество минерального нерастворимого остатка значительно. Он представлен глинистым, редко алеврито-глинистым материалом. В породах Норильского района часто присутствуют гипс и ангидрит.

Глинистые доломиты и доломитовые мергели наиболее широко распространены среди пестроцветных карбонатно-терригенных отложений устькутского и чуньского ярусов на р. Кулюмбэ, где они переслаиваются с доломитами, глинистыми известняками и известковыми мергелями, известково-доломитовыми аргиллитами и алевролитами. Они присутствуют в отложениях устькутского и чуньского ярусов на реках Подкаменной Тунгуске, Курейке и в районе г. Норильска. Кроме того, глинистые доломиты и мергели встречаются среди пород лудловского яруса на реках Сухой Тунгуске, Кулюмбэ и в Норильском районе.

По всей вероятности, при образовании доломитовых мергелей и глинистых доломитов доломит осаждался хемогенным путем, одновременно с ним накапливались глинистые частицы, сгустки геля окислов железа и алевритовый, иногда песчаный материал. Образование этих пород происходило в мелком море, иногда в участках с повышенной соленостью.

СУЛЬФАТНО-КАРБОНАТНЫЕ И СУЛЬФАТНЫЕ ПОРОДЫ

Эта группа пород представлена гипсо-доломитами, ангидрито-гипсо-доломитами, гипсами, ангидритами, целестинами и целестинсодержащими известняками и доломитами. Перечисленные породы связаны между собой постепенными переходами.

Гипсо-доломиты, ангидрито-гипсо-доломиты, гипсы и ангидриты для удобства изложения мы рассматриваем вместе, так как они близки по микроскопической структуре и связаны друг с другом постепенными переходами (табл. XV, 57, XVI, 58, 59).

Гипсо-доломиты и ангидрито-гипсо-доломиты плотные, нередко глинистые, при ударе раскалываются на плитки с неровной поверхностью излома. Гипсовый и ангидритовый материал в породе присутствует в виде многочисленных прослоек, подчеркивающих тонкую горизонтальную или волнистую слоистость, а также в виде вкраплений, гнезд, языков, тонких (0,1—3 см) прожилок, которые секут ее в различных направлениях. Гипсо-доломиты и ангидрито-гипсо-доломиты имеют серый и темно-серый цвет. В пестроцветной пачке чуньского яруса в районе г. Норильска они приобретают розовато-серые и красно-бурые оттенки. Гипсы и ангидриты серые, светло-серые, на отдельных участках почти белые со стекловидным блеском.

Мощность пластов гипсо-доломитов и ангидрито-гипсо-доломитов составляет 0,5—3,7 м, а мощность отдельных слоев гипсов, ангидритов

Химический состав доломитовых мергелей и глинистых доломитов (в %)

Ярус	Перода	Место взятия образца			Минеральный составный остаток	Кальцит	Доломит	Доломитность	
		район	№ образца	№ скважины					№ скважины
Устькутский	Мергель доломитовый	р. Подкаменная Тунгуска	70		25	62,69	2,21	35,1	95
"	"	Там же	74		6	41,47	3,61	54,92	94
"	"	р. Кулюмбэ	100		10	46,5	2,5	50,8	96
"	"	"	100		6	50	5,26	44,09	89
"	"	"	100		5	41	—	58,4	100
"	Доломит микрозернистый, глинистый	"	69		37	28	0,73	71	98
"	Мергель доломитовый	"	69		34	51,1	1,7	45,5	97
"	"	"	69		31	41	1,9	56,4	97
"	"	"	69		27	50,4	6,7	34,0	84
"	Мергель известково-доломитистый, алевритистый	"	69		25	47,3	15	37,5	72
"	Доломит микрозернистый, глинистый	"	69		20	22,3	4,9	72,8	97
"	Мергель доломитовый	"	69		11	60,6	2,4	36,9	95
"	Доломит тонкозернистый, глинистый	"	86		33	25,2	1,5	73,1	98
"	Мергель доломитовый	р-н г. Норильска	86	1	7	36,6	4,69	55,47	92
Чуньский	"	р. Кулюмбэ	86		29	48,6	6	45,2	88
"	Доломит микрозернистый, глинистый	"	86		24	26	—	74	100
"	Мергель доломитовый	"	86		21	44,3	5	50,4	91
"	"	"	86		17	39,3	9,1	50,9	85
"	"	"	68		17	57,6	8,3	33,6	80
"	"	"	68		15	60,1	8,6	30	78
"	"	"	68		14	44,1	3,4	52,2	93
"	Мергель доломитовый, алевритистый	"	68		13	62,1	3,6	34	90
"	То же	"	68		11	60,5	4	35	90
"	Мергель доломитовый	"	66		10	44,4	—	55,2	100
"	Мергель доломитовый с гипсом	р-н г. Норильска		25	65		1,01	25,23	95
"	То же	"		25	62	48	0,43	47,17	97
Криволуцкий	"	Там же		25	59	57,3	3,89	34,39	90
"	"	"		25	56	60,0	4,3	16,76	
"	"	"		25	46	56,1	3,89	40,08	91
"	Мергель известково-доломитовый*	"		25	41	42,14	15,55	37,31	70
"	Доломит тонкозернистый, глинистый	"		25	32	28,7	3,19	68,09	95
"	Мергель доломитовый	"		25	26,1	53,1	8,06	38,85	83

Ярус	Порода	Место взятия образца				Минеральный нераствори- мый остаток	Кальцит	Доломит	Доломитность
		район	№ обна- жения	№ сква- жины	№ образ- ца				
Мангазей- ский	Мергель доломитовый	"		25	22	64,14	4,37	31,49	88
Лудловский	Мергель доломитовый с пиритом	"		25	12	50,7	4,85	44,44	90
"	Доломит микрозернистый глинистый с пиритом	р. Кулюмбэ	72		2	49,1	10,5	40,3	80
"	Доломит известково-глинистый	"	74		2	30,1	2,6	66,5	96
"	Доломит глинистый с гипсом	р. Сухая Тунгуска	57		2	16,1	17,2	66,5	79
				13	5	19,1	0,85	75,57	99

* Магнезита 5,32%.

и гипсо-ангидритов с примесью глинистого и доломитового материала колеблется от 0,15 до 1,2 м.

Рассматриваемые породы встречаются в виде прослоев и линз среди алевролитов и аргиллитов средней и верхней частей братской свиты в бассейнах рек Ангара и Илима и присутствуют в цементе алевролитов на р. Чуне. В небольшом количестве они отмечены здесь среди пород устькутской свиты (Занин, 1964). Гипсо-ангидритовые породы широко распространены среди доломитов и глинистых доломитов верхне-лудловского яруса на р. Сухой Тунгуске и в районе г. Норильска, а также в нижнем ордовике, в нижней части криволучского яруса и в лландовери в районе г. Норильска. Под микроскопом видно, что в гипсо-доломитах и в ангидрито-гипсо-доломитах вся масса доломита интенсивно прорастает пластинками или иголочками гипса, ангидритогипса (табл. XVI, 58). Иногда кристаллы гипса и ангидрита сконцентрированы в виде розеток или скоплений кристаллов среди микро- и тонкозернистого доломита. Кристаллы доломита имеют ромбоэдрическую, неправильно-ромбоэдрическую форму и равномерно распределены среди зерен гипса и ангидрита. Нередко породы пронизаны густой вкрапленностью пирита.

Текстура пород часто полосчатая, обусловлена тонкими прослойками глинистого вещества.

Как видно из табл. 19, содержание гипса, ангидрита и доломита в породах значительное и варьирует в широких пределах. Кальцит присутствует в редких образцах в небольших количествах. Минеральный нерастворимый остаток составляет значительную часть пород и представлен главным образом глинистым материалом, частично — пиритом. Чисто гипсовые, ангидритовые или гипсо-ангидритовые породы встречаются очень редко.

Гипсы в шлифах имеют микро- (около 0,01—0,02 мм) и тонкозернистое строение. Отдельные участки породы сложены неравномернозернистыми (0,16—0,32 м) кристаллами с гетеробластовой структурой. Встречаются участки с неправильной формой зерен, образующие граубластовую или спутанно-волокнистую структуру (табл. XVI, 59). В породах содержится небольшая примесь ромбоэдров доломита и глины.

Ангидриты под микроскопом характеризуются микро- (около

Химический состав гипсо-доломитов и ангидрито-гипсо-доломитов (в %)

Ярус	Порода	Место взятия образца					Кальцит	Доломит	Гипс	Ангидрито-гипс	Доломитность
		район	№ сква- жины	№ образ- ца	Минеральный нераствори- мый остаток						
Чуьский	Гипсо-доломит глинистый	р-н г. Нориль- ска	1-Р	1	22,01	4,1	40,19	34,70	—	91	
"	Ангидрито-гипсо- доломит	Там же	25	72	21	3,39	37,61		38,06	92	
"	Гипсо-доломит	"	25	61	5	—	40,7	57,49		100	
"	Ангидрито-гипсо- доломит глинис- тый	"	25	52	24,82	—	55,18		20,09	100	
"	То же	"	25	48	26,56	—	46,44		27,07	100	
Лудловский	Гипсо-ангидрит глинистый*	р. Сухая Тунгуска	8	3	17	—	40,4			100	

* Ангидрита 42,6%.

0,01 мм) и тонкозернистой (0,03—0,2 мм), иногда неравномернозернистой гранобластовой структурой. Попадаются участки, сложенные более крупными (0,1—0,4 мм) кристаллами ангидрита с гетеробластовой радиально-лучистой структурой. Форма его зерен большей частью пластинчатая, удлинненно-призматическая, корродированная, очевидно, в связи с их частичной гидратацией. В породах иногда присутствует пелитоморфный доломит и глина.

Нередко в шлифах можно видеть результаты значительного огипсования ангидритовой породы. Огипсование совпадает с направлением слоистости ангидритовой породы, так что микропрослой и микролинзовидные гипсовые новообразования имеют полосчатое направление, совпадающее со слоистостью (табл. XV, 57).

Описаны гипсо-доломиты, ангидрито-гипсо-доломиты и сульфаты хемогенного происхождения. Об этом свидетельствуют их непосредственная связь с хемогенными доломитами и строгая приуроченность к определенным стратиграфическим горизонтам. Садка сульфатов происходила, видимо, в виде гипса (Страхов, 1962, т. III; Писарчик, 1963). Вероятно, гипс и доломит выпадали из растворов одновременно, гипс в осадке был равномерно рассеян. Позже, в результате диагенетических процессов могло произойти перераспределение первичного вещества осадка, следствием чего явились образование более крупных кристаллов доломита и неравномерное распределение гипса, т. е. скопление гипса в виде прожилок, гнезд и пр. (Страхов, 1962; Теодорович, 1950). В процессе более позднего диагенеза и в эпигенезе происходило, видимо, обезвоживание первичного гипса и образование ангидрита, а еще позже — огипсование ангидрита.

Целестин и целестинсодержащие известняки и доломиты рассматриваются нами вместе, так как они связаны друг с другом постепенными переходами. Эти породы представлены глинистыми и известковистыми доломитами, доломитовыми известняками и известняками плотными, плитчатыми, серого и зеленовато-серого цвета. Целестин бледно-голубого цвета содержится в них в форме гнезд, прожилок, прослоек, линз и тонкорассеянной вкрапленности, заметной только при микроскопическом исследовании. Нередко в целестинсодержащих породах встречаются гнезда и вкрапления гипса и ангидрита, иногда барита и флюорита.

Мощность целестинсодержащих известняков и доломитов колеблется от 1 до 5 м. Отдельные прожилки целестина имеют мощность до 5 см и длину до 40 см (Норильский район, скв. 25-Н, обр. 34, гл. 358 м, криволуцкий ярус).

Целестинсодержащие породы отмечены нами в криволуцком ярусе Норильского района, а также в лудловских отложениях р. Кулюмбэ и района г. Норильска. По данным В. И. Бгатова (1966_{1,2}), на рассматриваемой территории эти отложения встречаются, кроме указанных выше районов, также в верхних горизонтах устькутского и чуньского ярусов в междуречье Ангара — Подкаменная Тунгуска; в устькутском и в основании долборского ярусов — на р. Подкаменной Тунгуске; в устькутском и чуньском ярусах — на р. Чуне (приток р. Подкаменной Тунгуски); на границе венлокского и лудловского ярусов — в бассейне р. Курейки.

В шлифах среди основной массы пород, представленной пелитоморфным, микро- и тонкозернистым кальцитом или кальцитом и доломитом, развиты бесцветные кристаллы целестина (табл. XVI, 60) (двуосный положительный минерал, Nr около 1,621, Ng около 1,632), иногда редкие кристаллы гипса, барита, флюорита. Структура целестина ($CaSO_4$) тонко- и мелкозернистая с размером кристаллов 0,01—0,2 мм. Встречаются отдельные более крупные монокристаллы до 1—3 мм. Форма их длиннопризматическая, нередко весьма тонкая — игольчатая (табл. XVI, 61).

При микроскопических исследованиях нами установлено, что в целестинсодержащих породах лудловского яруса на р. Кулюмбэ целестин составляет 5—30% породы. Отдельные прослои верхнего лудлова в Норильском районе сильно обогащены барито-целестином.

По данным химических анализов (Бгатов, 1966_{1,2}), содержание стронция в ордовикских отложениях бассейнов рек Подкаменной Тунгуски и Чуни колеблется от 3,16 до 18,8%, а в лудловских породах (по В. И. Бгатову — венлокских и лудловских) количество его достигает 11,5—29,7%. Нерастворимый остаток в целестинсодержащих отложениях в основном складывается глинистым материалом и тонкорассеянным пиритом.

Вопрос о геохимии стронция в процессах осадконакопления изучен многими исследователями (Виноградов, Боровик-Романова, 1945; Коробов, 1960; Страхов, Борнеман-Старынкевич, 1946; Страхов, 1962; Бурков, Подпорина, 1962, и др.). Известно, что образование сульфата стронция — целестина связано с хемогенными процессами. Образование целестина и целестинсодержащих известняков и доломитов происходило на исследуемой территории, видимо, в условиях аридного климата, в результате химического осаждения сульфатов стронция одновременно с кальцитом и доломитом, иногда с гипсом.

Скопление стронция в виде целестиновых жил, линз и гнезд в породах ордовика и силура связано, вероятно, с диагенетическим и эпигенетическим перераспределением первично рассеянного в осадке стронция, что происходит вследствие неоднородности физико-химических условий в различных точках осадка (Бурков, Подпорина, 1962).

ТЕРРИГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Терригенные обломочные породы, представленные конгломератами, гравелитами, гравийно-песчаными породами, песчаниками и алевролитами, встречаются среди отложений ордовика и силура западной окраины Сибирской платформы значительно реже, чем карбонатные осадки. Они приурочены в основном к верхней части нижнего ордовика (бай-

китские песчаники чуньского яруса и их аналоги) и к среднему ордовики (криволицкий ярус).

Конгломераты встречаются только в Присяянье в ийской и бадарановской свитах чуньского яруса. Наибольшее распространение они получили в бадарановской свите на р. Бирюсе, где отдельные пласты их достигают 12,7 м (Занин, 1964). Гальки конгломератов состоят из кварца, кремней, карбоната и песчаника. Размер галек колеблется от 0,5 до 2,0 см. Обычно они окатанные и полуокатанные и составляют 75—80% породы. Цементированы конгломераты разнозернистым песчаным материалом.

Образование описанных конгломератов Ю. Н. Занин связывает с прибрежно-морскими и подводно-дельтовыми фациями.

Гравелиты и гравийно-песчаные породы представлены фосфоритовыми гравелитами и фосфоритизированными гравийно-песчаными осадками (табл. XVII, 62, 63). Фосфоритовые гравелиты серые, плотные, крепкие. Они состоят из фосфоритизированных обломков оолитовых и алевролитовых пород, а также из фосфоритизированного органогенного детрита (табл. XVII, 63). В обломках оолитовых пород обычно ядро оолитин фосфоритизировано, оболочка кальцитовая. Алевролитовые обломки состоят из хорошо сортированных, плохо окатанных зерен кварца, кремней, кварцитов, редко полевых шпатов и бесцветной слюды. Алевролитовый материал в этих обломках как бы цементирован изотропным бурым фосфоритовым веществом.

Размер гравийных обломков колеблется от 0,16 до 1,8 мм, иногда 4—5 мм (преобладают крупные размеры). Сортированность их средняя, окатанность оолитовых и алевролитовых обломков хорошая. Фосфоритизированные обломки органогенного детрита не окатаны. Обломочный материал цементирован средне- и крупнокристаллическим кальцитом, содержание которого составляет 40—45% породы.

Гравийно-песчаные породы плотные, буровато-серого цвета, плохо сортированные, состоят из гравийных (15—20%) и песчаных (40—45%) обломков, цементированных глинистым (до 30%), на отдельных участках мелкокристаллическим кальцитовым (10—12%) цементом (табл. XVII, 62). Песчаный материал (размер зерен 0,16—0,32 мм, редко до 0,96 мм) слагается окатанными и полуокатанными обломками кварца и фосфорита. Гравийная часть породы (размер обломков 1,5—5 мм) представлена хорошо окатанными обломками кварца, фосфорита и полуокатанными и угловатыми обломками тонкозернистого известняка. Фосфоритовые обломки бурые изотропные с включением многочисленных алевролитовых зерен кварца.

Описанные выше фосфоритовые гравелиты и фосфоритизированные гравийно-песчаные породы встречаются отдельными прослоями мощностью 0,2—1 м в нижней части криволицкого яруса на р. Подкаменной Тунгуске и в мангазейском ярусе на р. Курейке. По-видимому, они образовались в результате подводного раздробления, перемива и переотложения поверхностного, неполностью литифицированного осадка вблизи их первоначального образования. Вымывание и переотложение фосфоритных стяжений привело к образованию фосфоритовых гравелитов (Красильникова, 1966; Красильникова, Гуревич и др., 1965).

Песчаники на западной окраине Сибирской платформы развиты в ордовикских отложениях, в силуре они отмечаются только на юго-западе в кежемской свите Илим-Бирюсинского района.

По данным Ю. Н. Занина (1964), на западе Иркутского амфитеатра в Ангаро-Бирюсинском районе среди отложений ордовика и силура песчаники являются одним из основных типов пород. Особенно они рас-

пространены в Присаянье. По направлению к центральной части амфитеатра значение их сильно снижается, и песчаники постепенно замещаются алевритами, аргиллитами и карбонатными породами. По составу здесь выделяются песчаники кварцевые, полевошпатово-кварцевые и полимиктовые, близкие к грауваккам, в которых кроме кварца и полевых шпатов содержится значительное количество обломков пород. Полевые шпаты почти исключительно калиевые. В песчаниках часто встречается глауконит (содержание его иногда достигает 15% породы). Структура песчаников от мелко- до крупнозернистой, нередко с примесью гравийного материала. Крупно- и среднезернистые породы характерны для Присаянья. Сортированность песчаников плохая. Окатанность зерен слабая. Цемент пород гидрослюдистый, глинисто-карбонатный, редко кремнистый, гипсовый (чуньская свита) и каолинитовый (криволуцкий ярус). По структуре цемент поровый, контактово-поровый, регенерационный, реже базальный и цемент соприкосновения. Встречаются известковые и доломитовые песчаники. В песчаниках криволуцкого яруса часто отмечаются фосфоритизированные обломки раковин.

Песчаники, развитые среди ордовикских отложений от р. Подкаменной Тунгуски до района г. Норильска, имеют однообразный минеральный состав. Но некоторые их структурные и текстурные особенности различны. Довольно четкое отличие наблюдается между песчаными породами байкитской свиты (верхняя часть чуньского яруса), развитыми в бассейнах рек Подкаменной Тунгуски и Курейки, и песчаниками, распространенными среди пестроцветных отложений верхней части чуньского яруса (под байкитской свитой), криволуцкого и мангазейского ярусов на реках Подкаменной Тунгуске и Курейке и в верхних горизонтах чуньского, криволуцкого и мангазейского ярусов на реках Горбиячин и Кулюмбэ. Описание этих пород приводится ниже.

Песчаники байкитской свиты являются монотонными, массивными, средне- и грубоплитчатыми, часто неслонистыми, пористыми и слабощемитированными. Цвет их светло-серый, иногда желтоватый, красно-бурый с зеленовато-серыми пятнами (нижнее течение р. Подкаменной Тунгуски и р. Курейки). Микроскопические исследования песчаников подтверждают их однообразие. Породы имеют мелко- (0,105—0,26 мм), иногда средне- (0,25—0,32 мм) и неравномернозернистую (0,16—0,68 мм) структуру. Сортированность материала средняя, нередко низкая. Форма большинства зерен окатанная и полуокатанная, хотя в некоторых образцах встречается немало угловатых и полуугловатых обломков. Хорошо окатаны обычно более крупные зерна.

Песчаники по составу мономинеральные кварцевые (содержание кварца в них 80—99,5% от обломочной части породы). Значительную роль в некоторых прослоях играют обломки кремней (4—18%) и кварцитов (до 4%). В небольших количествах (0,2—1%) присутствует глауконит. Полевые шпаты встречаются единичными зернами, редко достигая 1%. В отдельных прослоях песчаников (р. Курейка) отмечаются удлиненные угловатые и окатанные зерна бурого, почти черного фосфорита. В породах широко развита регенерация кварца. Зерно отделяется от регенерированной каемки, обволакивающей его оболочкой пыли. В отдельных образцах видно, что окатанные зерна кварца несут на себе следы регенерации, последние нередко также имеют окатанные и полуокатанные очертания (табл. XVII, 64). Иногда зерна кварца и регенерированные его части корродированы и замещены карбонатом (табл. XVII, 65; XVIII, 66). Тип и состав цемента очень различный, даже в пределах одного шлифа. По типу заполнения цемент песчаников поро-

вый, соприкосновения, регенерации и базальный. Преобладает цемент соприкосновения и поровый. По составу цемент карбонатный (на р. Подкаменной Тунгуске кальцитовый, на р. Курейке доломитовый), кремнистый и глинисто-слюдистый. Содержание его небольшое (0,5—25%), часто между зернами видны пустые поры. Иногда наблюдается замещение кремнистого и глинистого цемента карбонатным.

Песчаники среди пестроцветных отложений чуньского и криволуцкого ярусов имеют светло-серую, серую, желтовато-зеленую, розовато-бурую, кирпично-красную и лиловую окраску. Отмечаются как плотные, так и слабощементированные разновидности, обычно с тонкогоризонтальной и косослоистой текстурой. Они состоят из мелко-, иногда неравномерно-зернистого и неоднородного по характеру окатанности обломочного материала, в некоторых прослоях со значительной примесью алевроитовых частиц. Терригенная часть пород составляет 55—99%, цемент 1—45%. Основным обломочным компонентом их является кварц (96—99%), в небольших количествах отмечаются обломки кремней и кварцитов (до 4%), полевые шпаты (до 2%). Нередко в породах присутствует сингенетичный глауконит (до 3—8%) в виде отдельных зерен и скоплений или в качестве цемента. Тяжелые фракции представлены здесь группой устойчивых к выветриванию минералов. Согласно классификации А. Г. Коссовской (1962), данные песчаники можно отнести к мономинеральным кварцевым. Первичная форма обломков часто изменена за счет регенерации. В регенерированных зернах кварца и полевого шпата очертания обломочных минералов сохраняются вследствие тонкой оболочки пелитового материала, обволакивающей песчинки. Оптическая ориентировка зерен и новообразованной части одинаковая. В некоторых образцах отмечается регенерация вокруг кристаллов турмалина и роговой обманки. Иногда регенерированные части обломков носят следы окатанности. Широко развиты процессы коррозии зерен и регенерированной их части. Отдельные обломки кварца и зерна глауконита почти полностью замещены карбонатом.

В песчаниках криволуцкого, иногда мангазейского ярусов присутствует заметное количество фосфата (до 6—45%); повышенные содержания его приурочены к отложениям криволуцкого яруса на р. Подкаменной Тунгуске в виде фосфоритизированных раковин брахиопод, зернистого фосфорита, отдельных желваков, сложенных коричневатобурым фосфоритом (табл. XVIII, 67). Фосфоритовый материал иногда (р. Курейка) выполняет роль цемента. Часть зерен фосфорита образовалась, видимо, на месте по органическим остаткам (табл. XVIII, 67), но большинство из них по своей размерности близко к зернам кварца и имеет следы окатанности. Отдельные крупные обломки фосфатов содержат массу алевроитовых обломков кварца, которые имеют окатанные и полуокатанные очертания (табл. XVII, 62). Все это указывает на обломочное происхождение большей части фосфоритовых зерен. Они переносились на близкие расстояния. Часто фосфориты хлоритизированы, иногда почти полностью перешли в хлориты.

Цемент в песчаниках по составу карбонатный, железисто-карбонатный, глинисто-карбонатный, редко глауконитовый или фосфатный (криволуцкий и мангазейский ярусы в бассейне р. Подкаменной Тунгуски), по характеру заполнения — базальный и поровый, иногда на отдельных участках — соприкосновения. Содержание карбонатного и глинисто-карбонатного цемента иногда достигает 20—45%, глауконитового — 5—8%, фосфатного 10—20%. В кварцитоподобных песчаниках цемент кремнистый, регенерационный, гранобластовой структуры (табл. XVIII, 68). В этих породах отмечаются реликты в виде пленок первоначального

глинистого цемента, представленного чешуйками гидрослюды каолинита и серицита (реки Подкаменная Тунгуска, Курейка и Кулюмбэ). Сказанное позволяет предположить, что первичный цемент был глинистым, состоял из гидрослюды, монтмориллонита и других алюмосиликатных минералов, в результате разложения которых и образовались отмеченные ниже каолинит, гидрослюда и серицит, а избыток SiO_2 использовался в процессах регенерации кварца (Коссовская, 1962). На отдельных участках шлифов видно, как регенерированная часть и обломочные зерна корродируются и замещаются более поздним кальцитовым цементом, по которому в свою очередь образуются еще более поздние ромбоэдри доломита. Нередко в пределах одного шлифа отмечается цемент, различный по составу и по типу заполнения, что указывает на неоднократные вторичные изменения его. В некоторых слабосцементированных породах цемент почти отсутствует.

Алевролиты на территории от р. Подкаменной Тунгуски до района г. Норильска светло-серые, зеленовато-серые, красно-бурые, желтые, песчанистые или глинистые, иногда доломитистые или известковистые, крепкие, массивные. Примесь песчаного и глинистого материала в них значительная. Породы часто полосчатые, что обуславливается частым тонким чередованием песчано-алевритового материала и карбоната, состоящего из известняка или доломита с терригенной примесью. Полосчатость также подчеркивается присутствующей в алевролитах тонкодисперсной глинистой фракцией, содержащей гидроокислы железа. Для алевролитов характерна слабая окатанность обломков и средняя сортировка их (размер зерен 0,042—0,077 мм, иногда 0,120 мм). В них преобладает кварц (90—98% от обломочной части пород); полевые шпаты присутствуют в небольших количествах (до 2—8%, в редких образцах криволицкого яруса Норильского района — до 25—30%). Отмечаются зерна мусковита, кремней, кварцитов, глауконита, содержание которых колеблется от единичных зерен до 1—3%. В некоторых образцах в значительных количествах отмечаются желваки, обломки фауны и зерна, выполненные фосфоритом (табл. XVIII, 69). По этим обломкам часто развивается хлорит, иногда полностью замещая их.

Цемент алевролитов глинисто-слюдистый (табл. XVIII, 70), глинисто-хлоритовый, глинисто-доломитовый и известковый. Структура последнего микро-, иногда тонкозернистая. Нередко по глинистому веществу цемента развиваются чешуйки гидрослюды и серицита, иногда хлорита. Содержание цемента составляет 20—48% породы. По типу заполнения цемент базальный, поровый, соприкосновения и регенерации. Текстура пород беспорядочная или горизонтально-и косослоистая.

На западе Иркутского амфитеатра, в Ангаро-Бирюсинском районе, алевролиты получили широкое развитие в усть-кутском ярусе, в ийской и бадарановской свитах чуньского яруса, в нижней и средней пачках мамырской свиты, в баксанском горизонте мангазейского яруса, в долборском ярусе и в нижней подсвите кежемской свиты силура. Они здесь тесно связаны с аргиллитовыми породами, иногда пересланяются с песчаниками, часто окрашены в красно-бурые цвета, по составу полевошпатово-кварцевые и кварц-полевошпатовые, обычно сцементированные глинистым, глинисто-карбонатным, карбонатным, редко гипсово-карбонатным (баксанский горизонт и долборский ярус) цементом. Нередко породы слабосцементированные (Занин, 1964). На территории от р. Подкаменной Тунгуски до района г. Норильска алевролиты характерны для пестроцветных отложений чуньского и криволицкого, редко мангазейского ярусов, где они встречаются совместно с песчаниками и аргиллитами.

Относительно условий образования рассматриваемых песчаников и алевролитов можно сказать следующее.

Песчаные породы байкитской свиты характеризуются мономинеральным кварцевым составом, а в тяжелых фракциях устойчивыми к выветриванию минералами, преимущественно хорошей окатанностью обломков, средней сортированностью зерен. В некоторых прослоях часть регенерационных оболочек вокруг кварца несет на себе следы окатанности. Очевидно, образование этих песчаников происходило за счет размыта более древних уплотненных или сланцеватых осадочных пород, расположенных на обширных равнинных участках прилегающей суши (Енисейский кряж). Обломочный материал сносился крупными и медленно текущими реками. Длительная транспортировка, многократный перемыв способствовали разложению неустойчивых к выветриванию минералов, обогащению кварцевыми обломками хорошей окатанности и средней сортированности. Седиментация осадков, вероятно, происходила в мелководном морском бассейне с выровненным дном.

Песчаники второго типа и алевролиты на территории от р. Подкаменной Тунгуски до района г. Норильска состоят из устойчивых к выветриванию минералов и имеют мономинеральный кварцевый состав, в то время как в устькутском и в нижней части чуньского яруса в карбонатных породах этих разрезов примесь терригенного материала состоит в основном из полевых шпатов. Сам этот факт позволяет думать, что образование кривоуцких и мангазейских песчано-алевровитовых осадков шло за счет глубокого химического выветривания изверженных и осадочных пород; обломочный материал, по-видимому, не подвергался длительному переносу и осаждался в мелководных участках морского бассейна. В районах рек Подкаменной Тунгуски и Курейки образование кривоуцких и мангазейских песчаников и алевролитов, вероятно, связано с перемывом и переотложением пород байкитской свиты.

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Аргиллиты и глинистая составляющая других типов пород, образующая рассеянную примесь в песчаниках, алевролитах, известняках и доломитах, встречаются в отложениях всего ордовика и силура. Аргиллиты широко распространены в верхней части нижнего ордовика (пестроцветные отложения чуньского яруса), в среднем и верхнем ордовике и в нижнем силуре (граптолитовые сланцеватые аргиллиты лландоверийского яруса).

Нами изучалась тонкая фракция ($<0,001$ мм) в 126 образцах. Из некарбонатных пород глинистая фракция извлекалась путем дробления и отмучивания. Сульфатно-карбонатные и карбонатные породы подвергались дроблению и обработке 4%-ной уксусной кислотой для освобождения от породообразующих карбонатов и сульфатов. Из нерастворимого остатка путем отмучивания извлекалась глинистая фракция $<0,001$ мм.

С целью уточнения минерального состава глинистых фракций для большинства из них проведены химические анализы с определением содержания K_2O и Na_2O (анализы проводились в химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР Е. Н. Жуковой, Л. С. Тюленевой и В. Г. Цимбалист); для фракций из разреза р. Кулюмбэ определены содержания SiO_2 и Al_2O_3 . С той же целью для 80 образцов проведены фазовые рентгено-структурные анализы (выполнены Н. И. Зюзиным, О. П. Рассказовой под руководством Д. К. Архипенко). Образцы по разрезу р. Кулюмбэ обрабатывались в камерах с $d=57,3$ на аппара-

те УРС-70. Фракции из других разрезов снимались с помощью дифрактометра УРС-50И.

В исследованных породах при изучении глинистого вещества установлено присутствие диоктаэдрической гидрослюда, магнезиально-железистых и магнезиальных хлоритов, каолинита.

Исходя из того, что K_2O входит только в структуру гидрослюда, мы попытались связать фазовый состав глинистых фракций, установленный рентгеном, с содержанием в них K_2O (табл. 20). Количество K_2O меняется от 8 до 3%. Как правило, в однокомпонентных глинистых фракциях, где преобладает диоктаэдрическая гидрослюда, K_2O содержится в пределах нормы; многие цифры у нас хорошо коррелируются с цифрами, приведенными у У. Ф. Брэдли, Р. Е. Грим (1965, стр. 249). В отдельных образцах (60-8, 61-1, 48-60) заниженное содержание K_2O вызвано гидратацией слюды, т. е. выщелачиванием К и замещением его водно-оксониевыми комплексами. Это подтверждается рентгеноструктурно: отдельные рефлексы расщепляются и сдвигаются в область меньших углов. В некоторых образцах (57-1, 48-52, 48-42, 48-30, 13-4) отмечено начало процесса хлоритизации (после отжига в гидрослюдистой фракции фиксируется присутствие хлорита). Кроме того, пониженное содержание K_2O в гидрослюдистых фракциях также связано с значительным загрязнением их кварцем. Остальные образцы представляют собой 2- или 3-компонентные смеси (гидрослюда, хлорит; гидрослюда, хлорит и каолинит), изменение K_2O в которых можно объяснить различным соотношением этих компонентов.

Распределение глинистых минералов в отложениях ордовика и силура на исследуемой территории приводится в табл. 20. Видно, что преобладают диоктаэдрические гидрослюды. Примесь хлоритовых минералов отмечается часто. Иногда хлорит играет роль основного компонента.

На основании изучения химического состава и порошковых рентгенограмм представилось возможным выделить четыре типа глинистых фракций: мономинеральный гидрослюдистый (I), гидрослюдистый с хлоритом и хлорит-гидрослюдистый (II), хлоритовый с гидрослюдой и гидрослюдисто-хлоритовый (III); гидрослюдисто-каолинитовый (IV).

Первый тип характеризуется наличием комплекса межплоскостных расстояний 10,2; 5; 4,5; 3,76; 3,51, 3,31, типичного для гидрослюда без всякой примеси (табл. 21). Данные рентгенограммы ($060 \approx 1,50$ кХ) указывают на диоктаэдрический тип гидрослюда. Содержание K_2O повышенное (табл. 22). Как правило, базальные рефлексы минерала относительно четкие и узкие. Как указывалось выше, в некоторых случаях наблюдается сильная гидратация, характерно расщепление отдельных рефлексов первого и второго порядков, некоторые образцы имеют рефлексы широкие, размытые (например, 60-8, 61-1, 8-38, 48-60, 48-40).

Глинистые фракции второго типа довольно широко распространены в ордовикских отложениях. Господствующим глинистым минералом в них является диоктаэдрическая гидрослюда; рефлексы ее четко прослеживаются на всех рентгенограммах (табл. 23) в областях 10; 4,99; 4,45; 4; 3,69 кХ и др. Железистые и магнезиально-железистые хлориты устанавливаются обычно при значительной примеси их по базальным рефлексам в областях 14,16; 7,07; 3,96; 3,67 кХ и др. (табл. 23), нередко хлорит выявляется только после отжига (обр. 48-52, 48-42, 48-30). В некоторых образцах (например, 57-4) отмечаются рефлексы смешанно-слоистых минералов. Почти во всех фракциях присутствует кварц. (Для образцов р. Кулюмбэ базальные рефлексы хлорита расшифровывались как хлорит + каолинит, но разделение хлорита и каолинита здесь не всегда однозначное. Если каолинит и содержится в этих образцах, то

Таблица 20

Распределение глинистых минералов в ордовикских и силурийских отложениях западной окраины Сибирской платформы (в %)

Ярус	Порода	Место взятия образца				Глинистые минералы	Содержание К ₂ O	Примечание
		район	№ образца	№ скважины	№ образца			
Усть-кутский	Аргиллит	р. Подкаменная Тунгуска	70		23	Г ^{>}	7,41	
"	Доломит глинистый	Там же	36		3	Г ^{>}	6,20	
"	Доломит	"	36		1	Г ^{>}	6,88	
"	Песчаник алевритистый	р. Кулюмбэ	100		9	Г ^{>} + X ^{<} + K ^{<}	5,06	
"	Известняк псевдооолитовый	"	69		39	Г ^{>} + X ^{<} + K ^{<}		
"	Доломит обломочный, песчаный	"	69		35	Г ^{>} + X ^{>} + K ^{<}	4,42	
"	Мергель известково-доломитовый, алевритовый	"	69		25	Г ^{>} + X ^{>} + K ^{<}	5,50	
"	Доломит микрозернистый, глинистый	"	69		20	Г ^{>} + X ^{<} + K ^{<} + M ^{<}	5,89	Хлорит разбухающий
"	Мергель доломитовый	"	69		11	Г ^{>} + X ^{<} + K ^{<}	5,86	
"	Известняк тонкозернистый, глинистый	"	69		4	X ^{>} + Г ^{>} + K ^{<}	3,58	
Чуньский	Доломит известково-глинистый	р. Подкаменная Тунгуска	63		2	Г ^{>}	1,39	Обнаружен тальк
"	Аргиллит	Там же	62		4	Г ^{>}	7,26	
"	"	"	60		8	Г ^{>}	4,29	Сильно гидратированная слюда, рефлексы широкие, размытые
"	Доломит алевритовый	"	32		2	Г ^{>} + X ^{<}	5,90	
"	Песчаник	"	21		4	Г ^{>}	6,41	
"	"	"	70		32	K ^{>} + Г ^{>}	3,43	Преобладает каолинит
"	"	"	61		1	Г ^{>}	4,88	Гидрослюда гидратированная и много кварца
"	"	"	47		3	Г ^{>} + X ^{<}		
"	Доломит тонкозернистый, алевритовый	р. Кулюмбэ	86		31	Г ^{>} + X ^{<}	6,05	
"	Мергель доломитовый	"	86		29	Г ^{>} + X ^{<} + K ^{<}	6,13	

Ярус	Порода	Место взятия образца			Глинистые минералы	Содержание К ₂ О	Примечание
		район	№ образца	№ скважины			
Чуль-ский	Доломито-известковая, алевритисто-глинистая	р. Кулюмбэ	86		25	Г ^{>} +X ^{<} +K ^{<}	6,79
	Доломит глинисто-алевритовый	"	86		23а	Г ^{>} +X ^{<} +K ^{<}	6,89
	Известняк доломитовый	"	86		20	Г ^{>} +X ^{<} +K ^{<}	
	Известняк строматолитовый, глинистый	"	86		2	Г ^{>} +X ^{<} +K ^{<}	
	Аргиллит алевритовый	"	68		19	Г ^{>} +X ^{<} +K ^{<}	6,61
	Мергель доломитовый	"	68		17	Г ^{>} +X ^{<} +K ^{<}	
	Алевролит известковый	"	68		12	Г ^{>} +X ^{<} +K ^{<}	6,85
	Алевролит песчано-глинистый	"	68		6	Г ^{>} +X ^{>} +K ^{<}	5,56
	Аргиллит алеврито-доломитовый	"	68		4	Г ^{>} +X ^{>} +K ^{<}	
	Гипсо-целестиновая	р-н г. Норильска		1-Р	1	X ^{>} +Г ^{<}	
Кри-волуц-кий	Доломит с гипсом	Там же		25	70	Г ^{>}	
	Алевролит глинистый	р. Подкаменная Тунгуска	59		4	Г ^{>}	6,38
	Аргиллит	р. Кулюмбэ	68		2	Г ^{>} +X ^{<} +K ^{<}	6,21
	Мергель известковый	"	66		11	Г ^{>} +X ^{<} +K ^{<}	
	Известняк	"	66		5	Г ^{>} +X ^{>} +K ^{<}	4,72
	Мергель известковый	"	82		2	Г ^{>} +X ^{>} +K ^{<}	5,98
	Аргиллит	"	82		1	Г ^{>}	5,20
	Гипсо-целестиновая	р-н г. Норильска	25	25	62	Г ^{>} +X ^{>}	5,13
	Аргиллит алеврито-доломитовый	Там же		25	51	Г ^{>} +X ^{<}	6,05
	Известняк алевритистый	"		25	31	Г ^{>} +X ^{>}	5,93
Ман-газей-ский	Аргиллит	р. Подкаменная Тунгуска	59		12	Г ^{>} +X ^{<}	6,13
	Мергель известковый	Там же	59		8	Г ^{>}	6,36

Смешанно-слоистый минерал гидрослюды с хлоритом

Ярус	Порода	Место взятия образца			Глинистые минералы	Содержание K_2O	Примечание
		район	№ образца	№ скважины			
Мапгазейский	Известняк тонкозернистый, глинистый	р. Сухая Тунгуска	8	46	$\Gamma_{\frac{1}{2}}^> + X_{\frac{1}{2}}^<$		
"	Аргиллит	р. Кулюмбэ	81	6	$\Gamma^> + X^< + K^<$	5,0	
"	Аргиллит доломитистый	р-н г. Норильска	25	18	$\Gamma^>$	6,41	
"	Аргиллит известковый	Там же	25	8	$\Gamma^>$	5,66	
Долборский	Аргиллит	р. Подкаменная Тунгуска	57	4	$\Gamma^> + X^>$	3,91	Присутствуют смешанно-слойные минералы
"	"	Там же	57	1	$\Gamma^> + X^<$	5,97	Рентгенографически установлен кварц и гидрослюда. После отжига появился рефлекс $14,0 \text{ \AA}$, что указывает на присутствие хлорита
"	Известняк	р. Кулюмбэ	81	1	$\Gamma^> + X^< + K^<$	4,81	
Ландовейский	"	р. Сухая Тунгуска	8	42	$\Gamma^> + X^<$		
"	Аргиллит	Там же	8	38	$\Gamma^> + X^>$	2,53	Понижено содержание K_2O , частично за счет примеси неглинистых минералов
"	"	"	8	32	$\Gamma^> + X^<$	6,57	Рентгенографически установлены кварц и гидрослюда. После отжига появился рефлекс $14,0 \text{ \AA}$, что

Ярус	Порода	Место взятия образца				Глинистые минералы	Содержание K ₂ O	Примечание
		район	№ образца	№ скважины	№ образца			
Лландоверрийский	Известняк органический, глинистый	"	8	29		Г > + X >	5,60	указывает на присутствие хлорита
"	Известняк измененный	р. Кулюмбэ	64	2		Г >		
"	Известняк ороговикованный	"	63	12		Г > + X >		
"	Известняк глинистый	"	80	27		X > + Г > + K >	2,04	
"	Аргиллит	р-н г. Норильска	48	60		Г >	3,05	Сильная гидратация образца с выносом калия слюдами, получается расщепление отдельных рефлексов первого и второго порядков
"	"	Там же	48	55		Г >	4,04	
"	Мергель известковый	"	48	52		Г > + X <	3,70	То же, что в обр. 57-1, понижение содержания K ₂ O за счет кварца и, возможно, полевых шпатов
"	Известняк	"	48	47		Г >	4,26	
"	Известняк органо-полидетритовый	"	48	42		Г > + X <	5,24	Рентгенографически установлены кварц и гидрослюда. После отжига появился рефлекс 14,0 Å, что указывает на присутствие хлорита

Ярус	Порода	Место взятия образца				Глинистые минералы	Содержание K ₂ O	Примечание
		район	№ образца	№ св-ва-жидк.	№ образца			
Лландоверрийский	Аргиллит известковистый	"	48	40	Г >	5,54	Гидрослюда, отмечается присутствие кварца и полевых шпатов, в связи с чем понижается содержание K ₂ O	
Венлокский	Известняк органигенный	р. Сухая Тунгуска	8	22	Г >	8,67	Гидрослюда выявлена только после отжига	
"	Доломит комковатый	Там же	8	4	Г > + X >			
"	Известняк	р. Кулюмбэ	80	6	Г >	8,61		
"	Известняк микрозернистый	"	80	16	X > + Г > + K <	2,61		
"	Известняк пелитоморфный, глинистый	"	80	9	Г > + X > + K <			
"	Известняк тонкозернистый	"	80	3	Г > + X < + K <			
"	Известняк микрозернистый, глинистый	"	62	23	Г > + X < + K <	4,91		
"	Конгломерат известковый	р-н г, Норильска	48	36	Г > + X <	6,20	Хлорит выявился только после отжига. Начало хлоритизации	
"	Доломит мелкозернистый, водорослевый	Там же	48	30	Г > + X <		Гидрослюда, начало хлоритизации	
"	Доломит	"	48	24	Г >	6,70		
"	Известняк микрозернистый, глинистый	"	48	16	Г >	8,14		
Лудловский	Доломит	р. Сухая Тунгуска	13	4	Г > + X <	7,34	Рентгенографически установлены кварц и гидрослюда. После отжига появился рефлекс 14,0 Å, что указывает на	

Ярус	Порода	Место взятия образца				Глинистые минералы	Содержание K_2O	Примечание
		район	№ образца	№ скважины	№ образца			
Лудловский	Гипс глинистый	р. Сухая Тунгуска	13	2	$G \gg$	4,04	присутствие хлорита Содержится примесь анатаза	
	Аргиллит доломитовый	р-н г. Норильска	48	9	$G \gg$	6,14		

G — гидрослюда, X — хлорит, K — каолинит, M — монтмориллонит. Относительные содержания глинистых минералов обозначены символами $\gg, >, <, \ll$, которые размещены в порядке убывания количества минерала слева направо.

в очень незначительных количествах.) Как видно из табл. 24, для фракций характерны сравнительно повышенные содержания K_2O и низкая глиноземистость.

Третий тип глинистых фракций — хлоритовый с гидрослюдой и гидрослюдисто-хлоритовый — встречается редко. На рентгенограммах этих фракций выделяются четко выраженные базальные рефлексы хлорита в областях 13,86; 7,4 кХ и др. После прокаливания при температуре $500^\circ C$ базальные рефлексы последнего усиливаются. На рентгенограммах фиксируется также обычная серия рефлексов диоктаэдрических гидрослюд (0,60~1,50 кХ) (табл. 25). Ориентировочное представление о доле гидрослюд в этих фракциях дает содержание K_2O (табл. 26).

Четвертый тип фракций — гидрослюдисто-каолинитовый отмечен в очень редких образцах. На рентгенограммах наблюдается обычная серия рефлексов диоктаэдрических гидрослюд в областях 10,4; 3,33 кХ, 0,60~1,50 кХ и др. (табл. 27). Примесь каолинита устанавливается по ослаблению или исчезновению рефлексов в областях 7,11 и 3,57 кХ. Содержание K_2O небольшое (до 3,43%).

Приведенный выше материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Почти во всех образцах основным компонентом глинистых фракций является диоктаэдрическая гидрослюда, что подтверждается характером порошковых рентгенограмм и высоким содержанием K_2O .

2. Значительным распространением пользуется хлорит-гидрослюдистая ассоциация, а в некоторых образцах, по данным порошковых рентгенограмм, по низкому содержанию K_2O и по определению в шлифах, значительную часть глинистых фракций составляет железистый и железисто-магнезиальный хлорит.

3. Почти во всех фракциях обнаружено большое количество свободного кремнезема, о чем свидетельствуют значительные содержания SiO_2 и присутствие кварцевых линий в порошковых рентгенограммах.

4. Содержание глинозема во фракциях пониженное.

Определение условий образования глинистых минералов в отложениях ордовика и силура западной окраины Сибирской платформы связано с большими трудностями. Мы считаем, что подавляющая масса глинистых минералов подверглась вторичным изменениям и переработке с образованием диоктаэдрической гидрослюды и хлорита. В распределении глинистых минералов как по разрезам, так и по латерали

Межплоскостные расстояния для глинистых фракций < 0,001 аргиллитов типа I — гидрослюдистых

р. Подкаменная Тунгуска			р. Подкаменная Тунгуска			р-н г. Норильска			р. Кулсэмбэ			р-н г. Норильска									
O ₁ tk		O ₁ tk	O ₁ tch		O ₁ tch	O ₁ tch		O ₂ mn	S ₁ ln		S ₁ w		S ₁ w		S ₁ ud						
обр. 70-23	обр. 36-1	обр. 60-8	обр. 21-4	обр. 25-70	обр. 59-4	обр. 25-18	обр. 48-60	обр. 80-6	обр. 48-16	обр. 48-9	обр. 80-6	обр. 48-16	обр. 48-9	обр. 80-6	обр. 48-16	обр. 48-9					
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d				
15	9,9	31	9,9	46	10,28	94	10,5	22	10,15	94	9,94	81	10,2	17-18	11,10	65	10,00	22	10,06	22	9,79
12	4,89	17	5,0	20	4,98	23	6,47	13	5,11	43	5,02	32	4,94	11 дв	5,05-4,96	19	5,01	18	4,93	12	4,97
26	4,22	10	4,5	13	4,49	30	4,48	21	4,47	17	4,23	78	4,46	14	4,47	28	4,49	21	4,43	20	4,45
17	3,76	51	4,3	16	4,24	33	3,66	31	4,24	100	3,32	39	3,66	18	4,22	25	4,25	29	4,20	31	4,21
100	3,31	100	3,33	100	3,33	100	3,32	100	3,32	100	3,32	100	3,32	100	3,31	100	3,32	100	3,32	100	3,31

Режим съемки: аппарат УРС-50И, излучение Гекс, V=35 кв, I=10 ма.

на исследуемой территории определенной закономерности не наблюдается. Нет какой-либо четко выраженной закономерности и в распределении их в различных типах пород. Породы одинаково различного литологического состава содержат самые разнообразные количества указанных глинистых минералов (см. табл. 20). В табл. 20 и 22 приведены количества K₂O в глинистых фракциях, выделенных из различных типов пород, где минералы группы диоктаэдрической гидрослюды являются единственными или преобладающими. Содержание K₂O в гидрослюдах повышенное, но определенной закономерности в изменении количества его по разрезам и по типам пород не наблюдается. Хлориты, по-видимому, образовались в результате изменения слюд, составлявших значительную часть первичного глинистого вещества, а также за счет хлоритизации монтмориллонита. Возможно, что некоторая часть хлорита является обломочной. В отложениях нижнего и среднего ордовика и в силуре в шифах нами были отмечены образования мусковита и хлорита по глинистым минералам, в среднем и верхнем ордовике — монтмориллонита. Следы монтмориллонита также отмечены в некоторых образцах по рентгенограмме (см. табл. 20, обр. 69-20). Диоктаэдрическая гидрослюда могла образоваться частично за счет перекристаллизации обломочной части ее, частично за счет гидрослюди-зации монтмориллонита в щелочной среде (карбонаты) (Зхус, 1966, стр. 224). Источником накопления калия в гидрослюдистых минералах могли явиться обломочный биотит и полевые шпаты (Кос-

Содержание Na_2O и K_2O в составе фракции $< 0,001 \text{ мм}$ аргиллитов типа I— гидрослюдистых (в %)

Ярус	Место взятия образца			Na_2O	K_2O	
	район	№ обна- жения	№ сква- жины			№ об- разца
Устькутский	р. Подкаменная Тунгуска	70		23	0,06	7,41
"	Там же	36		3	0,16	6,20
"	"	36		1	0,06	6,88
Чуньский	"	63		2	0,06	1,39
"	"	62		4	0,13	7,26
"	"	60		8	0,27	4,29
"	"	21		4	0,11	6,41
Конволуцкий	"	59		4	0,20	6,38
Мангазейский	"	59		8	0,20	6,36
"	р-н г. Норильска		25	18	0,35	6,41
"	Там же		25	8	0,16	5,66
Лландоверийский	р. Сухая Тунгуска		8	38	0,27	2,53
"	р. Кулюмбэ	80		6	0,27	8,61
"	р-н г. Норильска		48	60	0,27	3,05
"	Там же		48	55	0,36	4,04
"	"		48	47	0,20	4,26
"	"		48	40	0,20	5,54
Венлокский	р. Сухая Тунгуска		8	22	0,12	8,67
"	р-н г. Норильска		48	24	0,26	6,70
"	Там же		48	16	0,07	8,14
Лудловский	р. Сухая Тунгуска		13	2	0,28	4,04
"	р-н г. Норильска		48	9	0,08	6,14

совская, 1954; Коссовская, Шутов, Дриц, 1963). На исследуемой территории карбонатные осадки, в которых новообразования полевых шпатов получили широкое развитие, всегда содержат примесь глинистого вещества гидрослюдистого состава. Содержание железа и магния в гидрослюдах и хлоритах, видимо, связано не только с наличием их в первичном глинистом веществе, но и с приносом железа и магния в глинистое вещество за счет внутрислойного разложения фемических минералов (роговых обманок и пироксенов) в процессе эпигенеза (Коссовская, 1962). Последние встречаются в тяжелых фракциях ордовика и силура и несут на себе следы растворения. Избыток SiO_2 , полученный при растворении глинистых минералов, частично мог использоваться в процессах регенерации кварца, получивших широкое развитие в отложениях. Сказанное подтверждается наличием в кварцевых песчаниках с регенерационным цементом реликтов первоначального глинистого вещества, представленного чешуйками гидрослюды и серицита.

Происхождение каолинита неясно. Возможно, он привнесен извне или же представляет продукт разложения алюмосиликатных минералов.

Таким образом, глинистый материал в отложениях подвергался определенным эпигенетическим изменениям, которые выразились, с одной стороны, в их растворении и, с другой — в возможном их преобразовании. Интенсивное воздействие вторичных процессов на отложения ордовика и силура проявилось также в изменении первичного облика и других минералов: коррозии кварца и полевых шпатов; наличии кварцево-регенерационного цемента, приводящего к возникновению мозаичных структур песчаников и алевролитов в карбонатных породах; окремнении отдельных участков и выделении многочисленных

Межплоскостные расстояния глинистых образцов для фракций < 0,001

р. Кулюмбэ		р. Подкаменная Тунгуска			р. Кулюмбэ			р-и г. Норильска				р. Подкаменная Тунгуска		р. Сухая Тунгуска		
O ₁ uk		O ₁ tch			O ₁ tch		O ₂ kr		O ₂ kr		O ₂ kr		O ₂ mn		O ₂ mn	
обр. 101-6		обр. 32-2			обр. 86-20		обр. 86-7		обр. 25-62		обр. 25-31		обр. 59-12		обр. 8-46	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	
82	14,14	47	14	42	14,46	12	14,38	54	14,16	15	13,2			69	14,0	
50	10,00	72	10,1	65	10,12	13	9,96	46	10,06	54	10,1			47	10,28	
100	7,14	58	7,08	80	7,10	12	7,08	31	7,07	21	7,0	20	7,04	18	7,20	
35	4,94	33	4,96	26	4,97	22	4,93			36	4,93	28	4,99	21	5,07	
61	4,74	25	4,74	33	4,74	17	4,70									
		28	4,49	24	4,49			54	4,46	54	4,44	28	4,49	35	4,51	
31	4,25			23	4,27	28	4,24							23	4,29	
		31	3,68					35	3,67	36	3,65					
79	3,54	36	3,55	51	3,54	21	3,52	35	3,55	31	3,51					
100	3,33	100	3,34	100	3,32	100	3,32	100	3,32	100	3,32			100	3,34	

* После отжига d=14,0.

Режим съемки: аппарат УРС-50И, излучение FeK_α V=35^{kv}, I=10^{ma}.

идноморфных кристаллов кварца, иногда альбита; образовании минералов из группы титаномагнетита; перекристаллизации кальцита и доломита без существенного изменения их химического состава. Видимо, при постепенной переработке глинистого вещества здесь существовали неоднократные взаимопереходные процессы образования вторичных полевых шпатов, кварца и минералов глин (Рабиханукаева, 1967).

Перечисленные выше характерные черты эпигенетических преобразований в карбонатно-терригенных и карбонатных отложениях ордовика и силура соответствуют зоне глубинного эпигенеза, выделенной при изучении стадии эпигенеза для карбонатных отложений В. К. Головенко (1957) и терригенных пород различных геосинклинальных и платформенных областей — А. Г. Коссовской, В. Д. Шутовым (1955, 1956, 1957), А. Г. Коссовской, В. Н. Логвиненко, В. Д. Шутовым (1957), А. В. Копелиовичем (1965) и другими исследователями.

Аргиллиты ордовикских и силурийских отложений по внешнему виду, цвету, текстурным и структурным особенностям можно разделить на три типа.

Аргиллиты первого типа — зеленоват-серые, желто-бурые, красно-бурые, лиловые, коричневые, тонкоплитчатые, иногда листоватые, песчанистые, алевритистые, известковистые или доломитистые. Породы часто пятнистые, с хорошо выраженной горизонтально-волнистой, волнисто-линзовидной слоистостью. Слоистость и пятнистость в них подчеркиваются разницей в цвете и в гранулометрическом составе. На поверхности напластования в аргиллитах отмечаются знаки ряби и трещины усыхания, иногда текстура (следы) оползания. Обычно аргиллиты имеют алевропелитовую структуру, обусловленную значительным количеством обломочных зерен кварца и полевых шпатов, рассеянных в тонкодисперсной пелитовой массе породы, и часто являются переходными к глинистым алевролитам. Нередко вся масса пелита пропитана гидроокислами железа. В аргиллитах видны многочисленные тонкие кристаллы доломита или кальцита, составляющие иногда значительную часть породы (табл. 28).

Аргиллиты первого типа широко распространены в западной части Иркутского амфитеатра, в Ангаро-Бирюсинском районе среди пород

аргиллитов типа II — гидрослюдистых с хлоритом и хлорит-гидрослюдистых

р. Подкаменная Тунгуска		р. Кулюмбэ		р. Сухая Тунгуска		район г. Норильска						р. Кулюмбэ		р. Сухая Тунгуска	
O ₂ dol		O ₂ dol		S ₁ ln		S ₁ ln		S ₁ ln		S ₁ w		S ₁ w		S ₂ lud	
обр. 57-4		обр. 81-6		обр. 8-32		обр. 48-52*		обр. 48-42*		обр. 48-10*		обр. 80-6		обр. 13-4*	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
25	10,34	15	14,34	13	14,16									27	9,91
10	8,65	34	10,35	72	10,09	11	10,15	13	10,06	3	9,91	65	10,00	10	7,14
12	7,07			11	5,53									11	6,53
10 дв	5,01—	72	7,14	25	4,99	5	4,99	5	4,97			19	5,01	9	4,99
	4,92							5	4,68					7	4,68
16	4,46	30	4,73	43	4,49	9	4,49	10	4,48			28	4,49	12	4,46
20	4,23			22	4,27	10	4,24	31	4,23	25	4,24	25	4,25	35	4,23
				30	3,69	4	4,03							7	3,96
12	3,52	62	3,52	24	3,53	5	3,52							17	3,77
100	3,33	100	3,34	100	3,34	100	3,34	100	3,34	100	3,32	100	3,32	100	3,34

устькутской, ийской и бадарамовской свит. Вместе с описанными выше алевролитами они почти целиком составляют нижнюю и среднюю пачки мамырской свиты (кривоуццкий ярус) р. Ангары. Значительное развитие эти аргиллиты получили в баксанском горизонте мангазейского яруса, в долборском ярусе и в нижней подсвите кежемской свиты (силур). По минеральному составу аргиллиты в Ангаро-Бирюсинском районе гидрослюдистые, часто содержат значительную (до 30%) примесь алевритового материала (Занин, 1964). В других районах западной окраины платформы аргиллиты первого типа характерны для пестроцветных отложений чуньского и кривоуцкого ярусов. Рассматриваемые аргиллиты, видимо, накапливались в прибрежных мелководных участках моря.

Аргиллиты второго типа — это серые, темно-серые, черные, тонкоплитчатые, до листоватых, породы, участками известковистые, битуминозные с многочисленными включениями мелких кристалликов, иногда крупных стяжений пирита размером до 4—7 см (долборский ярус на р. Кулюмбэ). В этих аргиллитах часто встречаются тонкие прослои и линзы известняков, в которых наблюдается обильная фауна брахиопод, трилобитов, криноидей и редко мшанок (табл. XIX, 71).

В шлифах видно, что основная масса породы слагается глинистым тонкошелушечатым веществом. Карбонатный материал, представленный пелитоморфным или вторичным кальцитом и тонкими ромбоэдрами доломита, нередко достигает 20% (табл. XIX, 72). В аргиллитах мангазейского яруса присутствуют значительные количества кальцитизированных и фосфоритизированных обломков фауны и желваки фосфорита. В породах отмечаются отдельные линзочки или тончайшие прослойки, обогащенные пиритом (табл. XIX, 73) и алевритовым материалом (табл. XX, 74—76). Последний подчеркивает микрослоистую текстуру аргиллитов. Обломочный материал представлен зернами кварца, которые часто корродированы. В породах встречаются новообразования кварца в форме идиоморфных кристаллов или скоплений тонкокристаллического кварца, возникшие в результате перераспределения кремнезема в осадке. В некоторых образцах видно, как по основной массе аргиллитов происходит развитие мелких листочков хлорита, иногда серицита.

Химический состав фракции < 0,001 мм аргиллитов типа II — гидрослюдистых с хлоритом и хлорит-гидрослюдистых (в %)

Ярус	Место взятия образца			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O
	район	№ обна-жения	№ сква-жины				
Устькутский	р. Кулюмбэ	100		9		0,20	5,06
	"	69		35	42,21	16,69	0,16
	"	69		25	47,67	21,53	0,57
	"	69		11	43,64	19,13	0,24
Чуньский	р. Подкаменная Тунгуска	69		20	44,57	21,53	0,57
	р. Кулюмбэ	32		2			0,08
	"	86		29	47,40	16,01	0,06
	"	86		25	47,32	20,60	0,41
Кривоуцкий	"	86		23a	47,96	18,96	0,39
	"	68		19	48,96	18,15	0,02
	"	68		12	48,74	20,20	0,05
	"	68		6	47,54	18,79	0,16
	"	68		2	48,52	21,57	0,23
	"	66		5	56,14	16,46	0,07
Мангазейский	"	82		2	49,72	20,60	0,46
	"	82		1	47,96	24,85	0,47
	р-н г. Норильска		25	62			0,16
	"		25	51			0,16
Долборский	р. Подкаменная Тунгуска	25		31			0,13
	р. Кулюмбэ	59		12			0,20
Лландоверийский	р. Подкаменная Тунгуска	81		6	49,30	24,05	0,26
	р. Кулюмбэ	57		4			0,34
	Там же	57		1			0,27
	р. Кулюмбэ	81		1	52,66	22,56	0,48
Лудловский	р. Сухая Тунгуска		8	32			0,13
	Там же		8	29			N/о
	р-н г. Норильска		48	52	54	16	0,36
	Там же		48	42			0,20
	р. Кулюмбэ	80		9			0,27
	"	80		3			0,54
Лудловский	"	62		23	47,09	16,33	0,42
	р. Сухая Тунгуска		13	4			0,16

Рассматриваемые аргиллиты распространены в среднем и верхнем ордовике (мангазейский и долборский ярусы), а также в силуре на территории от р. Подкаменной Тунгуски до района г. Норильска. Наличие в аргиллитах тонкой горизонтальной слоистости, отсутствие в них остатков донной фауны и обилие пирита позволяют предположить, что образование этих осадков происходило в обособленных замкнутых частях морского бассейна, где господствовала восстановительная обстановка. Характерная ассоциация данных аргиллитов с редкими прослоями известняков говорит о том, что периодически существовали условия, благоприятствовавшие аккумуляции карбонатов кальция и появлению морских организмов.

Аргиллиты третьего типа темно-серые, черные, плотные, тонкоплиточные до листоватых, слабо-тонкорассланцованные, битуминозные, иногда известковистые, прослоями переходящие в мергели. Аргиллиты содержат многочисленную фауну граптолитов и редкие прослои глинистого известняка.

Под микроскопом порода однообразна и представляет собой темную массу с пелитоморфной структурой и с полосчатой сланцеватой текстурой. На отдельных участках отмечается значительное количество красновато-бурого битуминозно-глинистого дисперсного вещества, образующего субпараллельно-ориентированные прослойки, которые обуславливают сланцеватую текстуру. К плоскостям наслоения иногда приурочены скопления очень мелких ромбоздров доломита (Норильский район) и кристаллики пирита. Местами карбонатное вещество представлено мельчайшими ромбоздрами доломита и пелитоморфным кальцитом (Норильский район) или криптокристаллическим кальцитом (реки Сухая Тунгуска, Курейка, Горбиячин и Кулюмбэ); оно равномерно распределено в пелитовой массе аргиллита. В некоторых породах наблюдаются гидроокислы железа, образовавшиеся, вероятно, в результате окисления пирита. В сланцеватых аргиллитах Норильского района встречаются единичные зерна барита и целестина.

Аргиллиты третьего типа распространены в нижней части среднего лландовери разрезов рек Сухой и Нижней Тунгусок, Курейки, Горбиячин, Кулюмбэ (встречены только в высыпках) и в Норильском районе.

Т а б л и ц а 25

Межплоскостные
расстояния глинистого
образца 1-1
(р-н г. Норильска,
tch) для фракций
< 0,001 мм аргиллитов
типа III — гидрослюдисто-
хлоритовых

<i>l</i>	<i>d</i>
50	13,86
14	10,5
9	7,4
26	4,24
21	3,68
100	3,34

Режим съемки: аппарат УРС-50И,
излучение FeK_α, V=35 квт/10та.

Т а б л и ц а 26
Химический состав фракций < 0,001 мм аргиллитов типа III — хлоритовых
с гидрослюдой р. Кулюмбэ (в %)

Ярус	№ об- наже- ния	№ об- раза	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O
Устькутский	69	4	57,68	13,09	0,03	3,58
Лландоверийский	80	27	50,68	16,99	1,7	2,04
"	80	16	39,48	17,65	0,21	2,61

Относительно условий образования граптолитовых сланцев имеются различные точки зрения. Некоторые исследователи считают, что эти поро-

Т а б л и ц а 27

Межплоскостные
расстояния
глинистого образца 70-32
(р. Подкаменная
Тунгуска, tch)
для фракций
< 0,001 мм аргиллитов
типа IV — гидрослюдисто-
хлоритовых

<i>l</i>	<i>d</i>
11	10,4
22	7,11
25	4,24
19	3,57
100	3,33

Режим съемки: УРС-50И,
излучение FeK_α, V=35 квт,
I=10 та.

ды образовались в прибрежных участках морского бассейна (Grabau, 1929; Örik, 1929; Scupin, 1921; Мирошников, 1958, и др.), другие связывают их с глубоководными, удаленными от берега морскими осадками (Marr, 1925; Ruedeman, 1947; Батулин, 1939, и др.). А. М. Обут (1957) считает, что эти породы могли образоваться или в прибрежных зонах морского бассейна, или в значительном удалении от береговой линии, но на очень маленьких глубинах. Он объясняет это тем, что планктонные и псевдопланктонные граптолиты существовали и размножались только в областях, где отлагались илы, из которых образовались глинистые сланцы. Развитие их эмбрионов могло осуществляться либо в прибрежных условиях, либо вдали от берега, но на очень маленьких глубинах.

Сказанное выше, а также наличие в аргиллитах (граптолитовых сланцах) лландоверитон-

Таблица 28

Содержание кальцита и доломита в аргиллитах (в %)

Ярус	Порода	Место взятия образца				Минеральный нерастворимый остаток	Кальцит	Доломит
		район	№ образца	№ скважины	№ образца			
Чуньский	Аргиллит	р. Подкаменная Тунгуска	60		8	97,97	2,07	—
"	Аргиллит алевритистый	р. Кулюмбэ	68		19	97,1	2,9	—
"	Аргиллит известковый	"	68		12	75,1	24,0	0,8
"	Аргиллит алевритодоломитовый	"	68		4	71,8	2,2	26
"	Аргиллит доломитовый	"	66		13	73,5	3,2	23,3
Криволуцкий	Аргиллит алевритовый известковый	"	82		1	81	19	—
"	Аргиллит алевритодоломитовый	р-н г. Норильска		25	65	73,26	1,01	25,23
"	То же	Там же		25	56	78,92	4,32	16,76
"	"	"		25	54	76,89	1,78	21,33
"	"	"		25	51	72,91	0,05	27,04
Мангазейский	Аргиллит	р. Кулюмбэ	81		6	92,4	7,6	
Долборский	Аргиллит доломитовый	"	81		1	76,8	—	23,2
Лландоверийский	Аргиллит известковый	р. Сухая Тунгуска		8	32	77,78	22,22	
"	"	р-н г. Норильска		48	40	87,27	12,73	
"	"	Там же		48	46	69,05	26,24	3,81
Венлокский	Аргиллит алевритовый известковый	р. Кулюмбэ	62		9	76,9	23,1	

кодисперсного глинистого материала, гелифицированного битума и полное отсутствие песчано-алевритовой терригенной примеси указывают на образование этих осадков в значительно удаленных от береговой линии частях мелководного морского бассейна. Соленость воды была нормальной (примесь кальцита в породах), иногда на северо-западе (район г. Норильска) несколько повышенной (наличие в некоторых образцах сингенетического доломита и единичных кристаллов барита и целестина). Присутствие в аргиллитах значительного количества гелифицированных битумов и диагенетического пирита указывает на то, что осадки формировались в восстановительной среде.

Глава IV. СОСТАВ И ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ И АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ ОРДОВИКСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Минералогический состав пород ордовика и силура на исследуемой территории изучался в шлифах и иммерсионных препаратах с целью выявления корреляционных минералов и их ассоциаций для различных горизонтов как по разрезам, так и по площади. Минералогическому исследованию в иммерсионных жидкостях подвергались тяжелые и легкие минералы песчано-алевритовых фракций (0,25—0,01 мм), выделенных из песчаных, алевритовых, глинистых и карбонатных пород, предварительно освобожденных от карбонатов и отмученных в ходе гранулометрического анализа от глинистой составляющей. Выбор фракции 0,25—0,01 мм был основан на том, что она является наиболее богатой разновидностями минералов (Батурин, 1932 или 1947; Шумилова, 1963). В легкой фракции подсчитывалось 300—400 зерен в жидкости с показателем преломления 1,542, в тяжелой фракции — 500—600 зерен в жидкости с показателем преломления 1,633. Процентное содержание обломочных минералов, входящих в состав как тяжелой, так и легкой фракций, высчитывалось от суммы терригенных компонентов, а количество аутигенных минералов — от суммы зерен всей тяжелой и легкой фракций.

Пирит, гематит, лимонит, барит, целестин, глауконит, сульфаты и карбонаты, образование которых связано со средой осадконакопления, выделены в аутигенную часть тяжелой и легкой фракций и в 100% не включались. При этом сульфаты и карбонаты в иммерсионных препаратах встречались очень редко, так как образцы перед механическим анализом подвергались обработке 5%-ной соляной кислотой. Для подсчета терригенных минералов во фракциях, где содержание пирита достигало более 90%, от последнего освобождались электростатическим сепаратором при напряжении 1500—2000 в.

Большая часть анатаза, лейкоксен, новообразования кварца и полевых шпатов, возникшие за счет разрушения других минералов, также включены в аутигенную часть тяжелой и легкой фракций. Необходимо оговориться, что почти на всей исследуемой территории в карбонатной части нижнего ордовика (устькютский и нижняя часть чуньского яруса) во многих случаях аутигенные полевые шпаты очень трудно отделить от терригенных, в результате чего при подсчете процентного содержания последних в указанных отложениях, возможно, допущена некоторая неточность.

При установлении терригенно-минералогических комплексов использовались тяжелые и легкие минералы, характеризующие петрографический состав провинции питания.

В работе использованы данные минералогических анализов Ю. Н. Занина (1964) по Ангаро-Чуньскому району, В. У. Петракова, Л. И. Килюной (1969) по р. Курейке.

Ниже описываются наиболее характерные для изученных отложений минералы кварц, полевые шпаты, кремнистые агрегаты: кремни и кварциты; разрушенные минералы, цирконы, турмалины, гранаты, ильмениты, эпидоты, амфиболы, пироксены, слюды, рутилы, апатит, шпинель, корунд. Из аутигенных минералов дается описание пирита, лимонита, гематита, барита, группы титанистых минералов, глауконита, кварца и полевых шпатов.

Кварц — основной породообразующий минерал в песчаниках и алевролитах ордовика и силура. Он составляет 70—100% обломочной части указанных пород (табл. XVII, 64, 65; XVIII, 66—68).

Кварц очень разнообразен. Он встречается в виде неправильных угловатых, угловато-окатанных и хорошо окатанных зерен, прозрачных без включений, прозрачных с включениями анатаза, рутила, циркона, пузырьков жидкости и газа. Нередко присутствуют обломки кварца с многочисленными непрозрачными точечными или тонкими пылеватыми включениями, которые располагаются беспорядочно, иногда ориентированно. Часто зерна кварца имеют оторочки обрастания, которые несут на себе следы окатанности. Иногда обломки кварца трещиноватые и имеют волнистое и мозаичное погасание. Вторичные изменения кварца выражаются в коррозии зерен и их регенерации (табл. XXI, 77—79; XXII, 80). Часто наблюдается замещение зерен кварца карбонатом.

Полевые шпаты в отложениях ордовика и силура представлены главным образом несдвойникованными калиевыми полевыми шпатами — ортоклазами. Решетки микроклина и двойники плагиоклаза встречаются единичными зернами в редких образцах. В некоторых толщах существенную роль играют кислые плагиоклазы (альбиты) с показателем преломления $< 1,539—1,540$, иногда отмечаются средние плагиоклазы с $N \sim 1,540$, редко основные с $N \sim 1,543$. Зерна полевых шпатов призматические, реже неправильной формы, угловатые по спайности, иногда полуугловатые, но встречаются и хорошо окатанные обломки. Зерна полевых шпатов часто значительно хуже окатаны, чем зерна кварца, и имеют несколько меньшие размеры, обычно они свежие, но встречаются сильно пелитизированные до непрозрачных или измененные процессами серицитизации. Последние свойственны для кислых плагиоклазов. Надо заметить, что зерна плагиоклазов чаще бывают более свежими, чем зерна ортоклазов. Содержание полевых шпатов колеблется в широких пределах — от единичных зерен до 97%. Наиболее повышенные их количества характерны для нерастворимых остатков из карбонатных пород нижнего ордовика и отдельных горизонтов силура, где содержание их по многим пробам превышает 70—90%. Возможно, что повышенный процент полевых шпатов здесь связан с процессами растворения и перераспределения обломочных зерен кварца, в результате чего получилась повышенная концентрация зерен полевых шпатов. Не исключена возможность, что большая часть мелких зерен полевых шпатов в карбонатных породах, имеющих значительную примесь глинистого материала, непосредственно связана с процессами механической дифференциации обломочного материала, в результате которой полевые шпаты обогащают более тонкозернистые осадки, осаждающиеся в наиболее удаленных от берега частях морского бассейна (Пустовалов, 1947).

Вторичные изменения полевых шпатов выражаются в их коррозии, регенерации и гидрослюдизации (табл. XXII, 81, 82). На юго-западе территории регенерация полевых шпатов часто наблюдается в песчаниках и алевролитах братской и кежемской свит разрезом рек Чуны и Бирюсы. Регенерация здесь выражается в восстановлении кристаллографических форм у зерен калишпатов и реже регенерационных обрастаний у плагиоклазов (Занин, 1964). На северо-западе, в районах р. Кулюмбэ и г. Норильска, процессы регенерации полевых шпатов широко развиты в карбонатной толще нижнего ордовика. Регенерация в этих отложениях выражается в виде оторочек обрастания вокруг зерен полевых шпатов с образованием идиоморфных кристаллов калие-

вых полевых шпатов и альбита (табл. XXII, 82). В некоторых образцах видна многоступенчатая альбитизация. Угасание зерен и оторочек обрастания часто неодновременное. Обычно новообразования полевых шпатов прозрачные, иногда с мелкими включениями глинистых частичек или тонких зерен кальцита. Процессы коррозии зерен полевых шпатов, так же как и зерен кварца, типичны в основном для карбонатных толщ ордовика и силура. Очень часто можно наблюдать в шлифах, как карбонат проникает в обломки, образуя зубчатые или острые выступы, а иногда полностью замещая его. Гидрослюдизация полевых шпатов наблюдается часто в глинистых и карбонатно-терригенных толщах ордовика и силура.

Кремнистые агрегаты представлены обломками кремней и кварцитов с $N=1,538-1,540$. Форма обломков неправильная, очертания угловатые и полуугловатые. Зерна прозрачные, иногда с небольшим содержанием пылеватых включений. В скрещенных николях видна агрегационная структура.

Разрушенные минералы, или обломки пород, в основной своей массе представляют выветрелые и сильно измененные полевые шпаты и обломки кремнисто-слюдистых, глинисто-слюдистых и других пород. Они обычно полупрозрачные и непрозрачные, неправильных угловатых и полуугловатых очертаний.

Цирконы являются весьма распространенными минералами тяжелых фракций и по своим типоморфным особенностям очень разнообразны. Чаше всего они встречаются в виде коротко- и длиннопризматических кристаллов с пирамидальными или бипирамидальными ограничениями. Нередко обломки кристаллов имеют неправильную форму. Степень окатанности разнообразная; наблюдаются зерна от угловатых и полуугловатых до прекрасно окатанных, имеющих шарообразную форму (табл. XXIII, 83). Хорошо окатанные цирконы характерны для верхов чуньского яруса и среднего ордовика, особенно для байкитских песчаников. Часто встречаются кристаллы с зональной структурой. Зерна обычно бесцветные, иногда розовые и желтые. Прозрачные цирконы нередко содержат включения пузырьков газа или жидкости, удлиненные тонкие кристаллы рутила, ориентировка которых совпадает с ориентировкой зерен. Содержание циркона в тяжелых фракциях колеблется от 2 до 81% (преобладают фракции с повышенным содержанием циркона).

Турмалин является постоянным минералом в отложениях ордовика и силура и часто отмечается в значительных количествах (от 2 до 52%) (табл. XXIII, 83). Зерна в виде длинных тонких или короткостолбчатых призм, иногда изометричны. Встречаются обломки кристаллов. Окатанность зерен неодинаковая, наряду с угловатыми и полуугловатыми разновидностями встречаются хорошо окатанные турмалины, характерные, главным образом, для пород верхней части чуньского яруса (особенно для песчаников байкитской свиты) и для среднего ордовика. Отмечается несколько разновидностей турмалина в зависимости от их состава, показателей преломления, цвета и интенсивности плеохроизма: магнезиальные и щелочные турмалины с плеохроизмом от бесцветного до бледно-розового, до желто-зеленого, до зеленого, определяющиеся как дравиты; магнезиальные (шерлиты), плеохроирующие от розового до светло-зеленого, до буро-зеленого, до темно-зеленого, почти черного. Наиболее распространены турмалины, плеохроирующие в розовых и зеленых тонах. Редко отмечаются турмалины голубовато-синие, плеохроирующие до темно-синего, или почти без плеохроизма, определяющиеся как шерл. Иногда обнаруживаются по-

лихромные турмалины, окрашенные в розовые и синие цвета. Зерна турмалина обычно прозрачные, но встречаются призмы с многочисленными включениями черного вещества, пузырьков газа или жидкости. Отдельные зерна имеют зональное строение. Вторичные изменения турмалина нами отмечены на р. Подкаменной Тунгуске (верхняя часть чуньской и байкитская свита) и в районе г. Норильска (венлокский ярус). Они выражены в регенерации зерен в виде идиоморфных кристаллов, оторочек обрастания вокруг обломочных зерен, чаще в форме односторонних щеточкообразных наростов по удлинению кластических зерен турмалина (табл. XXIII, 84). В байкитских песчаниках р. Подкаменной Тунгуски некоторые зерна имеют двойные оторочки вокруг обломочного зерна — окатанную и угловатую. Обычно обломочное зерно и аутигенная часть зерна плеохроируют неодинаково, что указывает на разный их химический состав. Новообразованная часть зерна часто содержит многочисленные точечные непрозрачные включения. Аналогичные аутигенные образования турмалина нами наблюдались в эвенкийской свите верхнего кембрия на р. Подкаменной Тунгуске. Наличие турмалинов с окатанными оторочками обрастания в байкитских песчаниках свидетельствует о возможном образовании последних за счет размыва нижележащих пород кембрия. Аутигенный турмалин отмечен также в карбонатных породах ордовика и силура р. Мойеро и в нижекембрийских отложениях верхнего течения р. Суухарихи (Гелецян, 1967).

Гранат почти постоянно, но редко в повышенных количествах присутствует в разрезах западной и северо-западной частей территории. Он в основном бесцветный, редко отмечаются розовые и желтые гранаты. На юго-западе в Ангаро-Бирюсинском районе гранаты являются одним из основных коррелятивных минералов; кроме бесцветных гранатов, здесь широко распространены розовые и красные их разновидности (Занин, 1964). Форма зерен неправильная, изометричная, редко кристаллическая, с гладкой, иногда с неровной (черепитчатой) поверхностью; очертания угловатые, полуугловатые, реже окатанные, последние характерны для верхней части чуньского яруса, для среднего и верхнего ордовика. В некоторых зернах граната встречаются включения пузырьков газа, жидкости, мелких кристаллов рутила, циркона и других минералов.

Ильменит в отложениях ордовика и силура является весьма распространенным и нередко преобладающим среди терригенных минералов.

Магнетит встречается значительно реже, что, вероятно, связано с его меньшей устойчивостью. Зерна ильменита и магнетита непрозрачные, железно-черные в проходящем и пурпурно-серые, иногда с синеватым оттенком в отраженном свете. Форма зерен неправильная, угловатая и угловато-окатанная, в некоторых толщах хорошо окатанная (верхняя часть чуньского и криволуцкий ярус). Магнетит в отличие от ильменита магнитен. Наблюдаются изменения зерен ильменита в анатаз, нередко в лейкоксен.

Эпидот, цоизит и клиноцоизит присутствуют обычно в виде неправильных, иногда призматических зерен, угловато-окатанных, редко окатанных очертаний. Эпидоты желто-зеленые, бесцветные, лимонно-желтые, плеохроирующие до бледно-желтого, прозрачные, часто сильно загрязненные пылеватыми включениями, в скрещенных николях имеют яркую интерференционную окраску. Цоизиты и клиноцоизиты бесцветные, редко зелено-желтые, с бледно-голубой интерференционной окраской. Минералы эпидота в отложениях ордовика и

силура встречаются довольно часто, иногда составляя значительную часть тяжелой фракции.

Амфиболы в основном представлены обыкновенной роговой обманкой. Типичны вытянутые призматические, иногда изометричные зерна с хорошо выраженной спайностью, с неровными концами, угловатые, полуугловатые, реже полуокатанные. На некоторых минералах видны следы коррозии. Цвет зеленый, сине-зеленый, желто-зеленый, буровато-зеленый, нередко со слабым плеохроизмом. В редких образцах были отмечены единичные зерна базальтической роговой обманки, глаукофана и тремолита.

Пироксены представлены в основном диопсидом, редко встречаются авгит, эгерин и гиперстен. Диопсид отмечен в виде угловатых и полуугловатых с зазубренными концами кристаллов, короткопризматических с хорошо выраженной спайностью, с большим ($35-37^\circ$) углом угасания, бесцветных, желтовато-зеленых, иногда с едва заметным плеохроизмом, с $Ng=1,694$, $Nm=1,671$ и $Np=1,664$ и высоким двупреломлением. Зерна диопсида прозрачные, без каких-либо включений. Авгит обнаружен в форме призматических и неправильных обломков угловатых и полуугловатых, бурых, буро-зеленых, розовато-коричневых, со слабым плеохроизмом. Эгерин присутствует в виде призматических угловатых кристаллов, зеленых, плеохроирующих до бледно- и густо-зеленого. Угол угасания по $Ng=34^\circ$. Гиперстен встречен в виде угловатых призматических зерен с неровными зазубренными концами, с прямым угасанием и темными включениями по спайности. Характерны цвета плеохроизма от розового до зелено-розового или бледно-зеленого и бесцветного. Минералы группы пироксенов типичны для силурийских отложений северо-запада исследуемой территории, где они составляют значительную часть тяжелой фракции.

Слюды в изученных отложениях встречаются часто, но в небольших количествах. Наиболее обычны мусковит и зеленая слюда, в редких образцах отмечаются биотит, хлорит и хлоритид. Мусковит присутствует в виде округлых пластинок или бесцветных прозрачных листочков; иногда на поверхности листочков наблюдаются мелкие кристаллы аутигенного пирита. К зеленой слюде относятся округлые пластинки от бледно-зеленоватых до зеленых цветов, прозрачные, в некоторых случаях с темными непрозрачными включениями. Зеленые слюды состоят, видимо, частично из хлорита. От последнего они отличаются более высоким показателем преломления. Биотит отмечен в форме пластинок и листочков, окрашенных в бурый, зелено-бурый и коричневый цвета. Часто пластинки мутные, обесцвеченные, разложившиеся; в них видны следы коррозии. За хлорит принимались округлые пластинки зеленые, ярко-зеленые, иногда с бесцветными пятнами, нередко мелкочешуйчатые, с характерной аномальной интерференционной окраской или изотропные. Хлоритоид, являющийся представителем хрупких слюд, встречается очень редко в виде округлых пластинок, голубовато-зеленых, плеохроирующих до желто-зеленого, прозрачных. По краям иногда заметно расщепление пластинок.

Рутил в отложениях ордовика и силура присутствует постоянно, иногда в повышенных количествах. Он встречается в виде призматических зерен или неправильных обломков, а изредка в виде коленчатых двойников, угловатых, полуугловатых или хорошо окатанных. Цвет золотисто-желтый, медово-желтый, красно-бурый, иногда зерна полупрозрачные со следами разрушения (криволецкий ярус). На гранях некоторых зерен видна тонкая косая штриховка. По рутилу иногда наблюдаются новообразования лейкоксена и анатаза.

Апатит встречается редко. Обычно зерна апатита призматические и изометричные с угловатыми, полуугловатыми, редко окатанными очертаниями, бесцветные, прозрачные. В некоторых зернах обнаруживаются включения пузырьков флюида (газа?) или черного вещества.

Шпинель отмечается в виде угловатых и полуугловатых неправильных осколков с раковистым изломом, красно-бурого, желто-бурого, буро-коричневого цветов. В отложениях ордовика и силура шпинель присутствует в редких образцах. Но иногда содержание шпинели может быть значительным.

Корунд представлен в виде угловатых и полуугловатых, неправильной формы обломков, бесцветных, иногда с зелеными и синими пятнами, синих, индигово-синих, плеохроирующих до голубовато-зеленого и бледно-синего. Излом раковистый, рельеф высокий, двупреломление низкое. В отложениях ордовика и силура корунд не является распространенным минералом. Он встречается обычно единичными зернами, но в некоторых образцах содержание его значительное.

Пирит встречается в форме кубов, шаровидных конкреций, агрегатов мельчайших кристаллов, иногда палочкообразных зерен.

Лимонит обычен в основном для отложений ордовика, особенно для зоны развития красноцветных отложений. Присутствует в виде неправильно-округлых зерен землистых агрегатов, нередко образует псевдоморфозы по пириту, ильмениту и другим минералам. Цвет бурый до черного.

Гематит отмечается редко в малых количествах. Он красно-бурого цвета, неправильной или, что чаще, веерообразной формы.

Барит зафиксирован только в солонцоватоводных отложениях, часто совместно с целестином. В большинстве случаев зерна барита имеют призматическую и изометричную форму с угловатыми, редко полуугловатыми очертаниями. Они бесцветные, прозрачные, нередко с многочисленными точечными непрозрачными включениями (табл. XXIII, 85). Показатели преломления по $N_g=1,648$, по $N_m=1,637$. Двупреломление низкое. Наиболее характерно наличие барита совместно с целестином в бассейнах рек Подкаменной и Сухой Тунгусок, Кулюмбэ и в районе г. Норильска, где они отмечены в породах чуньского и лландоверийского, иногда лудловского ярусов, составляя в отдельных образцах 5—35%, а иногда и всю породу. Барит и целестин встречаются также в отложениях ордовика и силура в Ангаро-Чуньском районе (Занин, 1964).

Анатаз, брукит и лейкоксен присутствуют в одних и тех же образцах. Анатаз и лейкоксен являются распространенными минералами, особенно среди ордовикских отложений, где они содержатся часто в повышенных количествах. Брукит отмечается редко. Анатаз представлен квадратными или прямоугольными кристаллами, неправильно-округлыми, округло-угловатыми, угловатыми или неправильными зернами, состоящими иногда из агрегатов очень мелких кристаллов. Встречаются таблички с пирамидками на концах. Цвет золотисто-желтый, синий, бурый, часто зерна бесцветные или полупрозрачные. Зерна анатаза обычно значительно мельче или крупнее терригенных минералов, что подтверждает их аутигенное происхождение (табл. XXIII, 86, 87). Брукит квадратный или прямоугольный. Зерна бесцветные и желтые, иногда со слабым плеохризмом, на некоторых кристаллах видна косая штриховка. Различить брукит и анатаз часто невозможно, отдельные зерна брукита отличаются от анатаза только по аномальной интерференционной окраске и по отсутствию полного погасания. Образование вторичных кристаллов анатаза и брукита в отложениях ордо-

вика и силура, вероятно, связано с раскристаллизацией лейкоксона. Об этом говорят часто встречающиеся переходные формы этих минералов, трудно поддающиеся диагностике. Лейкоксен тонкозернистый, губчатый, округлой и округло-угловатой формы часто с неровными очертаниями, непрозрачный в проходящем свете и белый, желтовато-белесый в отраженном свете. Иногда видны зерна со следами перехода от ильменита к лейкоксену и от лейкоксона к анатазу. Анатаз, брукит и лейкоксен мы относим к аутигенным минералам, хотя, возможно, часть зерен лейкоксона принесена, а часть образовалась на месте за счет разложения обломочного ильменита, реликты которого часто видны в зернах лейкоксона.

Глауконит* отмечается в виде неправильно-округлых и продолговатых зерен, иногда эллипсоидных стяжений размером 1,5—2 мм (р. Ангара) агрегативной структуры. Цвет голубовато-зеленый, желто-зеленый, травяно-зеленый. Отдельные зерна характеризуются плеохроизмом различной интенсивности. На юго-западе в Чуне-Бирюсинском и Ангара-Илимском районах глауконит встречается в большом количестве в породах устькутской свиты, значительно меньше в отложениях нижней части ийской свиты и редко в породах среднего ордовика (Занин, 1964). В бассейне р. Подкаменной Тунгуски значительные содержания глауконита (5—10%, иногда 30% породы) приурочены к карбонатно-терригенным отложениям пролетарской свиты (верхняя часть), чуньской свиты и столбовой свиты (нижняя часть) и в меньших количествах присутствует в породах байкитской свиты, в мангазейском и долборском ярусах. В районах северо-запада Сибирской платформы глауконит встречается в редких образцах криволуцкого и мангазейского ярусов.



* В иммерсионных препаратах глауконит встречается редко, так как он растворяется вместе с карбонатами при дезинтеграции породы.

Глава V. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ И АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ И ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ОРДОВИКСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

УСТЬКУТСКИЙ ЯРУС

В породах устькутского яруса в пределах Присаянской структурно-фациальной зоны, по данным Ю. Н. Занина (1964), основным терригенным минералом тяжелой фракции является гранат, среднее содержание которого на р. Чуне составляет 46%, на р. Бирюсе—53%. В меньших количествах присутствуют циркон (16—20%), турмалин (5—10%) и рутил (11—6%). В Ангаро-Илимском районе содержание граната низкое, но значительно содержание циркона (25—28%), рутила (19—29%), турмалина (13—16%), в заметном количестве встречается сфен (до 2%). Легкие минералы на реках Чуне и Бирюсе состоят в основном из кварца (88—95%), полевые шпаты играют весьма малую роль (2—6%). Из аутигенных минералов наиболее характерными являются пирит и глаукоцит, получившие наибольшее распространение в Присаянье. Терригенно-минералогическим комплексом устькутских отложений в Чуно-Бирюсинском районе является циркон-гранатовый, в Ангаро-Илимском — турмалин-рутил-цирконовый (рис. 32).

Отложения устькутского яруса в среднем течении р. Подкаменной Тунгуски представлены доломитовыми породами, содержащими 2,5—12% песчано-алевритовой примеси. Выход тяжелой фракции в ней невысокий и составляет 0,63—0,69%. В терригенной части тяжелой фракции здесь преобладают устойчивые минералы: турмалин (22—52%), циркон (29—47%), рутил (4—6%), эпидот (10—11%), ильменит и магнетит (до 7%). Единичными зернами встречаются обыкновенная роговая обманка, бесцветная и зеленая слюда, гранат, шпинель. Среди обломочных минералов легкой фракции преобладают зерна кварца (79—87%); полевые шпаты, представленные главным образом ортоклазами, составляют от 7 до 16%, обломки кремней и кварцитов — до 3%, мусковит — до 5% (табл. 29, рис. 14, 15). Характерны слабая окатанность зерен и средняя степень их сортированности. Аутигенный комплекс характеризуется широким развитием группы титанистых минералов: анатаза (8—21%) и лейкоксена (30—47%). Значительную роль играют пирит (8—77%) и лимонит (1—14%). Редко встречаются новообразования гематита (до 2%). Терригенно-минералогический комплекс пород устькутского яруса в среднем течении р. Подкаменной Тунгуски является ильменит-эпидот-циркон-турмалиновым (рис. 32).

Изучение тяжелых минералов в отложениях устькутского яруса в нижнем течении р. Подкаменной Тунгуски показало, что их содержание такое же, как и в среднем течении. Преобладают зерна ильменит-магнетита, циркона, турмалина, рутила, эпидота, содержание граната увеличивается до 4%. Единичными зернами отмечаются биотит, мусковит, зеленая слюда и шпинель. Легкая фракция состоит из зерен кварца (до 44%), полевых шпатов (до 38%) и обломков кремней (до 6%); до 11% фракции составляют выветрелые зерна полевых шпатов. Аутигенные минералы здесь также представлены лейкоксеном и анатазом. Терригенно-минералогическим комплексом отложений устькутского яруса в нижнем течении р. Подкаменной Тунгуски можно считать эпидот-гранат-турмалин-циркон-ильменитовый (рис. 32).

В бассейне р. Курейки отложения устькутского яруса характеризуются: моноклинными пироксенами (2—17%), цирконом (19—59%), рутилом (6—40%), турмалином (8—23%), в отдельных образцах встречаются шпинель (2—9%), гранат (10—12%), обыкновенная роговая обманка (до 24%), ильменит (до 76%) (см. табл. 29, рис. 14). В легких минералах неравномерно распределены кварц и полевые шпаты, но чаще преобладают последние (см. табл. 29 и рис. 14, 15). Такое неравномерное содержание минералов легкой фракции мы предполагаем связываем с растворением обломочных зерен кварца в процессе диагенеза и эпигенеза и перераспределением кремнезема в линзы и прослои кремня, которые широко развиты среди карбонатных пород устьмундуйской свиты. Довольно часто среди легких минералов присутствуют зеленые слюды (3—7%). Из аутигенных минералов преобладают лимонит (33—100%), иногда пирит (59—97%), в значительных количествах отмечаются анатаз и лейкоксен (7—33%). Терригенно-минералогическим комплексом устькутских отложений на р. Курейке является пироксен-рутил-турмалин - цирконо-ильменитовый (рис. 32).

На р. Кулумбэ в отложениях устькутского яруса содержание фракции 0,01—0,25 мм составляет 0,7—23%. Тяжелые по

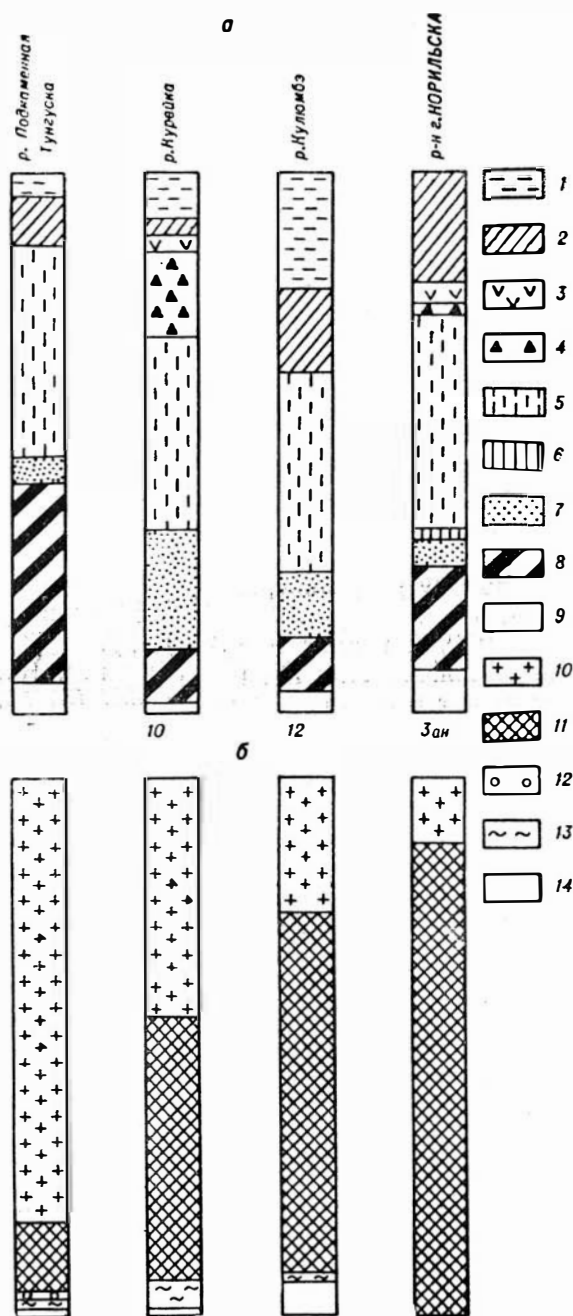


Рис. 14. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракций (0,25—0,01 мм) в породах устькутского яруса.

Тяжелая фракция (а): 1 — ильменит; 2 — эпидот-цоизит; 3 — амфиболы; 4 — пироксены; 5 — циркон; 6 — гранат; 7 — рутил; 8 — турмалин; 9 — прочие минералы. Легкая фракция (б): 10 — кварц; 11 — полевые шпаты; 12 — обломки кремнистых пород; 13 — слюды; 14 — прочие минералы.

Содержание основных минералов в тяжелой и легкой фракциях пород (размером

Терригенные

тяже

Район	Количество анализов	Карбонатность, %	% выхода тяжелой фракции	Терригенные							
				ильменит	эпидот-цоизит	амфиболы	пироксены	слюды	гранат	циркон	турмалин
р. Подкаменная Тунгуска	3	65—93,58	0,63—0,69	до 7	10—11	—	†*	†	†	29—47	22—52
р. Курейка	10			до 76	до 25	до 24	2—16		до 12	10—59	1—23
р. Кулюмбэ	16	38—97,9	0,06—0,4	4—79	4—42	до 1	до 4	до 2	до 1	16—66	1—18
р-н г. Норильска	5	55—85	0,05—0,4	—	8—36	до 9	6—7		4—7	18—55	3—30

* Здесь и в последующих таблицах знак † обозначает содержание <1%.

удельному весу минералы достигают 0,06—0,4% от указанной фракции (см. табл. 29, рис. 14). Среди них ведущее место занимают: циркон (16—66%), эпидот (4—42%), рутил (7—33%) и турмалин (1—18%); значительны содержания ильменита, магнетита (4—79%). Их сопровождают моноклинные пироксены (от единичных зерен до 4%), обыкновенная роговая обманка (до 1%); отмечаются единичные зерна мусковита, биотита, зеленой слюды, граната, шпинели, апатита и в некоторых породах в большом количестве (до 23%) цоизит-клиноцоизита. Состав минералов легкой фракции следующий: кварц 7—67%, полевые шпаты 27—82%, обломки кремнистых пород от единичных зерен до 2%,

серицитизированные зерна 1—19%, мусковит до 8% (см. рис. 14, 15). Непостоянно присутствуют зеленая слюда и хлоритизированные зерна. Неравномерное содержание кварца и часто значительное преобладание полевых шпатов над кварцем, вероятно, как и в разрезе р. Курейки, можно объяснить растворением обломочных зерен кварца в щелочной карбонатной среде и перераспределением его в идиоморфные кристаллы кварца, в линзы и прослойки кремня, характерные для пород устькутского яруса. Серицитизированные зерна, видимо, образовались за счет изменения полевых шпатов. Процессы аутигенного минералообразования в породах устькутского яруса р. Кулюмбэ разнообразны. Широкое распространение получил пирит-марказит (от единичных зерен до 98%, преобладают повышенные количества), лимонит (от единичных зерен

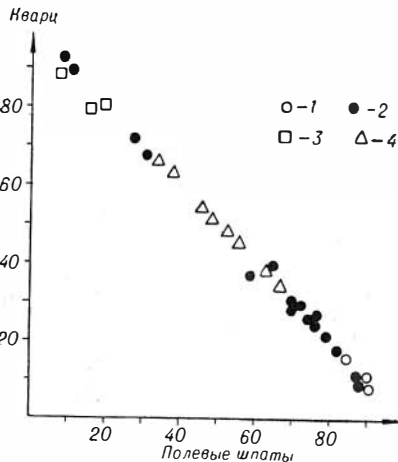


Рис. 15. Содержание кварца и полевых шпатов в отложениях устькутского яруса.

1 — Норильский район; 2 — р. Кулюмбэ; 3 — р. Подкаменная Тунгуска; 4 — р. Курейка.

0,25—0,01 мм) устькутского яруса

минералы, %								Аутигенные минералы, %					
л е				л е г к и е				т я ж е л ы е			л е г к и е		
рутил	анатит	шпинель	корунд	кварц	полевые шпаты	обломки кремней, кварцитов	слюды	пирит	лимонит	анатаз, рутил, брукит	лейкоксен	кварц	полевые шпаты
1—6	—	до 4	—	79—87	7—16	до 3	до 5	8—77	1—14	8—21	30—47	—	—
2—40	—	до 9	—	30—50	44—70	+	до 8	59—97	33—100	6—158	—	—	—
7—33	до 3	—	+	7—67	27—82	до 2	до 8	2—98	1—72	1—35	1—41	до 20	до 15
2—24	—	—	до 6	10—16	84—90	+	—	—	—	—	—	до 100	до 100

до 72%), а также группа титанистых минералов—анатаз (от единичных зерен до 35%) и лейкоксен (от единичных зерен до 41%), в обоих случаях преобладают повышенные их количества. Среди легких минералов характерны новообразования кварца (до 20%) и полевых шпатов (до 15%) в виде идиоморфных кристаллов и оторочек обрастания. Для устькутского яруса в районе р. Кулюмбэ намечается турмалин-рутил-ильменит-эпидот-цирконовый терригенно-минералогический комплекс (рис. 32).

В районе г. Норильска на Южно-Пясинской площади содержание фракции 0,01—0,25 мм в отложениях устькутского яруса колеблется от 3,2 до 20%. Выход тяжелых минералов невысокий—0,025—0,4%, лишь в одном образце 1,8%. Их состав характеризуется высоким содержанием циркона (18—55%), турмалина (18—30%) и рутила (2—24%); эпидот присутствует в количестве 7—14% (см. табл. 29, рис. 14). В отличие от минералогического состава пород более южных районов здесь, как и на р. Кулюмбэ, появились зерна корунда (2—6%), а также малоустойчивых и неустойчивых минералов, таких как доизит и клинодоизит (8—22%), обыкновенная роговая обманка (2—9%) и моноклинные пироксены (6—7%). Легкие фракции характеризуются кварц-полевошпатовым составом с содержанием полевых шпатов от 84 до 99% и кварца от 1 до 16%. Встречаются единичные зерна кремней и кварцитов. Полевошпатовый состав терригенной части легкой фракции в карбонатных породах, по всей вероятности, можно также объяснить концентрацией зерен полевых шпатов за счет растворения и перераспределения обломочных зерен кварца. Отложения устькутского яруса в Норильском районе характеризуются широким развитием аутигенного минералообразования. Наиболее типичным аутигенным минералом является шпирит-марказит, который на 81—99% составляет тяжелую фракцию, в отдельных образцах в значительных количествах присутствуют новообразования анатаза (до 23%) и лейкоксена (до 30%), иногда барита (до 8%). Значительным изменениям подверглись и легкие минералы (см. табл. 29). В некоторых образцах легкие фракции целиком состоят из аутигенного кварца, представленного идиоморфными кристаллами и тонкокристаллическим кремнеземом, или из очень мелких идиоморфных крис-

таллов полевых шпатов в виде сростков кристаллов альбита с многослойными оторочками обрастания. Новообразованные зерна полевых шпатов иногда полупрозрачные из-за темных включений, захваченных при их образовании.

Терригенно-минералогический комплекс для отложений устькутского яруса в районе г. Норильска — амфибол-пироксен-эпидот-ционзит-рутил-турмалин-цирконовый (рис. 32).

ЧУНЬСКИЙ ЯРУС

В Присаянской структурно-фацальной зоне первая и вторая пачки ийской свиты в разрезах рек Чуни и Бирюсы имеют близкий минералогический состав и содержат, по данным Ю. Н. Занина (1964), в сред-

Содержание основных минералов в тяжелой и легкой фракциях (размером 0,25—

Район	Количество анализов	Карбонатность, %	% выхода тяжелой фракции	Терригенные минералы, %											
				тяжелые											
				ильменит	эпидот-ционзит	амфиболы	пироксены	слюды	гранат	циркон	турмалин	рутил	апатит	шпинель	
р. Подкаменная Тунгуска (II разрез)	8	6,5—93,5	0,03—0,63	1—60	1—15	до 2	до 4	+	до 4	21—65	9—50	3—9			
р. Подкаменная Тунгуска (I разрез)	3	42,5—77,5	0,21—2,3	21—76	5—11				до 2	12—34	2—28	1—20			до 2
р. Курейка	16			44—69	до 18	до 8	1—26	+	до 13	4—80	7—55	5—12			до 10
р. Кулюмба	8	52—95,6	0,1—1,88	3—70	3—16	до 2	2—51	+	до 1	26—58	1—12	1—10	до 8		до 19
р-н г. Норильска	3	44—76	0,09—0,1	до 9	9—16				до 2	28—69	9—33	11—15	до 5		до 5

нем большое количество граната (33—40%), меньше циркона (17—12%), апатита (13—10%), рутила (10—4%) и турмалина (7—8%). Минералогический состав третьей пачки, изученный только в бассейне р. Чуни, представлен цирконом (14%), рутилом (9%) и апатитом (32%). Четвертая пачка, изученная в районах рек Чуни и Бирюсы, характеризуется увеличением соответственно циркона (27—19%), часто розового турмалина (12—10%), рутила (33—9%), несколько повышенным содержанием ставролита (до 8%) и резким падением содержания граната. В бадарановской свите распределение минералов между пачками близкое к ийской свите. На р. Ангаре минералогический состав ийской и бадарановской свит такой же, как и состав нижних пачек этих свит в более западных разрезах. Среди легких минералов кварц присутствует в резко повышенных количествах (93—96%), полевые шпаты имеют сугубо подчиненное значение (2—5%). Из аутигенных минералов отмечаются пирит и глаукоцит, которые содержатся в значительно меньших количествах по сравнению с устькутским ярусом. Для пород чуньского яруса на р. Ангаре и в Чуно-Бирюсинском районе характерно чередование пачек с циркон-гранатовым и турмалин-рутил-цирконовым комплексом (рис. 33, 34).

В среднем течении р. Подкаменной Тунгуски верхние горизонты чуньской свиты обогащены песчано-алевритовым материалом. Фракция 0,25—0,01 мм составляет 4,3—40,5%. Общее содержание тяжелых минералов колеблется от 0,21 до 2,3%. Состав минералов такой же, как в

устькутском ярусе этого района. Ведущими по-прежнему остаются устойчивые минералы: циркон, турмалин, рутил. Менее распространены эпидот и ильменит. В виде единичных зерен присутствуют шпинели и гранаты (табл. 30, рис. 16). Легкая фракция характеризуется полевошпатово-кварцевым составом. Кварц достигает 61—100%, полевые шпаты — от единичных зерен до 34%, мусковит — до 2% (см. табл. 30, рис. 16, 17). Характерными аутигенными минералами можно считать пирит-марказит (до 48%), лимонит (3—36%) и группу титанистых минералов, представленных анатазом (до 17%) и лейкоксеном (38—42%). В небольших количествах присутствует вторичный гематит, иногда целестин. Терригенно-минералогическим комплексом для чуньской свиты в среднем течении р. Подкаменной Тунгуски можно считать эпидот-ильменит-рутил-турмалин-цирконовый (рис. 33).

Таблица 30

0,01 мм) пород чуньского яруса (нижняя часть)

Аутигенные минералы, %												
легкие			тяжелые							легкие		
кварц	полевые шпаты	обломки кремней, кварцитов	пирит	лимонит	гематит	барит	анатаз, рутил, брукит	лейкоксен	целестин	кварц	полевые шпаты	глаукоцит
67—99	1—30	до 9		до 36		2—100	1—44	16—52	до 100			
61—100	до 34	+	31—48	3—36	до 5		до 17	38—42	до 8			до 1
34—67	33—66	—	22—74	29—84				6—52				
1—61	38—98	1—8	1—91	3—78		до 1	2—32	1—19		до 93		1—20
3—29	71—97	+	1—60	—			6—12	12—67				

В нижнем течении р. Подкаменной Тунгуски в породах чуньской свиты фракция 0,25—0,01 мм значительно преобладает, достигая 20,2—78,1%. Изучение тяжелых минералов показало, что их содержание равно 0,16—0,63%. В двух образцах, тяжелые минералы которых целиком состоят из целестина или из целестина и барита, оно достигает соответственно 2,7 и 20%. Состав тяжелых минералов здесь более разнообразный. Также преобладает группа устойчивых минералов (см. табл. 30, рис. 16), ильменит продолжает присутствовать в повышенных количествах, кроме эпидота, появились цоизит и клиноцоизит (от единичных зерен до 9%), наблюдается обыкновенная роговая обманка (до 2%), непостоянно — гранаты (до 4%) и пироксены, в основном моноклинные (до 4%). В легких фракциях продолжает господствовать кварц, полевые шпаты имеют сугубо подчиненное значение, постоянно присутствуют кремни и кварциты. Среди аутигенных минералов преобладающей становится группа титанистых минералов, представленных в основном анатазом (44%) и лейкоксеном (16—52%), крайне непостоянно, но в повышенных количествах присутствуют лимонит, барит и целестин (см. табл. 30). Для пород чуньской свиты в нижнем течении р. Подкаменной Тунгуски характерна цоизит-рутил-турмалин-ильменит-цирконовая ассоциация минералов (см. рис. 16).

Терригенные компоненты в тяжелых фракциях в отложениях нижней части чуньского яруса на р. Курейке в сравнении с устькутскими почти не меняются и отличаются только некоторым увеличением содер-

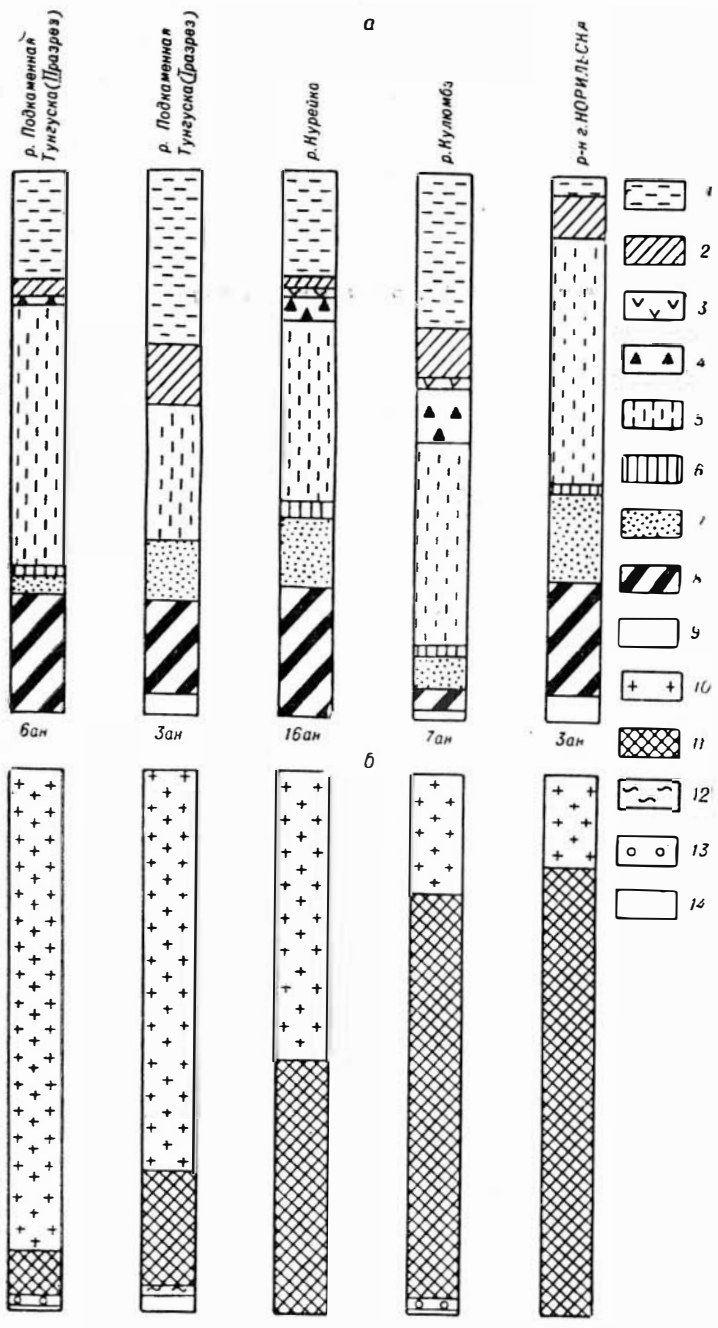


Рис. 16. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракций (0,25—0,01 мм) в породах чувашского яруса (нижняя часть—чувашская свита и ее аналоги).

Тяжелая фракция (а): 1—ильменит; 2—эпидот-доизит; 3—амфиболы; 4—лироксены; 5—циркон; 6—гранат; 7—рутил; 8—турмалин; 9—прочие минералы.

Легкая фракция (б): 10—кварц; 11—полевые шпаты; 12—слюды; 13—обломки кремнистых пород; 14—прочие минералы.

жания ильменита и шпинели (см. табл. 30, рис. 16). Для легких минералов характерно такое же колебание в содержании кварца и полевых шпатов, как и в породах устькутского яруса. Среди аутигенных минералов преобладает иногда пирит, иногда лимонит, в значительных количествах содержатся анатаз и лейкоксен. Породы нижней части чуньского яруса на р. Курейке характеризуются пироксен-ильменит-рутил-турмалин-цирконовым терригенно-минералогическим комплексом, который унаследовал основные признаки комплекса устькутского яруса (рис. 33).

Песчано-алевролитовая фракция в отложениях нижней части чуньского яруса в разрезе р. Кулюмбэ содержит в незначительном количестве (0,01—0,52%, редко 2,21%). Общее содержание тяжелых минералов обычно низкое. Оно здесь редко достигает 1,8% и бывает менее 0,06%. Состав терригенных тяжелых минералов характеризуется в основном группой устойчивых минералов (циркон, турмалин, рутил), постоянно в значительных содержаниях присутствуют эпидот (3—16%) и ильменит (3—70%), в большем количестве, чем в породах устькутского яруса, встречаются здесь моноклинные пироксены (2—51%) и обыкновенная роговая обманка (до 2%), в некоторых образцах шпинель (до 19%) и апатит (до 8%), отмечаются единичные зерна граната и слюды (см. табл. 30, рис. 16). Легкая фракция, как и в породах устькутского яруса этого района, имеет кварцево-полевошпатовый состав, полевые шпаты составляют 47—99% (преобладают повышенные содержания), кварц 1—46%, в значительных количествах присутствуют кремни и кварциты (до 8%), встречаются единичные зерна слюды (см. табл. 30, рис. 16, 17). Характерными аутигенными минералами в тяжелых фракциях являются пирит-марказит, лимонит, анатаз, лейкоксен (см. табл. 30). В легкой фракции широко развиты новообразования кварца (1—93%) и альбита (1—46%), из которых иногда состоит вся фракция. Терригенно-минералогическим комплексом для пород нижней части чуньского яруса в бассейне р. Кулюмбэ можно считать пироксен-эпидот-турмалин-рутил-циркон-ильменитовый (рис. 33).

В Норильском районе нижняя пачка чуньского яруса имеет повышенное содержание фракции 0,25—0,01 мм (20—31%). Незначительную ее часть (0,08—0,1%) составляют тяжелые минералы, представленные в основном цирконом, рутилом, турмалином и эпидотом, в редких образцах присутствуют слюды, ильменит, шпинель, апатит (см. табл. 30, рис. 16). Состав легкой фракции продолжает оставаться полевошпатовым (70—97%), кварц присутствует в значительно меньших количествах (3—29%), встречаются единичные зерна кремней и кварцитов (см. табл. 30, рис. 16, 17). Процессы аутигенного минералообразования приводили к образованию сульфидов в форме пирита-марказита и сульфатов в форме гипсов и ангидритов; широкое развитие получили тита-

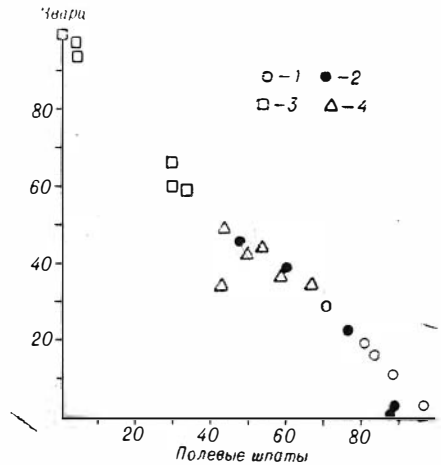


Рис. 17. Содержание кварца и полевых шпатов в отложениях чуньского яруса (нижняя часть — чуньская свита и ее аналоги).

1 — Норильский район; 2 — р. Кулюмбэ; 3 — р. Подкаменная Тунгуска; 4 — р. Курейка.

Содержание основных минералов в тяжелой и легкой фракциях пород (0,25—0,01 мм)

Район	Количество анализов	Карбонатность, %	% выхода тяжелой фракции	Терригенные						
				тяже						
				ильменит	эпидот-цоизит	амфиболы	пироксены	слюды	гранат	циркон
р. Подкаменная Тунгуска (III разрез)	5	7,4—15	0,1—0,31	2—9	1—6	до 1	до 2		+	38—73
р. Подкаменная Тунгуска (I разрез)	3	8,2—36	0,02—0,25	7—20	1—4				1—16	43—50
р. Курейка	3	до 60	3,5—4	до 60			до 5	+		до 17
р. Кулюмбэ	10	20—62	0,04—0,28	13—80	до 13	+	+	+	до 10	7—39
р-н г. Норильска . .	4	36,5—59	0,02—0,09	16—72	6—21	+		+	+	16—58

нистые минералы — анатаз и лейкоксен. По всей вероятности, здесь, как и в других карбонатных толщах нижнего ордовика, происходило интенсивное растворение и перераспределение обломочных зерен кварца. В районе г. Норильска для нижней части чуньского яруса можно считать характерным эпидот-турмалин-рутил-цирконный терригенно-минералогический комплекс (рис. 33).

Верхняя часть чуньского яруса в бассейне р. Подкаменной Тунгуски, представленная байкитской свитой, содержит значительное количество фракции 0,25—0,01 мм (56—83,7%). Тяжелые минералы в ней составляют очень малую часть (0,02—0,31%). В среднем течении реки для тяжелых минералов весьма характерны эпидот, ильменит и группа устойчивых минералов: циркон, турмалин, гранат, рутил (см. табл. 31, рис. 18). Легкие фракции песчаников отличаются кварцевым (88—97%) составом, значительно содержание обломков кремней и кварцитов, единичными зернами и непостоянно отмечаются полевые шпаты (см. табл. 31, рис. 18, 19). Характерным аутигенным минералом является лейкоксен, редко анатаз, встречаются единичные зерна лимонита.

В нижнем течении р. Подкаменной Тунгуски в байкитских песчаниках тяжелые минералы представлены также в основном ильменитом, эпидотом, цирконом, турмалином, рутилом и гранатом; роль последнего иногда усиливается. Кроме того, здесь появляются такие минералы, как цоизит, моноклинные пироксены и обыкновенная роговая обманка. В легкой фракции продолжает господствовать кварц. В самой нижней части реки несколько усиливается значение полевых шпатов (до 14%) (см. табл. 31, рис. 18, 19). Среди аутигенных минералов, помимо лейкоксена, повышается роль анатаза и лимонита. Кроме того, отмечаются вторичные изменения турмалина при регенерации зерен. Для легкой фракции типична регенерация кварца.

В корреляционную группу минералов байкитской свиты на р. Подкаменной Тунгуске входят кварц, циркон, турмалин, гранат, рутил, эпидот, ильменит. Терригенно-минералогическими комплексами являются: для среднего течения эпидот-гранат-ильменит-турмалин-кварцевый, для нижнего — эпидот-ильменит-рутил-турмалин-циркон-кварцевый, для приустьевой части — эпидот-ильменит-турмалин-циркон-гранат-кварцевый (рис. 34).

В отложениях верхней части чуньского яруса на р. Курейке (байкитская свита) песчано-алевритовая фракция (0,25—0,01 мм), как и на

чуньского яруса (верхней части)

минералы			Аутигенные минералы, %									
тяжелые			легкие			тяжелые					легкие	
турмалин	рутил	ишпиль	кварц	полевые шпаты	обломки кремней, кварцитов	пирит	лимонит	барит	анатаз, рутил, брукит	лейкоксен	кварц	полевые шпаты
8—46	7—12		93—95		5—6		1—40		3—52	6—18		
17—38	1—3	до 6	88—97	+	3—11		до 2		до 2	23—32		
до 10	до 8		86—100	до 8	до 3	до 100			до 8	до 10		
1—21	2—41		72—95	5—15	1—5	2—80	1—39	до 32	1—22	9—29	1—98	1—12
6—23	5—12	+	58—69	31—42	+	79	2—9	до 21	1—17	8—55	до 3	

р. Подкаменной Тунгуске, составляет значительную часть пород (до 85%). Тяжелые минералы имеют здесь повышенные содержания (3,5—4%) из-за присутствия пирита. Состав характерных тяжелых минералов (см. табл. 31, рис. 18) можно считать пироксен-рутил-турмалин-циркон-ильменитовым. Легкие фракции состоят из кварца, встречаются обломки кремней, кварцитов и полевых шпатов (см. табл. 31, рис. 18, 19). Наиболее характерным аутигенным минералом является пирит-марказит, содержание которого иногда достигает 100%. Второстепенными аутигенными минералами можно считать анатаз и лейкоксен. Для легких фракций типичны регенерационные каемки кварца. Терригенно-минералогическим комплексом отложенный байкитской свиты р. Курейки является пироксен-рутил-турмалин-циркон-ильменит-кварцевый (рис. 34).

На р. Кулюмбэ в верхней части чуньского яруса содержится фракции 0,25—0,01 мм колеблется от 1,9 до 69%. Тяжелые минералы составляют незначительную ее часть (0,04—0,4%). Среди них преобладает группа устойчивых минералов (ильменит-магнетит, циркон, рутил, турмалин), постоянно присутствует в неравномерно повышенных количествах эпидот, цоизит и клиноцоизит. Отмечаются единичные зерна обыкновенной роговой обманки, иногда моноклинных пироксенов, биотита, мусковита, зеленой слюды, сфена, шпинели и апатита (см. табл. 31, рис. 18). Состав легкой фракции кварцевый. Полевые шпаты в ней составляют 5—15%, кремни и кварциты — 1—5%; во всех образцах встречаются серицитизированные зерна, образованные за счет изменения полевых шпатов; в нижней части пачки присутствуют хлоритизированные обломки (см. табл. 31, рис. 18, 19). Процессы аутигенного минералообразования в отложениях развиты широко. Аутигенные минералы представлены лейкоксеном, анатазом, лимонитом, пиритом, кварцем и альбитом. Наиболее распространены группа титанистых минералов и идиоморфные кристаллы кварца (см. табл. 31). Корреляционные минералы верхней части чуньского яруса на р. Кулюмбэ представлены эпидот-турмалин-рутил-циркон-ильменит-кварцевой ассоциацией (рис. 34).

В Норильском районе в верхней пачке чуньского яруса песчано-алевритовая фракция размером 0,25—0,01 мм составляет 21,9—33,5%. Тяжелых минералов в ней 0,02—0,09%. Они представлены эпидотом и устойчивыми минералами (ильменит, циркон, рутил, турмалин). Легкие минералы, составляющие основную часть песчано-алевритовой фракции, имеют в основном кварцевый состав (58—88%), полевые шпаты при-

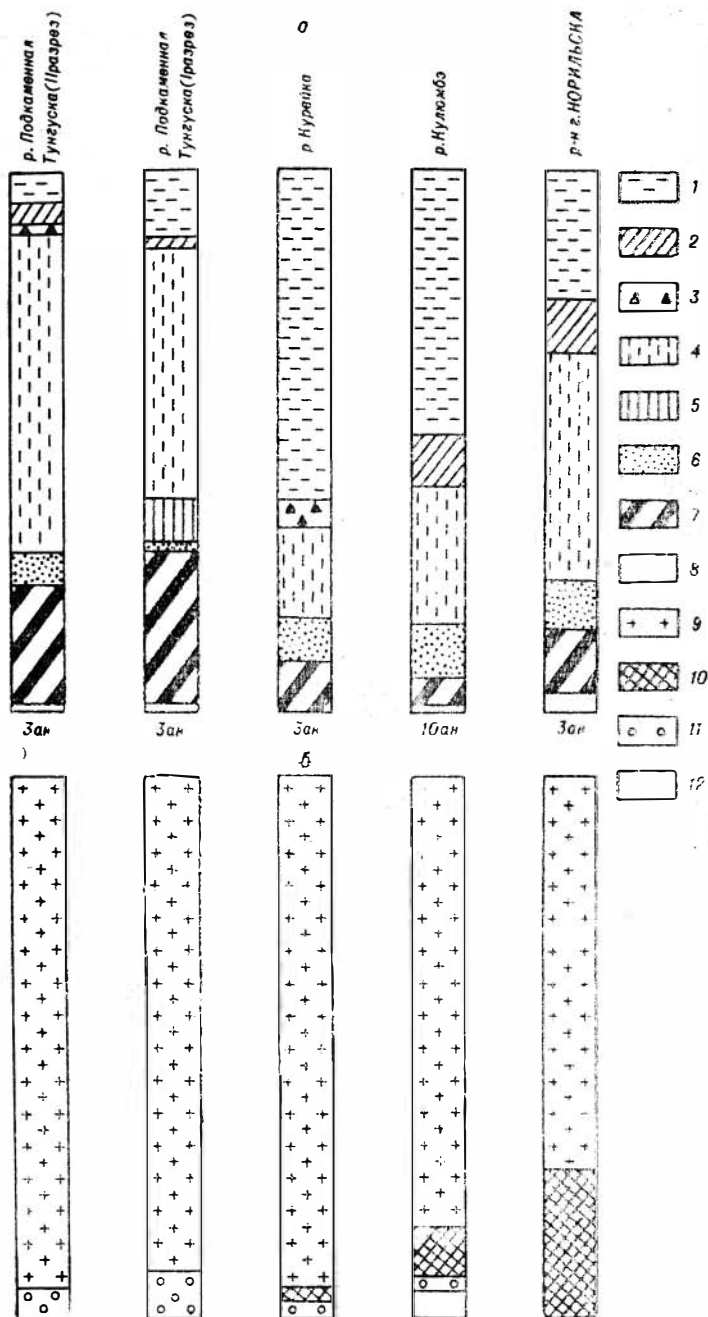


Рис. 18. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракций (0,25—0,01 мм) в породах чувьского яруса (верхняя часть — байкитская свита и ее аналоги).

Тяжелая фракция (а): 1 — ильменит; 2 — эпидот-цинцит; 3 — пироксены; 4 — циркон; 5 — гранат; 6 — рутил; 7 — турмалин; 8 — прочие минералы.

Легкая фракция (б): 9 — кварц; 10 — полевые шпаты; 11 — обломки кремнистых пород; 12 — прочие минералы.

сутствуют в значительных количествах (8—42%). Единичными зернами встречаются кремни и кварциты (см. табл. 31, рис. 18, 19). Аутигенные минералы представлены лейкоксомом, анатазом и лимонитом; в отдельных образцах отмечаются повышенные содержания пирита и барита, много сульфатов. Терригенно-минералогический комплекс пестроцветных чуньских отложений в районе г. Норильска является эпидот-турмалин-рутил-ильменит-циркон-кварцевый (рис. 34).

КРИВОЛУЦКИЙ ЯРУС

Минералогический состав отложений криволуцкого яруса (нижняя часть мамырской свиты) на реках Ангаре и Илимке, по данным Ю. Н. Занина (1964), характеризуется в тяжелых фракциях высоким содержанием граната (до 30%), турмалина (до 24%), циркона (до 21%) и рутила (до 26%). В верхних горизонтах увеличивается содержание розовых цирконов и гранатов. Среди легких минералов продолжает господствовать кварц (81—98%), полевые шпаты составляют 1—10%, в нижней пачке мамырской свиты их до 22—23%. Терригенно-минералогическим комплексом криволуцкого яруса в Ангаро-Илимском районе является циркон-турмалин-рутил-гранат-кварцевый (рис. 35).

В бассейне р. Подкаменной Тунгуски в породах криволуцкого яруса песчано-алевритовая фракция размером 0,25—0,01 мм составляет ~29,6%, тяжелые минералы в ней присутствуют в малых количествах (до 0,24%). Состав их почти не меняется по сравнению с лежащими ниже байкитскими песчаниками; в них продолжает господствовать группа устойчивых минералов, в значительных количествах присутствуют эпидот, цоизит и клиноцоизит. Породообразующие минералы представлены кварцем (до 98%), количество полевых шпатов не превышает 2%, отмечается присутствие кремней и кварцитов (табл. 32, рис. 20, 21). Окатанность обломков неодинаковая, наряду с хорошо окатанными зернами много угловатых и полуугловатых. Сортированность зерен песчано-алевритового материала слабая. В группу аутигенных минералов входят лейкоксен, анатаз, лимонит, глауконит, минералы, содержащие марганец; некоторые из них (глауконит, лейкоксен) составляют значительную часть тяжелой и легкой фракций (см. табл. 32). Для криволуцкого яруса в бассейне р. Подкаменной Тунгуски намечается эпидот-рутил-циркон-кварцевый терригенно-минералогический комплекс (рис. 35).

В бассейне р. Кулюмбэ в отложениях криволуцкого яруса песчано-алевритовая фракция 0,25—0,01 мм составляет 0,06—37%. Содержание тяжелых минералов в ней колеблется от 0,01 до 1,1%. Тяжелые фракции в основном слагаются устойчивыми минералами и эпидотом; обыкновенная роговая обманка, мусковит, гранат, шпинель встречаются единичными зернами; моноклинные пироксены и корунд присутствуют в редких образцах, причем содержание их колеблется от единичных зерен до 5—6% (см. табл. 32, рис. 20). Легкие минералы в верхней поло-

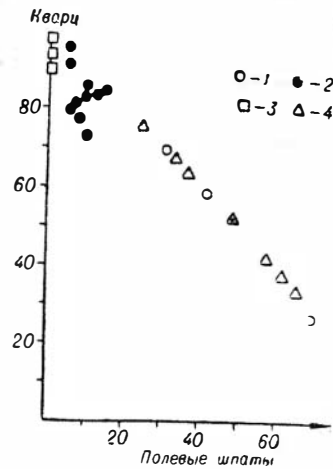


Рис. 19. Содержание кварца и полевых шпатов в отложениях чуньского яруса (верхняя часть — байкитская свита и ее аналог).

1 — Норильский район; 2 — р. Кулюмбэ; 3 — р. Подкаменная Тунгуска; 4 — р. Курейка.

Содержание основных минералов в тяжелой и легкой фракциях пород (размером 0,25—

Район	Количество анализов	Карбонатность, %	% выхода тяжелой фракции	Терригенные										
				ильменит	эпидот-цонзит	амфиболы	пироксены	слюда	гранат	циркон	турмалин	рутил		
р. Подкаменная Тунгуска (II разрез)	1	до 21	до 0,24	до 3	до 13							до 76	до 15	до 8
р. Кулюмбэ . . .	15	19—92	0,01—1,5	4—63	1—39	+	до 6	+	до 4	21—81	1—50	1—27		
р-н г. Норильска	2	57—71	0,2—0,41		1—5	до 4	до 2	+	+	58—74	6—15	9—29		

вне отложений состоят из кварца (93—100%); полевые шпаты присутствуют не во всех образцах и в виде единичных зерен; в нижней карбонатной части разреза роль полевых шпатов несколько усиливается, а в отдельных образцах они составляют 33—43%, что связано с концентрацией полевых шпатов за счет растворения и перераспределения обломочных зерен кварца (см. табл. 32, рис. 20, 21). До 2—8% легкой фракции составляют обломки кремней и кварцитов, иногда отмечается зеленая слюда, мусковит и серицитизированные зерна. Аутигенные мине-

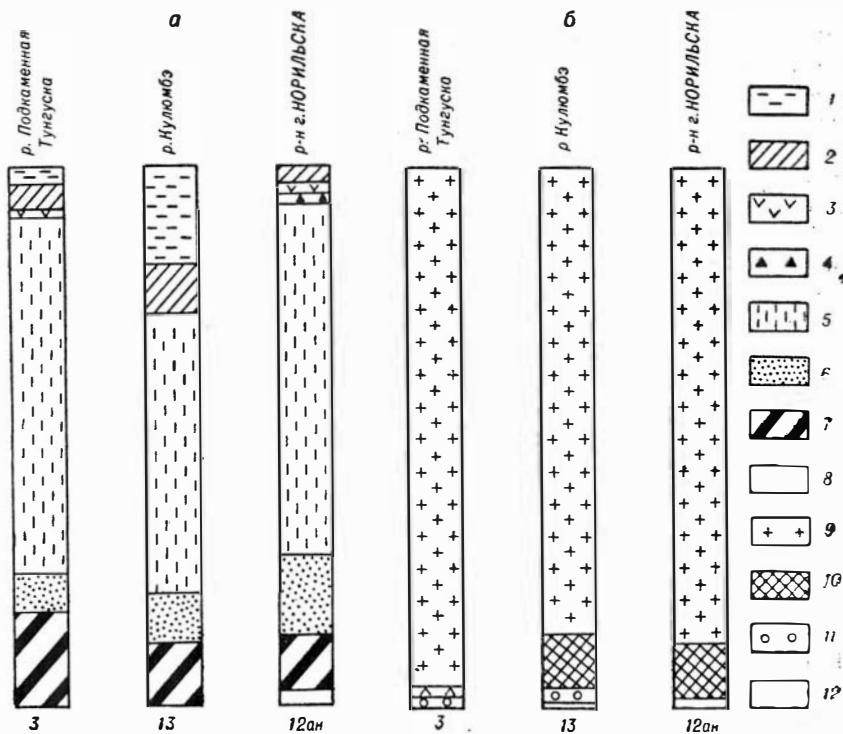


Рис. 20. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракций (0,25—0,01 мм) в породах кировского яруса.

Тяжелая фракция (а): 1 — ильменит; 2 — эпидот-цонзит; 3 — амфиболы; 4 — пироксены; 5 — циркон; 6 — рутил; 7 — турмалин; 8 — прочие минералы.
Легкая фракция (б): 9 — кварц; 10 — полевые шпаты; 11 — обломки кремнистых пород; 12 — прочие минералы.

0,01 мм) криволучского яруса

минералы, %						Аутигенные минералы, %							
тяжелые		легкие				тяжелые					легкие		
шпинель	корунд	кварц	полевые шпаты	обломки кремней, кварцитов	слюда	пирит	лимонит	барит	анатаз, рутил, брукит	лейкоксен	кварц	полевые шпаты	глаукоцит
		до 98	до 2	+			до 1		до 31	до 5			до 29
до 2	до 5	75—100	до 16	1—8	+	1—92	1—97	до 11	1—34	2—31	5—100	до 3	
+		83—93	6—17	+		71—86			1—4	5—9	+	до 43	

ралы характеризуются главным образом лейкоксеном и анатазом, в локальных участках — лимонитом (верхняя терригенная часть разреза); пиритом, идиоморфными кристаллами кварца и альбита (нижняя карбонатная часть разреза). Для пород криволучского яруса района р. Кулюмбэ свойственна эпидот-ильменит-турмалин-рутил-циркон-кварцевая ассоциация (рис. 35).

В Норильском районе количество фракции размером 0,25—0,01 мм в породах криволучского яруса значительное (до 22%). Содержатся тяжелые минералы в них небольшое (0,18—0,41%). Тяжелые терригенные минералы представлены эпидотом, турмалином, рутилом, цирконом, наблюдаются также обыкновенная роговая обманка (до 4%) и пироксен (до 2%). В легких фракциях продолжает господствовать кварц; сугубо подчиненное значение имеют полевые шпаты; в виде единичных зерен встречаются обломки кремней и кварцитов (см. табл. 32, рис. 20). Среди аутигенных минералов господствуют пирит-марказит, в небольших количествах отмечаются анатаз и лейкоксен, иногда в легких фракциях присутствует альбит. Состав терригенно-минералогического комплекса криволучского яруса Норильского района пироксен-амфибол-эпидот-турмалин-рутил-циркон-кварцевый (рис. 35).

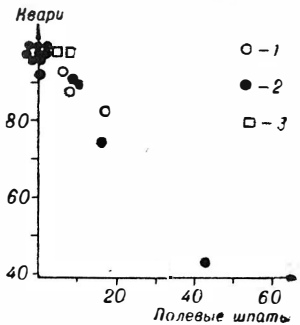


Рис. 21. Содержание кварца и полевых шпатов в отложениях криволучского яруса. 1 — Норильский район; 2 — р. Кулюмбэ; 3 — р. Подкаменная Тунгуска.

МАНГАЗЕЙСКИЙ ЯРУС

Для отложений мангазейского яруса (верхняя часть мамырской свиты и нижняя часть братской свиты) в бассейнах рек Бирюсы, Чуны, Ангары и Илима, по данным Ю. Н. Занина (1964), характерно повышенное содержание граната (27—56%). При этом в Чуно-Бирюсинском районе в значительных количествах содержится розовый гранат (2—18%) и мало циркона (8—10%), рутила (2—3%) и турмалина (2—4%). В Ангаро-Илимском районе, наоборот, повышено содержание циркона (14—15%), турмалина (14—18%), рутила (10—16%) и почти отсутствует розовый гранат. Легкие минералы характеризуются повышенным, иногда преобладающим содержанием полевых шпатов. Терригенно-минералогическими комплексами для мангазейского яруса являются в Чуно-Бирюсинском районе гранатовый, в Ангаро-Чунском — циркон-рутил-турмалин-гранатовый (рис. 36).

Содержание основных минералов в тяжелой и легкой фракциях пород (размером

Район	Количество анализов	Карбонатность, %	% выхода тяжелой фракции	Терригенные							
				тяжелые							
				ильменит	эпидот-цоизит	амфиболы	пироксены	слюды	гранат	циркон	турмалины
р. Подкаменная Тунгуска (II разрез) . .	4	8—32,6	до 0,23	13—55	1—16	1—8	до 2	+	+	29—73	6—20
р. Сухая Тунгуска	3	15—80	0,02—0,3	+	+					+	+
р. Курейка . . .	10				до 5	+	5—17		до 5	27—52	до 33
р. Кулюмбэ . . .	1	32,6	1,92	п	и	р	и	т			
р-н г. Норильска	3	29—84,5	0,01—3,33		4—57	3—14	до 12	+	до 1	6—78	6—9

В разрезе р. Подкаменной Тунгуски отложения мангазейского яруса характеризуются полевошпатово-кварцевым составом. Содержание группы полевых шпатов достигает 29%, но может снижаться до 10—11%. Встречаются обломки кремней, кварцитов и мусковит (до 1—2%) (табл. 33, рис. 22, 23). Тяжелые терригенные минералы содержат преобладающее количество устойчивых минералов (ильменит, турмалин, рутил, циркон) и эпидота, иногда цоизита и клиноцоизита, редко встречаются моноклинные пироксены, зеленая слюда, гранат, шпинель (см. табл. 33, рис. 22). Среди аутигенных минералов основным является лимонит, хотя его содержание сильно колеблется — 30—90% от тяжелой фракции. Параллельно с лимонитом присутствуют лейкоксен (5—38%) и анатаз (2—8%), в легкой фракции — глауконит (до 3%). Терригенно-минералогическим комплексом отложений мангазейского яруса на р. Подкаменной Тунгуске является амфибол-цоизит-турмалин-ильменит-циркон-кварцевый (рис. 36).

На Сухотунгусской площади изучение песчано-алевритовых фракций в иммерсии показало (см. табл. 33 и рис. 22), что среди легких минералов преобладает кварц (81—85%), полевые шпаты содержатся в подчиненных количествах (14—19%). Тяжелые минералы состоят здесь из аутигенного пирит-марказита. Терригенная часть их представлена единичными зернами шпинели, турмалина, рутила, циркона, эпидота и моноклиновых пироксенов, поэтому выделить здесь терригенно-минералогический комплекс не представляется возможным.

В бассейне р. Курейки наиболее распространенным минералом песчано-алевритовых фракций в отложениях мангазейского яруса является кварц (90—100%), полевые шпаты содержатся в сугубо подчиненных количествах (до 10%), присутствуют единичные обломки кремней и кварцитов (см. табл. 33, рис. 22, 23). Тяжелые минералы здесь в основном состоят из аутигенного пирита, значительная часть которого иногда лимонитизирована. Меньшую часть тяжелой фракции составляют циркон, рутил, турмалин и в отдельных образцах — моноклинные пироксены (см. табл. 33, рис. 22). Терригенно-минералогическим комплексом для отложений мангазейского яруса в районе р. Курейки является рутил-пироксен-циркон-кварцевый (рис. 36).

На р. Кулюмбэ в отложениях мангазейского яруса легкие минералы состоят в основном из кварца (до 94%); присутствуют зеленая слюда (до 5%) и единичные обломки кремней и кварцитов. До 1% фракции

0,25—0,01 мм) мангазейского яруса

минералы, %						Аутигенные минералы, %					
лигн		легкие				тяжелые				легкие	
рутил	шпинель	кварц	полевые шпаты	обломки кремней и кварцитов	слюды	пирит	лимонит	анатаз, рутил, брукит	лейкоксен	кварц	глаукоцит
3—4	до 1	68—90	10—29	до 2	до 1	+	24—90	1—8	5—38		1—3
+		81—85	14—19	+		99		+	+		
5—44		90—100	до 10			93—100	41—76	14—30			
		94	+		до 6	100					
до 13		88—97	2—14	+		5—99	13—51	2—13	1—35	до 20	

составляет аутигенный глаукоцит. Тяжелые минералы главным образом представлены аутигенными пиритом и марказитом. Единичные зерна устойчивых и некоторых других минералов не дают основания для выделения терригенно-минералогического комплекса.

В Норильском районе песчано-алевритовая примесь в отложениях мангазейского яруса составляет 6—31,5%. Среди тяжелых минералов преобладают циркон, рутил, турмалин (см. табл. 33, рис. 22). Характерно спорадическое появление в повышенных количествах эпидота, цонзита, клиноцонзита, обыкновенной роговой обманки, моноклинных пироксенов. В составе легких минералов продолжает преобладать кварц (88—97%); содержание полевых шпатов колеблется от 2 до 14%, встречаются единичные зерна обломков кремней и кварцитов. Среди аутигенных минералов преобладает пирит-марказит, иногда сильно лимонитизированный; спорадически присутствуют анатаз и лейкоксен (содержание их несколько повышено); в отдельных образцах в легких фракциях встречаются в повышенных количествах идиоморфные кристаллы кварца. Терригенно-минералогическим комплексом для мангазейского яруса Норильского района является турмалин-гранат-циркон-амфибол-цонзит-пироксен-эпидотовый (рис. 36).

ДОЛБОРСКИЙ ЯРУС

В бассейне р. Подкаменной Тунгуски в отложениях долборского яруса примесь песчано-алевритовых частиц размером 0,25—0,01 мм составляет 20—28,6%. Содержание тяжелых минералов колеблется от 0,07 до 0,25%. Исследования минералогического состава пород показали, что среди терригенной части тяжелых минералов в основном преобладают устойчивые минералы (циркон, гранат, рутил, ильменит), постоянно присутствуют цонзит, моноклинные и ромбические пироксены, шпинель (табл. 34, рис. 24), иногда встречаются единичные зерна эпидота, обыкновенной роговой обманки, турмалина, зеленой слюды. В легкой фракции преобладает кварц (83—88%); полевые шпаты составляют 10—15%, встречаются обломки кремней и кварцитов (до 3%) (см. табл. 34 и рис. 24, 25). Аутигенные минералы представлены главным образом лейкоксеном, анатазом и лимонитом; в небольших количествах (до 1—2%) отмечаются пирит и глаукоцит (см. табл. 34). Терригенно-минералогическим комплексом для пород долборского яруса на р. Подкаменной Тунгуске является пироксен-шпинель-рутил-ильменит-гранат-циркон-кварцевый (рис. 37).

На р. Кулюмбэ в долборском ярусе терригенные тяжелые минералы представлены эпидотом, цоизитом, клиноцоизитом и группой устойчивых минералов (шпинель, турмалин, рутил, циркон, ильменит), присутствуют единичные зерна апатита, зеленой слюды, мусковита, биоти-

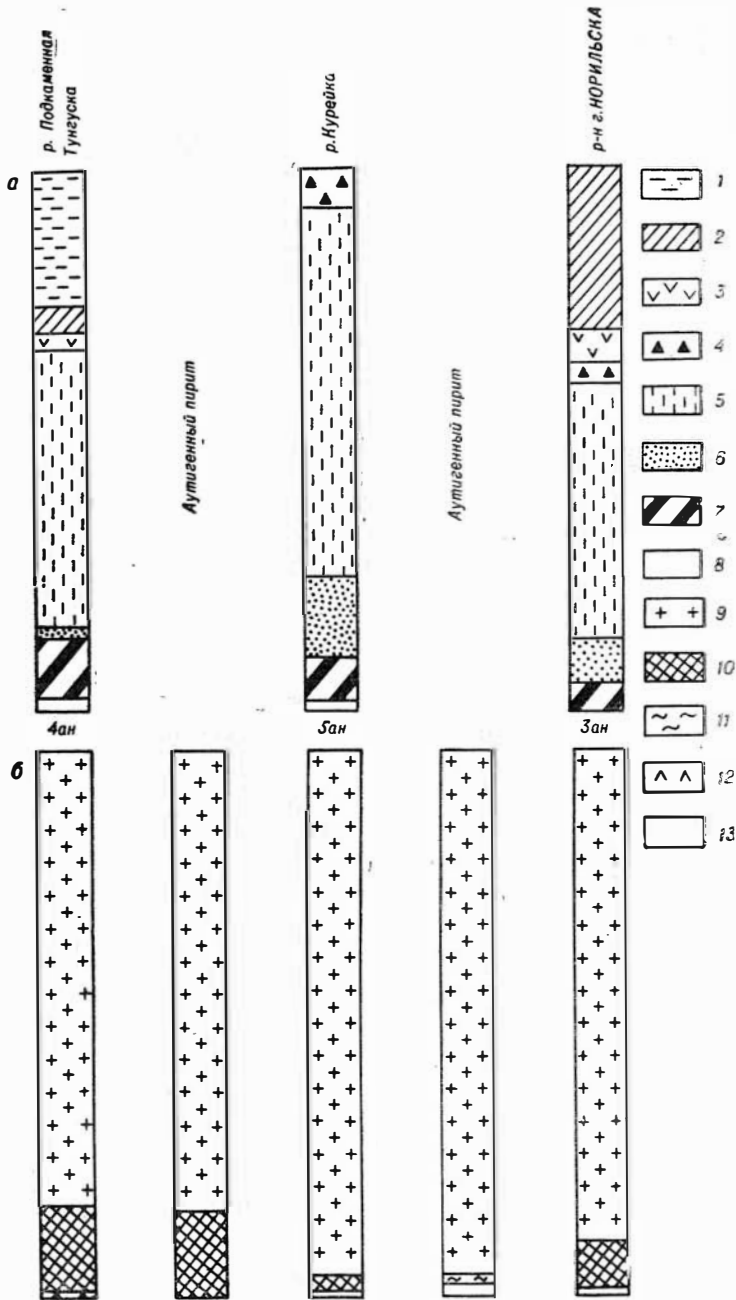


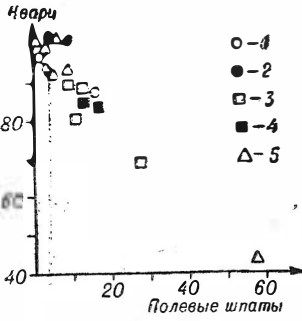
Рис. 22. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракции (0,25—0,01 мм) в породах мангазейского яруса.

Тяжелая фракция (а): 1 — ильменит; 2 — эпидот-цоизит; 3 — амфиболы; 4 — шпороксены; 5 — циркон; 6 — рутил; 7 — турмалин; 8 — прочие минералы. Легкая фракция (б): 9 — кварц; 10 — полевые шпаты; 11 — слюды; 12 — глаукоцит; 13 — прочие минералы.

та, амфиболов и моноклинных пироксенов. Легкая фракция имеет полевошпатово-кварцевый состав (см. табл. 34, рис. 24, 25). Среди аутигенных минералов преобладает пирит, из которого иногда состоит вся тяжелая фракция; в меньших количествах встречаются анатаз, лейкоксен и лимонит (см. табл. 34). Для долборских отложений на р. Кулюмбэ характерным является рутил-цоизит-циркон-ильменит-кварцевый (рис. 37) комплекс минералов.

ЛЛАНДОВЕРИЙСКИЙ ЯРУС

Рис. 23. Содержание кварца и полевых шпатов в отложениях мангазейского яруса. 1 — Норильский район; 2 — р. Кулюмбэ; 3 — р. Подкаменная Тунгуска; 4 — р. Сухая Тунгуска; 5 — р. Курейка.



В Чуно-Бирюсинском и Ангаро-Илимском районах отложения нижнего силура, представленные кемской свитой, характеризуются повышенным содержанием граната (40,2—75%). Наиболее высокие количества его отмечены в разрезах Чуно-Бирюсинского района (63—75%). На р. Илиме содержание граната понижается до 40—46%. Циркон, турмалин и рутил присутствуют в небольших количествах. Легкие минералы состоят из кварца и полевого шпата, содержание которых неравномерно (табл. 35, рис. 26, 27). Для нижнего силура в Чуно-Бирюсинском и Ангаро-Илимском районах можно считать характерным циркон-гранатовый комплекс (рис. 38).

На р. Подкаменной Тунгуске для пород лландоверийского яруса характерны устойчивые тяжелые минералы: циркон, ильменит, гранат, турмалин, рутил, а также эпидот, цоизит, обыкновенная роговая обманка и моноклинные пироксены; последние представлены в основном диопсидом и авгитом (см. табл. 35, рис. 26); встречаются единичные зерна дистена, хлоритоида, тремолита.

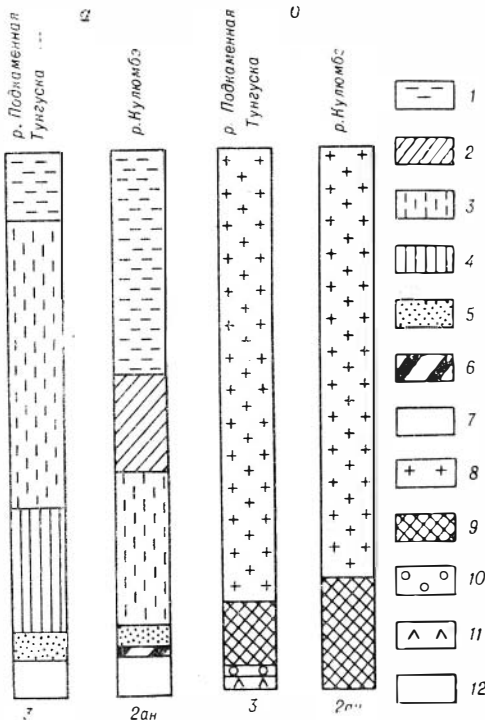


Рис. 24. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракций (0,25—0,01 мм) в породах долборского яруса.

Тяжелая фракция (а): 1 — ильменит; 2 — эпидот-цоизит; 3 — циркон; 4 — гранат; 5 — рутил; 6 — турмалин; 7 — прочие минералы. Легкая фракция (б): 8 — кварц; 9 — полевые шпаты; 10 — обломки кремнистых пород; 11 — глаукоцит; 12 — прочие минералы.

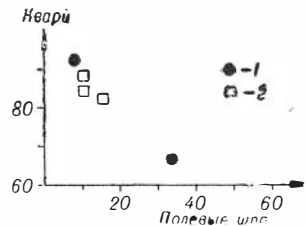


Рис. 25. Содержание кварца и полевых шпатов в отложениях долборского яруса. 1 — р. Кулюмбэ; 2 — р. Подкаменная Тунгуска.

Содержание основных минералов в тяжелой и легкой фракциях пород (размером

Район	Количество анализов	Карбонатность, %	% выхода тяжелой фракции	Терригенные						
				тяжелые						
				ильменит	эпидот-цоизит	амфиболы	пироксены	слюды	гранат	циркон
р. Подкаменная Тунгуска	3	7—27	0,07—0,25	17—20	до 1	+	1—3		2—38	30—67
р. Кулюмбэ	2	2—76	0,04—0,81	до 41	до 18	+	+	+		до 28

та, апатита, корунда и сфена. Среди легких минералов продолжает преобладать кварц, но полевые шпаты присутствуют в значительно больших содержаниях, чем в верхнем ордовике (см. табл. 35, рис. 26, 27); обломки кремней, кварцитов и слюды составляют меньше 1%. Аутиген-

Содержание основных минералов в тяжелой и легкой фракциях пород (размером

Район	Количество анализов	Карбонатность, %	% выхода тяжелой фракции	Терригенные						
				тяжелые						
				ильменит	эпидот-цоизит	амфиболы	пироксены	слюды	гранат	циркон
р. Подкаменная Тунгуска	3	88,6—90	0,12—0,18	4—25	20—44	9—23	1—6	+	4—5	21—27
р. Сухая Тунгуска	6	37,7—72,5	0,03—6,97		46—59	15—34	до 1	+	2—8	6—20
р. Кулюмбэ	6	16,5—95	0,6—55,6	+	до 66	до 6	до 4	+		до 19
р-н г. Норильска	8	22,4—60,0	1,39—27,11		37—67	17—26	2—29	до 2	1—5	3—18

ные минералы состоят из лимонита, анатаза и лейкоксена, отмечаются единичные зерна пирита. Терригенно-минералогический комплекс для отложений нижнего силура на р. Подкаменной Тунгуске характеризуется пироксен-эпидот-цоизит-амфибол-гранат-турмалин-ильменит-цирконным (рис. 38) составом.

На Сухотунгусской площади в отложениях лландоверийского яруса терригенные тяжелые минералы составляют эпидот, цоизит, обыкновенная, иногда бурая роговая обманка, моноклинные пироксены и устойчивые минералы (см. табл. 35, рис. 26). Легкие фракции имеют непостоянный состав. Отложения среднего лландовери характеризуются кварцевым (84—87%) составом; полевые шпаты здесь не превышают 15%. В верхнем лландовери среди легких минералов преобладают полевые шпаты (70—90%); кварц содержится в подчиненном количестве (9—30%) (см. табл. 35, рис. 26, 27). Этот факт, по всей вероятности, можно объяснить, как и для других карбонатных разрезов, концентрацией полевых шпатов за счет растворения и перераспределения в щелочной карбонатной среде обломочных зерен кварца. Терригенно-минералогическим комплексом отложений лландоверийского яруса на р. Сухой Тунгуске является пироксен-гранат-циркон-амфибол-эпидот-цоизитовый (рис. 38).

0,25—0,01 мм) долборского яруса

минералы, %					Аутигенные минералы, %							
л е г к и е					л е г к и е			т я ж е л ы е				л е г к и е
турмалин	рутил	шпинель	корунд	кварц	полевые шпаты	обломки кремней и кварцитов	слюды	пирит	лимонит	брукит, анатаз, рутил	лейкоксен	глаукоцит
+	3—7	1—4		83—88	10—15	до 3	+	до 1	30—77	1—11	8—32	до 2
до 1	до 4	до 2	+	66—92	8—34	+	+	1—99	до 10	до 14	до 19	

В бассейне р. Кулюмбэ минералогический состав пород лландоверийского яруса характеризуется обилием в легких фракциях комочков глинисто-слюдистых минералов. Только по редким образцам, где можно подсчитать содержание кварца и полевых шпатов, видно значительное

Таблица 35

0,25—0,01 мм) лландоверийского яруса

минералы, %					Аутигенные минералы, %										
л е г к и е					л е г к и е			т я ж е л ы е				л е г к .			
турмалин	рутил	сфен	шпинель	корунд	кварц	полевые шпаты	обломки кремней и кварцитов	слюды	пирит	лимонит	барит	анатаз, рутил, брукит	лейкоксен	целестин	кварц
4—6	до 4	+	+	до 2	62—78	21—36	до 1	до 1	до 2	21—27		1—24	9—18		
до 2	1—3				30—87	13—70		+	99—100			+	+		
до 1	до 2				до 67	до 32	+		до 98		до 97		до 5	до 100	
2—5	до 1	+		до 19	84—98	2—15	+		98—100		до 2	+	+		8—49

преобладание первого над вторым. Тяжелые минералы в основном состоят из аутигенного барита, целестина, пирита, каждый из которых иногда составляет до 100% фракции. Небольшую часть тяжелых минералов представляют цонзит, эпидот, обыкновенная роговая обманка, диопсид, циркон, рутил, турмалин, встречаются единичные зерна шпинели и апатита (см. табл. 35, рис. 26). Терригенно-минералогическим комплексом лландоверийских отложений на р. Кулюмбэ является пироксен-амфибол-эпидот-цонзит-цирконовый (рис. 38).

В породах лландоверийского яруса Норильского района терригенные тяжелые минералы состоят из эпидота, цонзита, обыкновенной роговой обманки, моноклинных пироксенов (диопсида), циркона, турмалина, граната, рутила (см. табл. 35, рис. 26), иногда встречаются зерна биотита, зеленой слюды, сфена, корунда, апатита. Легкие минералы представлены кварцем, полевые шпаты имеют весьма подчиненное значение (см. табл. 35, рис. 26, 27). Среди тяжелых аутигенных минералов, кроме преобладающих пирита и барита, отмечаются в некоторых образцах анатаз и лейкоксен, в легких фракциях постоянно присутствуют идиоморфные кристаллы кварца (8—49%). Состав терригенно-минералогического комплекса лландоверийского яруса в Норильском районе характеризуется как гранат-турмалин-циркон-пироксен-амфибол-цонзит-эпидот-кварцевый (рис. 38).

ВЕНЛОКСКИЙ ЯРУС

В бассейне р. Сухой Тунгуски в породах венлокского яруса терригенный комплекс тяжелой фракции представлен главным образом следующими минералами: эпидотом, цоизитом, обыкновенной роговой обманкой, моноклинными, иногда ромбическими пироксенами, цирконом, рутилом, турмалином, гранатом, в отдельных образцах отмечаются повышенные содержания шпинели (табл. 36, рис. 28). В легкой фракции

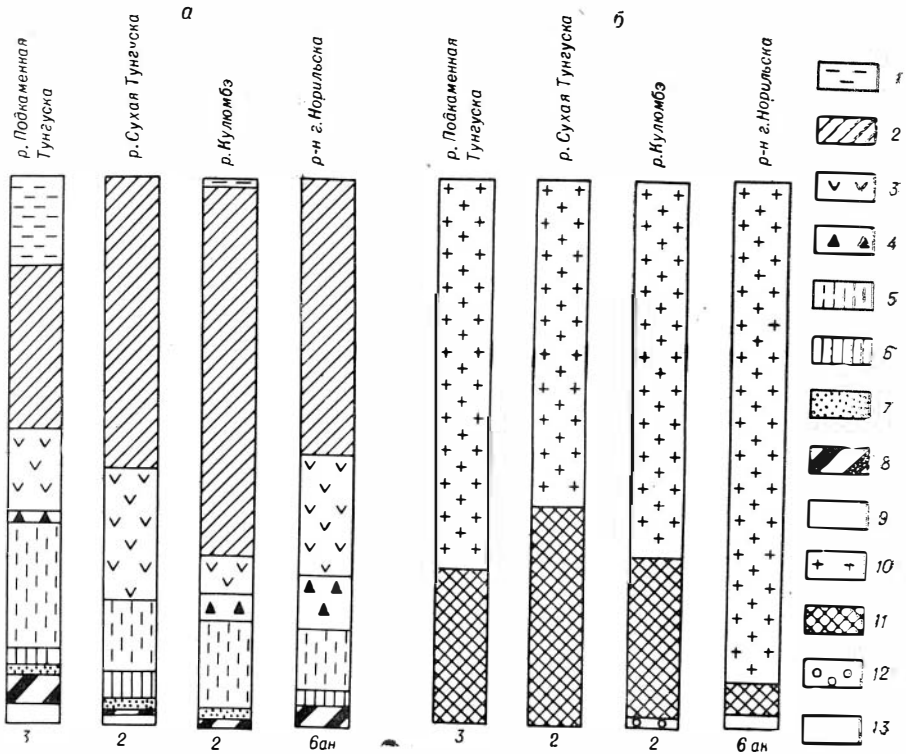


Рис. 26. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракций (0,25—0,01 мм) в породах лландоверийского яруса.

Тяжелая фракция (а): 1 — ильменит; 2 — эпидот-цоизит; 3 — амфиболы; 4 — пироксены; 5 — циркон; 6 — гранат; 7 — рутил; 8 — турмалин; 9 — прочие минералы.

Легкая фракция (б): 10 — кварц; 11 — полевые шпаты; 12 — обломки кремнистых пород; 13 — прочие минералы.

Содержание основных минералов в тяжелой и легкой фракциях пород (размером

Район	Количество анализов	Карбонатность, %	% выхода тяжелой фракции	Терригенные						
				Тяже						
				ильменит	эпидот-цоизит	амфиболы	пироксены	слюды	гранат	циркон
р. Сухая Тунгуска . . .	8	51,7—89,6	0,15—5,4		5—58	3—28	3—53	+	1—25	3—78
р. Кулюмбэ . . .	5	56—95	0,9—72,3	до 2	до 37	до 4	до 44	+	+	до 11
р-н г. Норильска	4	46,3—96,3	2,61—25,26		10—44	10—25	4—28	до 5	до 4	10—27

(табл. 36, рис. 28, 29) наблюдается неравномерное содержание обломочных зерен кварца (17—100%) и полевых шпатов (единичные зерна — 83%), что, по всей вероятности, объясняется концентрацией последних в отдельных образцах за счет растворения обломочных зерен кварца и перераспределения SiO₂ в линзы кремней, широко развитых среди пород венлока. В составе аутигенного комплекса в тяжелой фракции, кроме господствующего пирита, отмечаются в небольших количествах лейкоксен и анатаз, иногда барит (см. табл. 36). Терригенно-минералогическим комплексом для пород венлокского яруса на Сухотунгусской площади можно считать гранат-рутил-циркон-эпидот-цоизит - амфибол - пироксеновый (рис. 39).

В разрезе р. Кулюмбэ терригенные тяжелые минералы в венлокском ярусе состоят из эпидота, цоизита, пироксенов, циркона, рутила и ильменита, встречаются единичные зерна граната и турмалина (см. табл. 36, рис. 28). Среди легких минералов преобладают полевые шпаты над кварцем, что, как и в бассейне р. Сухой Тунгуски, также связано с растворением обломочных зерен кварца и перераспределением SiO₂. Аутигенные минералы, кроме пирита, составляющего основную часть тяжелой фракции, представлены небольшими количествами лейкоксена и анатаза. Терригенно-минералогическим комплексом венлокских отложений на р. Кулюмбэ является амфибол-циркон-цоизит-пироксеновый (рис. 39).

В отложениях венлокского яруса Норильского района терригенные компоненты тяжелых фракций от лландоверийского яруса отличаются только некоторым увеличением содержания рутила, шпинели и слюды (см. табл. 36, рис. 28). В легких фракциях, как и в лландоверийском ярусе, преобладает кварц (89—92%); полевые шпаты имеют подчиненное значение (3—10%), только в редких образцах их содержание достигает 45%. Из аутигенных минералов в легких фракциях присутствуют

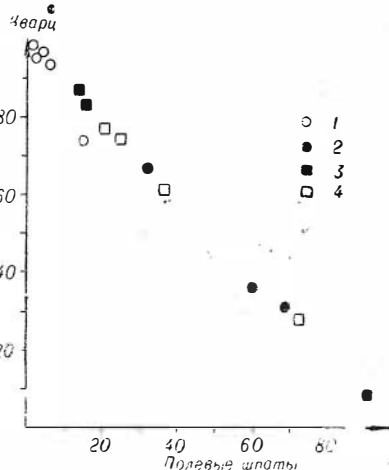


Рис. 27. Содержание кварца и полевых шпатов в отложениях лландоверийского яруса.

1 — Норильский район; 2 — р. Кулюмбэ; 3 — р. Подкаменная Тунгуска; 4 — р. Сухая Тунгуска.

Таблица 36

0,25—0,01 м.м) венлокского яруса

минералы, %							Аутигенные минералы, %						
льё				легкие			тяжелые				легкие		
турмалин	рутил	сфен	шпинель	кварц	полевые шпаты	обломки кремней и кварцитов	пирит	гематит	барит	анатаз, рутил, брукит	лейкоксен	кварц	полевые шпаты
3—13	5—8		1—11	31—100	до 69	±	93—100		до 2	±	1—44	16—100	
+	до 2	+		31—36	60—69	до 3	до 97	до 75		до 8	до 5		
4—22	1—12	+	2—4	54—92	3—45	до 8	98—99			до 1	до 3	8—40	до 70

Содержание основных минералов в тяжелой и легкой фракциях пород (размером

Район	Количество анализов	Карбонатность, %	% выхода тяжелой фракции	Терригенные						
				тяже						
				ильменит	эпидот-цоизит	амфиболы	пироксены	слюды	гранат	циркон
р. Сухая Тунгуска . . .	5	23—25	0,6—35,5	до 7	11—43	5—16	2—3	1—5	1—5	18—38
р. Куломбэ . . .	5	32—92	0,1—13,5		10—51	до 5	до 5	до 5	+	40—43
р-н г. Норильска	3	42,9—85	1,79—84,2		4—39	2—32	до 6	+	+	17—23

видноморфные кристаллы кварца (3—40%), часто содержащие многочисленные включения глинистых частичек. Среди тяжелых минералов, кроме пирита, составляющего основную часть, встречаются в небольших количествах лейкоксен и анатаз.

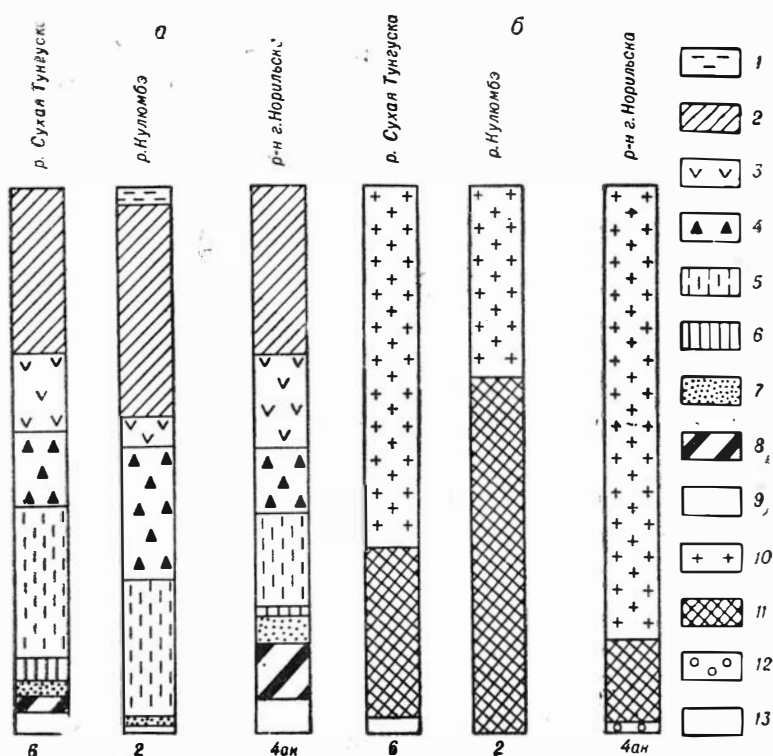


Рис. 28. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракций (0,25—0,01 мм) в породах венлокского яруса.

Тяжелая фракция (а): 1 — ильменит; 2 — эпидот-цоизит; 3 — амфиболы; 4 — пироксены; 5 — циркон; 6 — гранат; 7 — рутил; 8 — турмалин; 9 — прочие минералы.

Легкая фракция (б): 10 — кварц; 11 — полевые шпаты; 12 — обломки кремнистых пород; 13 — прочие минералы.

0,25—0,01 мм) лудловского яруса

минералы, %				Аутигенные минералы, %								
лые				легкие			тяжелые					легкие
турмалин	рутил	шпинель	корунд	кварц	полевые шпаты	обломки кремней и кварцитов	пирит	барит	целестин	анатаз, рутил, брукит	лейкоксен	кварц
4—21	1—13	1—18	до 4	32—85	14—63	+	24—99	до 55		до 3	2—13	до 16
+	+			24—93	10—76	+	30—100			до 10	+	до 90
5—48	3—15	+		42—67	33—47	до 9	96—97		до 100	до 1	3—4	26—45

Для пород венлокского яруса в Норильском районе терригенно-минералогическим комплексом является шпинель-рутил-турмалин-циркон-пироксен-амфибол-цоизит-эпидот-кварцевый (рис. 39).

ЛУДЛОВСКИЙ ЯРУС

Терригенные тяжелые минералы из лудловских отложений бассейна р. Сухой Тунгуски отличаются от венлокских несколько большим содержанием турмалина и меньшим количеством моноклинных пироксенов (табл. 37, рис. 30). Среди легких минералов преобладают в основном полевые шпаты (53—69%), но в отдельных образцах содержание их резко сокращается до 14%; кварц присутствует в количествах от 31 до 54%, иногда до 85% (рис. 31). Такое неравномерное содержание кварца и полевых шпатов мы, как и в предыдущих случаях, объясняем растворением и перераспределением обломочных зерен кварца. Встречаются единичные зерна кремней и кварцитов. Аутигенные минералы состоят в основном из пирита, барита, гипса, ангидрита, в меньших количествах отмечаются лейкоксены и анатазы. Терригенно-минералогическим комплексом для отложений лудловского яруса на р. Сухой Тунгуске является шпинель-гранат-эпидот-пироксен-амфибол-турмалин - циркон-цоизитовый, который унаследовал основные признаки комплекса венлокского времени (рис. 40).

В бассейне р. Кулюмбэ терригенные тяжелые минералы лудловского яруса в отличие от венлокских пород содержат больше циркона и значительно меньше пироксенов (см. табл. 37, рис. 30). В легких фракциях содержание кварца и полевых шпатов также неравномерное. Аутигенные минералы состоят из пирита, составляющего нередко всю тяжелую фракцию, иногда из целестина. Терригенно-минералогический комплекс пород лудловского яруса в районе р. Кулюмбэ является амфибол-пироксен-эпидот-цоизит-цирконовым (рис. 40).

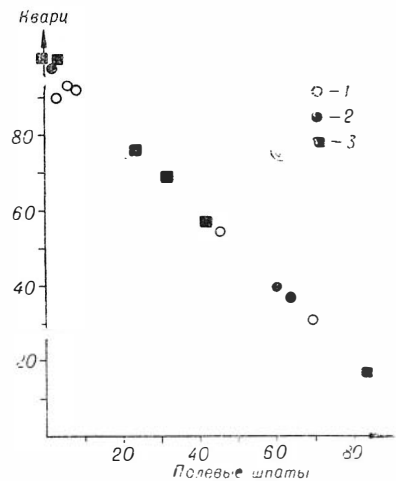


Рис. 29. Содержание кварца и полевых шпатов в отложениях венлокского яруса.

1 — Норильский район; 2 — р. Кулюмбэ; 3 — р. Сухая Тунгуска.

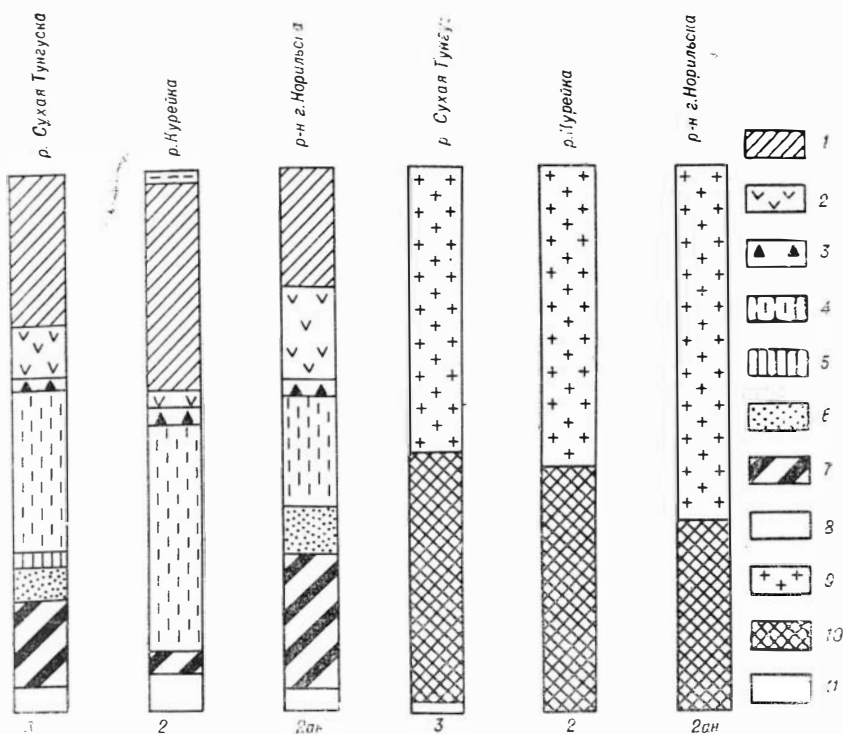


Рис. 30. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракций (0,25—0,01 мм) в породах лудловского яруса.

Тяжелая фракция (а): 1 — эпидот-цоизит; 2 — амфиболы; 3 — пироксены; 4 — циркон; 5 — гранат; 6 — рутил; 7 — турмалин; 8 — прочие минералы.
Легкая фракция (б): 9 — кварц; 10 — полевые шпаты; 11 — прочие минералы.

В породах Норильского района терригенные тяжелые минералы в основном представлены эпидотом, цоизитом, обыкновенной роговой обманкой, моноклинными пироксенами (диопсидом), цирконом, рутилом и турмалином, отмечаются единичные зерна граната, шпинели и биотита (см. табл. 37, рис. 30). Легкие минералы состоят из кварца (42—67%) и полевых шпатов (33—47%), встречаются обломки кремней и кварцитов (см. табл. 37, рис. 30, 31). Аутигенные минералы состоят в основном

из пирита, в отдельных образцах — из барита или целестина, часто и в значительных количествах присутствуют гипсы и ангидриты. В Норильском районе терригенно-минералогический комплекс лудловского яруса имеет пироксен - амфибол - эпидот - цоизит - рутил-турмалин-цирконовый состав (рис. 40).

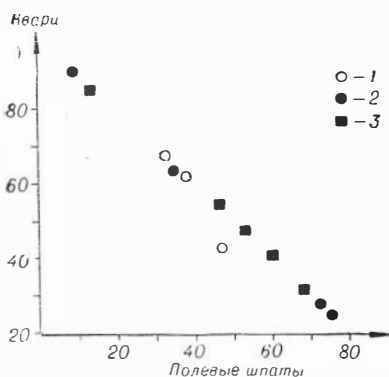


Рис. 31. Содержание кварца и полевых шпатов в отложениях лудловского яруса.

1 — Норильский район; 2 — р. Кулюмбэ;
3 — р. Сухая Тунгуска.

Глава VI. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ОРДОВИКА И СИЛУРА НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Формирование терригенно-минералогических комплексов в каждом из рассмотренных выше стратиграфических подразделений ордовика и силура зависело от расположения района осадконакопления по отношению к питающим провинциям, от петрографического состава области сноса и от палеогеографической обстановки в бассейне седиментации.

В устькутский век терригенный материал поступал в бассейн седиментации из различных областей сноса (рис. 32). На юго-западе территории в Чуно-Бирюсинском и Ангаро-Илимском районах, где был сформирован циркон-гранатовый и турмалин-рутил-цирконовый комплекс, поступление обломочного материала в основном шло с Восточного Саяна. Установленное сочетание тяжелых минералов, наряду с преимущественно кварцевым составом легкой фракции, низкой окатанностью и сортированностью обломков, свидетельствует о том, что материал поставлялся за счет разрушения метаморфических гранатсодержащих и древних осадочных пород.

Основываясь на ассоциации минералов в бассейне р. Подкаменной Тунгуски, можно предположить, что поставщиком обломочного материала для отложений устькутского яруса здесь являлись магматические (кислые и основные породы) и древние осадочные породы. Кислые породы могли поставлять такие минералы, как гранат, циркон, турмалин. Последние в основном имеют зеленый цвет, а такие турмалины характерны для гранитов и пегматитовых образований (Купине, 1946). При размыве основных изверженных пород в бассейн седиментации поступали ильменит, магнетит, эпидот, в небольших количествах амфиболы и шпинели. Наличие хорошо окатанных зерен таких устойчивых минералов, как кварц, циркон, рутил, турмалин, ильменит, свидетельствует об их образовании в результате перемива и переотложения более древних осадочных толщ. Областью питания являлись в основном горные сооружения, расположенные северо-западнее Енисейского кряжа.

Терригенный материал — в основном продукты коры выветривания, и именно устойчивые минералы — в устькутском веке для районов г. Норильска, рек Кулюмбэ, Курейки поставлялся денудационными равнинами. Одновременно с корой выветривания размывались, видимо, метаморфические древние толщи, представленные зелеными сланцами и гнейсами, содержащими значительные количества эпидота, цоизита, клиноцоизита, амфиболов, пироксенов и кислых плагиоклазов. Источник сноса располагался, по-видимому, на севере Западно-Сибирской низменности. Вероятно, он представлял собою северо-западное продолжение Енисейского кряжа. На существование областей суши в позднем кембрии и расширение их в раннем ордовике на территории современного Карского моря (низменные денудационные равнины) и на севере Западно-Сибирской низменности (возвышенные равнины) указывают В. И. Бондарев, К. К. Демочкидов, С. В. Черкесова, Г. Е. Черняк (1967).

В раннечунское время условия терригенного осадконакопления в бассейне оставались прежними (рис. 33). На юго-западе в Чуно-Бирюсинский и Ангаро-Чунский районы, так же как и в устькутскую эпоху, поступают гранат, циркон, турмалин, рутил в сочетании с другими минералами и кварцем за счет разрушения метаморфических гранатсодержащих и осадочных пород Восточного Саяна. Областью питания для

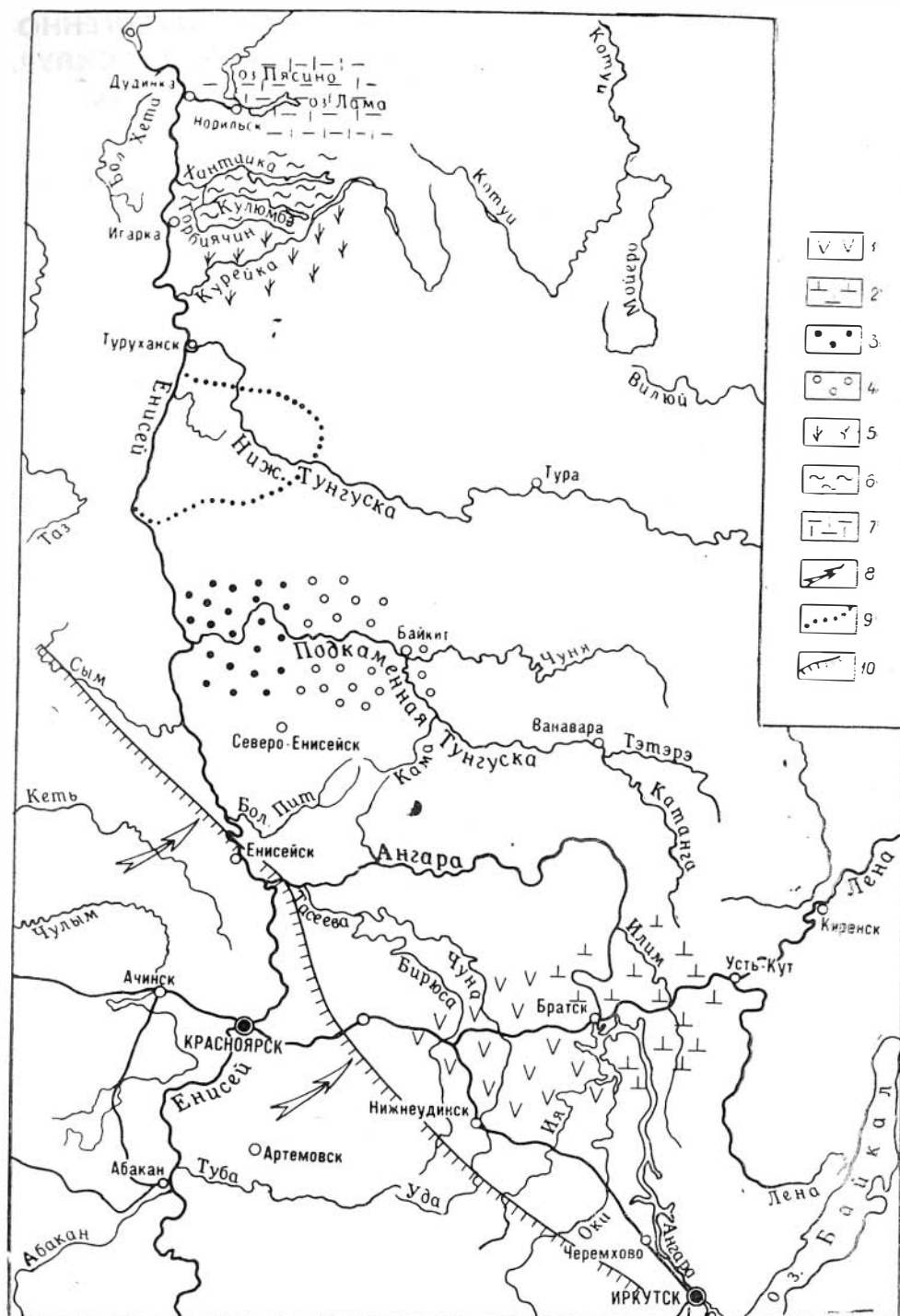


Рис. 32. Терригенно-минералогические комплексы устькутского яруса.
 1 — циркон-гранатовый; 2 — турмалин-рутил-цирконовый; 3 — гранат-турмалин-циркон-ильменитовый; 4 — эпидот-циркон-турмалиновый; 5 — пироксен-рутил-турмалин-цирконовый; 6 — турмалин-рутил-ильменит-эпидот-цирконовый; 7 — амфибол-пироксен-эпидот-донцит-рутил-турмалин-цирконовый; 8 — направление обломочного материала; 9 — область размыва; 10 — положение береговой линии. В названиях терригенно-минералогических комплексов здесь и на рис. 35—42 минералы перечислены по возрастанию их количества.

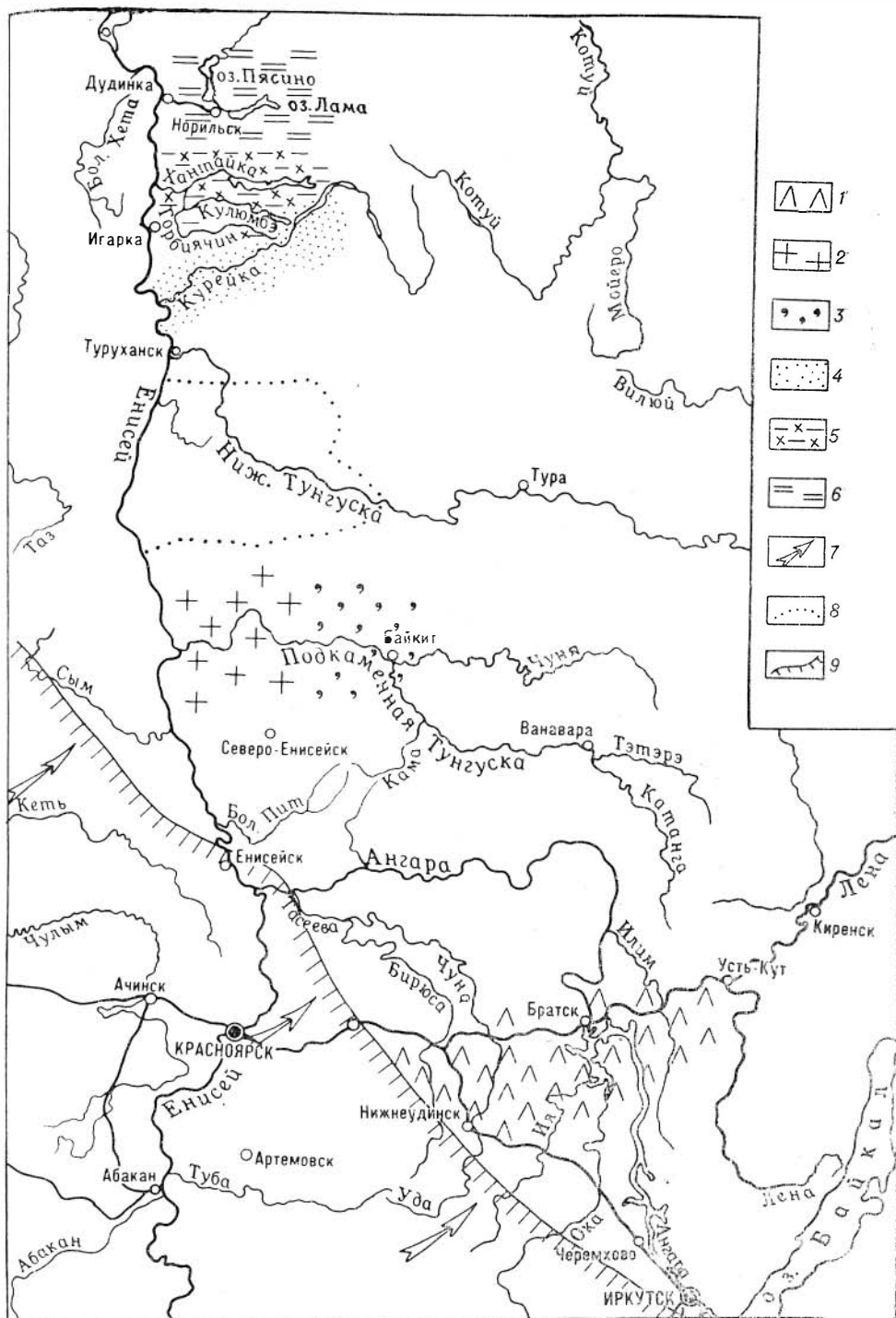


Рис. 33. Терригенно-минералогические комплексы чуньского яруса (нижняя часть — чуньская свита и ее аналоги).

1 — чередование пачек с циркон-гранатовым и с турмалин-рутил-цирконовым комплексами; 2 — козлит-рутил-турмалин-ильменит-цирконовый; 3 — эпидот-ильменит-рутил-турмалин-цирконовый; 4 — пироксен-ильменит-рутил-турмалин-цирконовый; 5 — пироксен-эпидот-турмалин-рутил-циркон-ильменитовый; 6 — эпидот-рутил-турмалин-цирконовый; 7 — направление сноса обломочного материала; 8 — границы древних разрывов; 9 — положение береговой линии.

красно- и сероцветных отложений бассейна р. Подкаменной Тунгуски остается северо-запад Енисейского кряжа, где размыту подвергались, видимо, магматические кислые и основные породы, а также более древние осадочные толщи. В районы северо-запада продолжал транспортироваться обломочный материал с севера Западно-Сибирской низменности и более северных районов (Бондарев, Демочкидов и др., 1967), где наряду с образованием коры выветривания разрушались древние метаморфические толщи.

История формирования терригенно-минералогических комплексов второй половины чуньского яруса была неодинаковой на рассматриваемой территории (рис. 34). На юго-западе, в Чуно-Бирюсинском и Ангаро-Илимском районах при образовании пород верхней части чуньского яруса, как и в раннечуньское время, формировались циркон-гранатовый и турмалин-рутил-цирконовый комплексы с повышенным содержанием кварца. Это свидетельствует о том, что на протяжении всего чуньского яруса размывались метаморфические гранатосодержащие и древние осадочные толщи, развитые в Восточном Саяне.

На западе и северо-западе Сибирской платформы в верхнечуньское время произошла резкая смена терригенно-минералогических комплексов, что было обусловлено, по-видимому, воздыманием областей сноса и изменением условий седиментации в бассейне осадко-накопления.

В бассейне р. Подкаменной Тунгуски в комплексе тяжелой фракции стали преобладать устойчивые минералы; песчаники приобрели мономинеральный кварцевый состав; окатанность зерен стала хорошей, а иногда и совершенной; сортированность средней, что говорит о длительном переносе и неоднократном переотложении обломочного материала. По-видимому, терригенный материал здесь образовался за счет размыва древних осадочных пород северо-запада Енисейского кряжа и Западно-Сибирской низменности. Комплексы терригенных минералов в отложениях верхней части чуньского яруса на северо-западе Сибирской платформы образовались, по-видимому, преимущественно за счет размыва и переотложения древних осадочных толщ. Но одновременно размывались и метаморфические зеленокаменные породы. Области питания являлись, видимо, северная часть Западно-Сибирской низменности и суша, расположенная на территории современного Карского моря (Бондарев, Демочкидов и др., 1967).

В кривошукском веке формировались очень близкие к верхнечуньскому (рис. 35) терригенно-минералогические комплексы. В Ангаро-Илимский район по-прежнему продолжал поступать терригенный материал с Восточного Саяна, образовавшийся в результате размыва метаморфических гранатосодержащих и древних осадочных пород. В бассейне р. Подкаменной Тунгуски накапливался сходный с верхнечуньским комплекс тяжелых минералов. Лишь несколько увеличилось поступление эпидота и цоизита и уменьшилось турмалина и ильменита; терригенный материал стал хуже сортированным. Образовался он, по-видимому, как и раньше, в основном за счет размыва и переотложения осадочных толщ в северо-западной части Енисейского кряжа.

На северо-западе Сибирской платформы в бассейне р. Кулюмба и в Норильском районе в кривошукском веке формировался сложный терригенно-минералогический комплекс. Накапливался он, как и в позднечуньское время, главным образом за счет размыва кор выветривания на более древних осадочных толщах и метаморфических эпидотизированных пород, расположенных на севере Западно-Сибирской низменности и на территории современного Карского моря (там же).

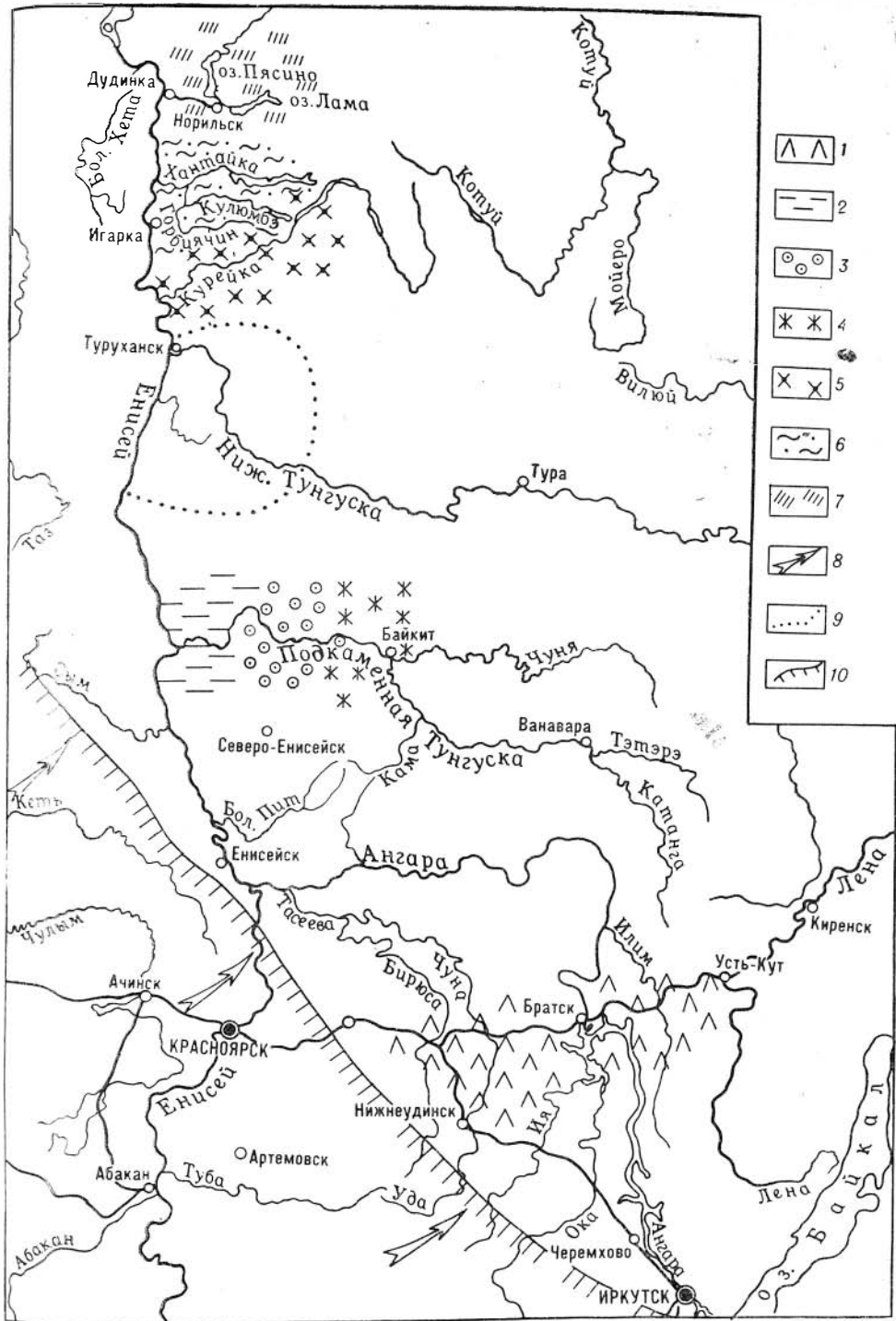


Рис. 34. Терригенно-минералогические комплексы чуньского яруса (верхняя часть — байкитская свита и ее аналоги).

1 — чередование пачек с циркон-гранатовым и с турмалин-рутил-цирконовым комплексами; 2 — эпидот-ильменит-турмалин-циркон-гранат-кварцевый; 3 — эпидот-ильменит-рутил-турмалин-циркон-кварцевый; 4 — эпидот-гранат-ильменит-турмалин-циркон-кварцевый; 5 — пироксен-рутил-турмалин-циркон-ильменит-кварцевый; 6 — эпидот-турмалин-рутил-циркон-ильменит-кварцевый; 7 — эпидот-рутил-турмалин-ильменит-циркон-кварцевый; 8 — направление сноса обломочного материала; 9 — границы древних размывов; 10 — положение береговой линии.

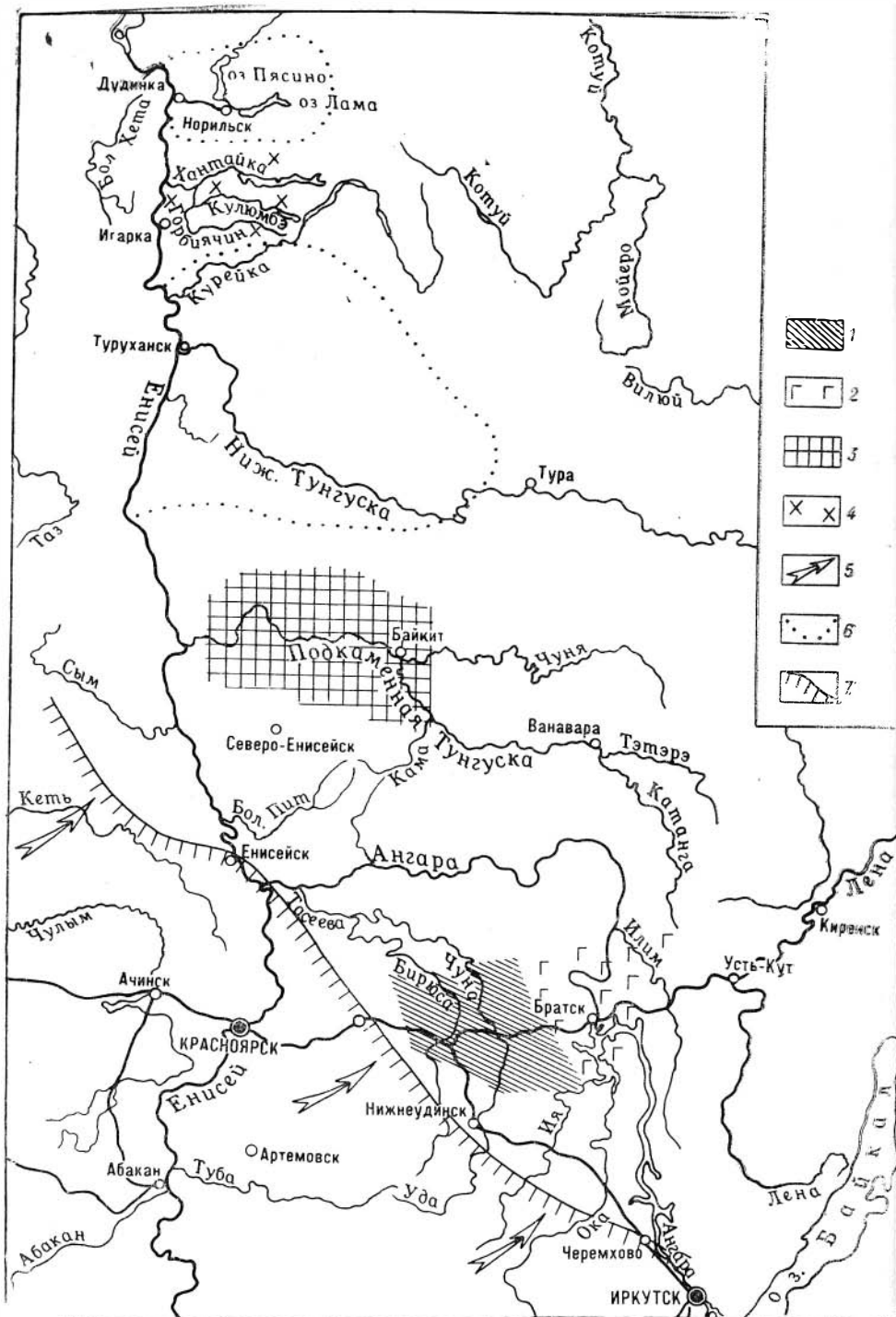


Рис. 37. Терригенно-минералогические комплексы долборского яруса.

1 — гранатовый; 2 — циркон-рутил-турмалин-гранатовый; 3 — пироксен-шпинель-рутил-ильменит-гранат-циркон-кварцевый; 4 — рутил-цоизит-циркон-ильменит-кварцевый; 5 — направление сноса обломочного материала; 6 — границы древних р.змывов; 7 — положение береговой линии.

История формирования терригенно-минералогических комплексов мангазейского и долборского ярусов весьма близка, но несколько отличается от криволуцкого века (рис. 36, 37). На юго-западе в бассейн в это время продолжают поступать устойчивые минералы, образующиеся в результате размыта метаморфических гранатосодержащих толщ и древних осадочных пород Восточного Саяна. Состав терригенно-минералогических комплексов в бассейне р. Подкаменной Тунгуски свидетельствует о том, что в мангазейский и долборский века в области сноса, представлявшей обломочный материал, постепенно размывались различные по петрографическому составу породы. Вследствие этого со временем в осадках увеличивалось количество граната, шпинели и моноклиновых пироксенов. Наряду с хорошо окатанными стали нередко встречаться угловатые и полуугловатые зерна. Все это может свидетельствовать об эрозии не только более древних осадочных толщ, но и вновь вскрытых метаморфических пород. Однако области сноса, по-видимому, оставались теми же, что и в криволуцкое время, но были нивелированы.

На р. Курейке и в Норильском районе в мангазейском веке в составе терригенно-минералогического комплекса накапливались как устойчивые минералы (циркон, рутил, турмалин, кварц), так и малоустойчивые и неустойчивые — эпидот, цоизит, обыкновенная роговая обманка и моноклиновые пироксены. Роль последних особенно значительна в Норильском районе. В отличие от этого в долборском веке на р. Кулумбэ накапливался комплекс устойчивых минералов (рутил, циркон, ильменит, кварц) и цоизит. Окатанность обломков в породах мангазейского и долборского ярусов на северо-западе Сибирской платформы неоднородная — наряду с хорошо окатанными зернами часто отмечаются угловатые и полуугловатые обломки. Сортированность зерен средняя. Эти факты свидетельствуют о том, что в мангазейских и долборских осадках терригенный материал образовывался, с одной стороны, за счет размыта и переотложения более древних осадочных толщ, а с другой — за счет эрозии древних метаморфических комплексов пород, богатых апидот-цоизитами и пироксенами. Области сноса были нивелированы и располагались, видимо, как и раньше, на севере Западно-Сибирской низменности и на территории современного Карского моря (там же).

В силурийскую эпоху терригенный материал продолжал поступать в бассейн осадконакопления из тех же трех областей сноса. На юго-западе обломочный материал приносился с Восточного Саяна, где продолжали размываться метаморфические гранатосодержащие и древние осадочные толщ.

В бассейне рек Подкаменной и Сухой Тунгусок, где в лlandoверийский век накапливались как устойчивые (циркон, ильменит, гранат, турмалин, рутил), так и неустойчивые (эпидот, цоизит, обыкновенная роговая обманка, моноклиновый пироксен) минералы, а обломочный материал был слабо сортирован и окатан, формирование терригенно-минералогического комплекса происходило, по-видимому, за счет размыта древних осадочных и метаморфических толщ севера Енисейского края и Западно-Сибирской низменности.

На северо-западе платформы в лlandoверийском веке формировался весьма характерный терригенно-минералогический комплекс, в котором значительная роль принадлежала неустойчивым и малоустойчивым минералам, имеющим обычно угловатую, редко полуугловатую форму. Области сноса для этого комплекса были сложены осадочными толщами и метаморфическими и изверженными породами основного состава. Располагались они в тех же районах, что и в более древние эпохи (рис. 38). В венлокский и лудловский века обломочный материал на

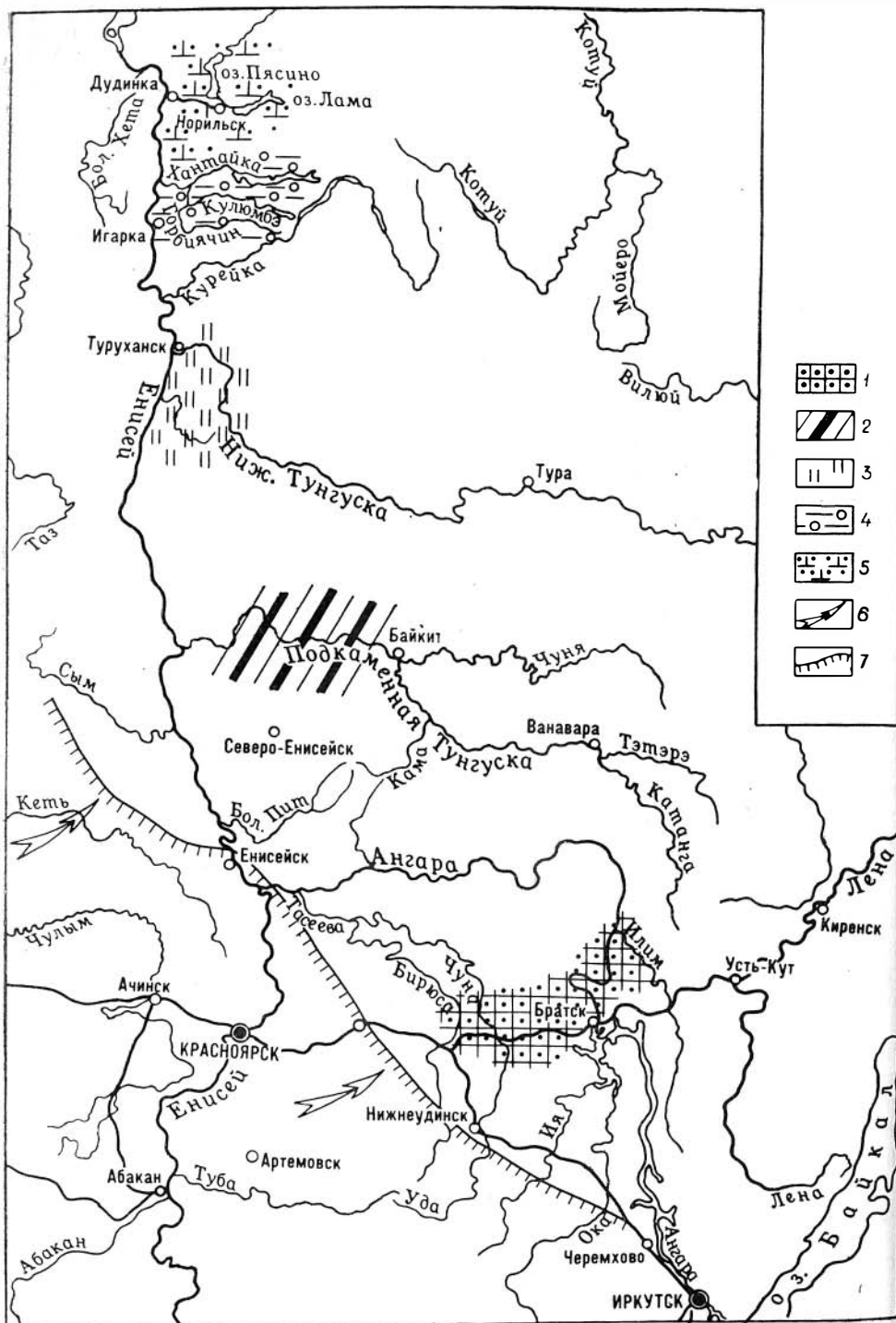


Рис. 38. Терригенно-минералогические комплексы ландоверийского яруса.

1 — циркон-гранатовый; 2 — пироксен-эпидот-цоизит-амфибол-гранат-турмалин-ильменит-цирконовый; 3 — пироксен-гранат-циркон-амфибол-эпидот-цоизитовый; 4 — пироксен-амфибол-эпидот-цоизит-цирконовый; 5 — гранат-турмалин-циркон-пироксен-амфибол-цоизит-эпидот-кварцевый; 6 — направление сноса обломочного материала; 7 — положение береговой линии.

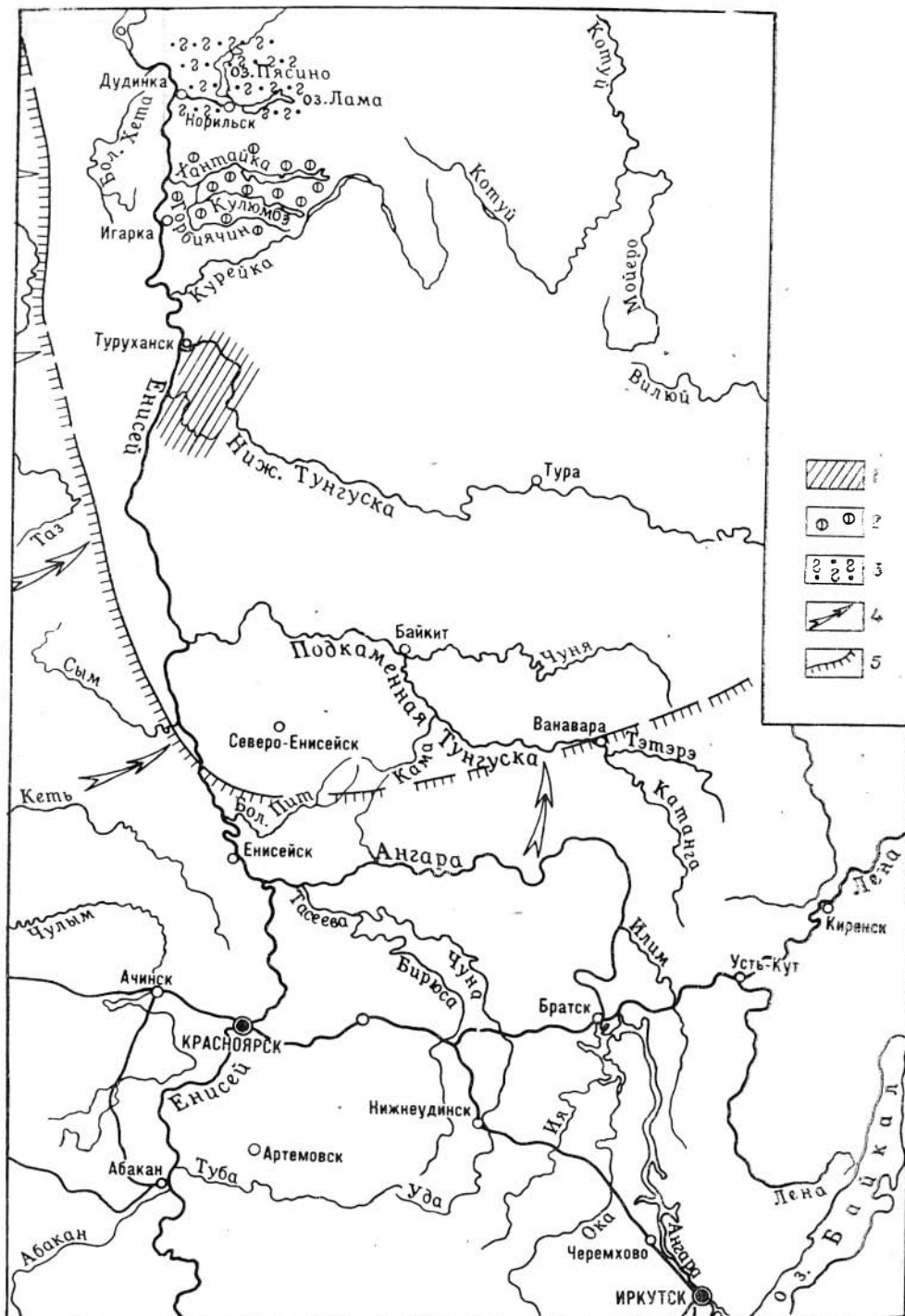


Рис. 40. Терригенно-минералогические комплексы лудловского яруса:

1 — шпатель-гранат-эпидот-пироксен-амфибол-турмалин-циркон-донзитовый; 2 — амфибол-пироксен-эпидот-донзит-цирконовый; 3 — пироксен-амфибол-эпидот-донзит-рутил-турмалин-цирконовый; 4 — направление сноса обломочного материала; 5 — положение береговой линии.

северо-западе Сибирской платформы поступал из тех же областей питания (рис. 39, 40).

Таким образом, все приведенные данные по составу и распределению терригенных минералов, а также материалы по терригенно-минералогическим комплексам и условиям их формирования однозначно свидетельствуют о том, что в ордовике и силуре на западе Сибирской платформы существовали три устойчивые области суши, с которых обломочный материал сноился в бассейн седиментации. Одна из этих областей (южная) располагалась в пределах Восточного Саяна и южной части Енисейского кряжа, другая область (западная) находилась в северо-западных районах Енисейского кряжа и прилегающих участках Западно-Сибирской низменности и, наконец, третья (северная) существовала, по-видимому, на севере Западно-Сибирской низменности и на территории Карского моря. Следует отметить также и то, что каждая из этих питающих провинций была сложена специфическим по своему петрографическому составу комплексом пород. В южной области на протяжении всего времени размывались метаморфические гранатсодержащие породы и осадочные толщи. В западной области, кроме осадочных пород, эрозии подвергались в начальные эпохи кислые и основные магматические породы (нижний ордовик, криволуцкий ярус среднего ордовика) и затем метаморфические породы (мангазейский и долборский ярусы ордовика, силур). В северной области сноса были развиты в основном осадочные и метаморфические породы, размыв которых приводил к формированию весьма сложных терригенно-минералогических комплексов.

Глава VII. МАРГАНЦЕНОСНОСТИ И ФОСФОРИТОНОСНОСТИ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Значительный интерес представляют выявленные в некоторых образцах среднего и верхнего ордовика (бассейн рр. Подкаменной Тунгуски, Сухой Тунгуски — Дьявольская площадь, р. Кулюмбэ и район г. Норильска — Южно-Пясинская площадь) резко повышенные на общем фоне* содержания марганца (Рабиханукаева, 1967). Последний установлен химическим, спектральным, квантометрическим и рентгеновским анализами, минералы марганца изучены в шлифах и аншлифах.

Наиболее значительные концентрации марганца с содержанием MnO в 5%-ной солянокислой вытяжке до 3,94 и 5,19% (табл. 38) установлены в среднем течении р. Подкаменной Тунгуски на ее отрезке от урочища Шеки на западе до о. Кукуй на востоке. Здесь резко повышенные содержания марганца приурочены к отложениям криволуцкого и мангазейского ярусов среднего ордовика, а менее значительные, но также на порядок превышающие кларковые — в отложениях долборского яруса верхнего ордовика. В бассейнах рек Сухой Тунгуски, Кулюмбэ и в районе г. Норильска содержание MnO в пробах колеблется по данным химического анализа от 0,81 до 0,91%. Такие содержания здесь характерны в основном для отложений мангазейского яруса, но в бассейне р. Кулюмбэ они отмечены и в породах долборского яруса.

Во всех случаях повышенные содержания марганца связаны с прослоями и линзами известняков и реже доломитовых известняков. Рентгеновским анализом (выполненным в Институте геологии и геофизики СО АН СССР Н. И. Зюзиным) установлено, что карбонатная часть породы представлена марганцовистым кальцитом (манганокальцитом) с содержанием MnCO₃ 1—2% (обр. 56-9). Это подтверждается результатами химических анализов некоторых образцов (см. табл. 38, обр. 61-6, 59-6, 59-6а, 53-2, 8-46, 81-4, 25-10, 25-6), в которых количество CO₂ больше, чем требуется для насыщения Са и Mg. Поскольку закисного железа в этих образцах мало, избыток CO₂ не мог соединиться с железом, и мы допускаем возможность соединения его с марганцем с образованием манганокальцита**. Микроскопическими исследованиями в шлифах и аншлифах установлено, что известняки и доломитовые известняки, как правило, микро- и тонкозернистые. В их основной марганцовисто-кальцитовой массе обнаружены (см. табл. 38, обр. 59-6а, 53-2) вторичные гидроокислы марганца, представленные псиломеланом и пиролюзитом, которые распределены по породе либо в виде дендритов, либо в виде пленок тонкодисперсного «сажистого» материала и рассеянных точечных вкраплений, либо, наконец, приурочены к органическим остаткам. Гидроокислы марганца встречаются в смеси с гидроокислами железа; последние образованы частично по пириту, рассеянному в породах в виде точечных включений, частично вне связи с ним. По мелким кристаллам пирита развиваются часто гетит и гидрогетит.

По данным спектральных анализов (выполнены в Институте геологии и геофизики А. А. Алабиной), повышенные содержания марганца фиксируются во многих образцах (табл. 39). Им сопутствуют повышен-

* В обычных образцах количество MnO варьирует от 0,006 до 0,09%.

** Пересчеты на кальцит, доломит и манганокальцит велись по методу Э. С. Залманзон и Н. М. Страхова (1957).

Химический состав различных типов пород среднего и верхнего ордовика, имеющих повышенные содержания марганца (5%-ная солянокислая вытяжка)*

Место взятия образца		Ярус	Порода	С о д е р ж а н и е, %													
район	№ образца			перест-ворим. остаток	MnO	CO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Σ	MnO (общий)	CaCO ₃	CaMg (CO ₃) ₂	MnCO ₃	
г. Подкаменная Тунгуска	61-6	Криволуцкий	Фосфоритовый гравелит	11,86	0,81	24,59	8,20	43,95	1,22	0,40	1,15	92,18	0,81	78,45	—	1,31	
	Там же 59-6		Известняк полидетритовый	14,72	1,74	33,96	0,10	42,74	1,74	0,48	0,50	95,98	1,78	75,32	1,69	2,8	
	" 59-6а	"	То же	12,74	5,19	36,90	0,10	41,07	2,77	0,23	0,47	99,47	и/опр.	62,7	19,97	8,4	
	" 59-7		Гравийно-песчаная фосфоритовая порода	62,05	0,46	7,34	1,66	13,74	1,66	1,65	0,58	89,14	0,47	28,81			
	" 53-2	Мангазейский	Известняк органический	12,35	3,94	35,81	0,6	41,67	3,17	0,48	0,73	98,21	и/опр.	67,35	12,97	6,37	
	" 59-9		То же	9,26	0,41	36,00	0,27	45,40	1,30	1,32	0,36	94,32	0,42	84,4	0,88		
	" 59-13	Долборский	"	11,24	0,43	37,17	0,33	44,98	1,57	0,59	0,71	97,02	и/опр.	76,06	7,79		
	" 57-5		Известняк мелкозернистый	12,68	0,34	35,63	0,05	35,63	0,59	0,38	0,60	85,90	"	80,53	0,46		
	р. Сухая Тунгуска	8-46	Мангазейский	То же	22,85	0,81	30,45	0,18	37,63	1,01	1,22	2,27	97,05	"	61,5	8,42	1,31
		р. Куломбэ 81-7		Мергель известковый	47,12	0,33	12,50	0,21	17,55	2,61	3,38	0,83	84,53	0,37	33,49		
"	81-4	Долборский	"	34,02	0,78	22,96	1,27	36,32	1,74	3,82	0,03	100,94	0,78	64,76	1,25	1,25	
р-н г. Норильска	25-13	Мангазейский	Доломит тонкозернистый	14,42	0,48	36,14	0,23	27,88	13,32	2,24	и/опр.	95,21	0,50	17,66	59,32	—	
	Там же 25-10		Известняк органический	12,08	0,62	33,96	0,33	43,59	1,48	0,44	"	92,50	0,62	77,81	—	0,99	
	" 25-6	"	Известняк	8,86	0,62	35,59	0,33	46,73	1,06	1,73	"	94,92	0,62	85,42	—	0,99	
	" 25-5		"	6,66	0,50	33,42	0,63	43,10	1,22	3,82	0,04	89,39	0,50	76,93	—	—	
	" 25-3		"	17,26	0,46	35,59	0,27	45,76	0,52	0,40	0,04	93,30	0,46	81,98	—	—	
	"		"	"													

В других карбонатных и терригенных породах среднего и верхнего ордовика изученных районов содержание MnO колеблется в пределах 0,065—0,09 %.

* Анализы выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН СССР В. Г. Цимбалюк, Е. Н. Жуковой.

Содержание малых элементов в различных типах марганцевосных пород среднего и верхнего ордовика
(полуколичественный спектральный анализ)

Место взятия образца		Ярус	Mn		Ni	Co		Cr		Pb	Ti	Zr	r	Ib	La						
район	№ образца			Cu	V	Mo	Ga	Be	u	l	Li										
		%, · 10 ⁻¹																			
р. Подкаменная Тунгуска	61—6	Криволучский	>1,00	—	3	100	1	30	10	—	10	сл.	100	—	100	1	3000	100	10	—	100
"	59—4	"	0,1	300	1	3	10	30	5	—	1	сл.	1000	30	100	—	1000	100	10	—	—
"	59—6	"	>1,0	—	1	1	1	3	50	—	1	сл.	1000	—	100	1	500	10	—	—	—
"	59—6а	"	>1,00	—	14	5	8	13	—	—	—	—	580	—	200	—	300	—	—	—	—
"	59—7	"	1,0	300	10	1	1	100	50	—	1	1	1000	—	30	сл.	500	30	1	30	—
"	53—2	Мангазейский	>1,0	100	17	8	3	16	350	—	сл.	1	900	—	200	—	100	—	—	—	—
"	59—8	"	0,03	300	20	1	5	100	50	—	20	5	1000	30	50	1	300	30	1	50	30
"	59—9	"	>1,0	—	1	3	10	1	—	—	1	сл.	100	—	50	—	500	30	1	50	30
р. Сухая Тунгуска	8—45	"	0,2	300	10	50	50	100	50	сл.	10	2	3000	—	50	—	100	100	10	30	70
"	8—46	"	0,7	—	1	10	1	сл.	—	—	3	1	500	—	50	—	100	10	1	—	—
р. Кулюмбэ	81—7	"	0,5	—	3	5	3	50	10	—	1	1	5000	30	50	—	500	20	1	30	—
"	81—4	Долборский	>1,0	—	5	10	1	30	10	—	1	1	700	—	50	1	1000	30	3	30	—
"	81—1	"	0,3	300	10	30	10	100	50	—	5	2	2000	30	50	30	100	30	3	50	30
р-н г. Норильска	25—13	Мангазейский	0,7	—	3	3	1	3	3	—	сл.	—	700	—	10	—	1000	—	—	—	—
"	25—12	"	0,5	—	10	20	3	30	20	—	1	1	3000	3	50	—	—	10	1	30	—
"	25—10	"	1,0	—	3	10	5	3	—	—	30	—	500	—	10	—	100	10	1	30	—
"	25—8	"	0,7	—	10	10	10	30	30	—	1	1	5000	—	20	—	100	10	1	30	—
"	25—7	"	0,7	—	10	10	10	10	10	3	10	1	2000	—	30	—	300	30	1	30	—
"	25—6	"	0,5	—	3	50	50	—	3	—	1	—	700	—	30	—	300	30	1	—	—
"	25—5	"	0,5	—	3	1000	10	—	10	—	1	сл.	700	—	30	—	300	30	1	—	—
"	25—3	"	1,00	—	10	10	10	—	—	—	10	—	300	—	10	—	300	10	1	—	—

ные содержания Ti—Zr—Sr—V; менее повышенные — Ni—Cu—Co—Cr—I, Pt—Ba—Ib—Li—La отмечены в редких образцах в небольших количествах, а Mo—Zn—Ga—Be—Sn—W не встречены или содержатся в незначительных количествах.

Не менее интересны фосфоритопроявления в ордовикских отложениях западной окраины Сибирской платформы, отмеченные ранее многими исследователями (Красильникова, 1959, 1966; Либровиц, 1957_{1,2}; Доминиковский, Либровиц, 1957_{1,2}, 1959_{1,2}; Занин, 1964; Матухина, 1966, и др.). На юго-западе в Ангаро-Илимском районе в верхней части мамырской свиты (криволучий и нижняя часть мангазейского яруса) встречаются слои, обогащенные фосфоритизированными обломками лингул (ракушечниковые фосфориты). Севернее, в бассейне р. Подкаменной Тунгуски, среди кварцевых песчаников и алевритов криволучского яруса присутствует значительное количество фосфорита (до 6—45%) в виде фосфоритовых раковин брахипод, зернистого фосфорита отдельных желваков. В значительно меньших количествах фосфориты здесь встречаются в породах мангазейского яруса. В разрезе р. Курейки в песчано-алевритовых и аргиллитовых породах мангазейского яруса фосфорит выполняет роль цемента, а также отмечается в виде фосфоритизированных органических остатков желваков и мелких зерен песчаной и алевритовой размерности. Содержания его здесь небольшие. В бассейне р. Кулюмбэ фосфорит присутствует также в небольших количествах в известковых песчаниках нижней карбонатной части криволучского яруса в форме желваков, зерен и фосфоритизированных органических остатков. В Норильском районе фосфоритопроявления еще менее значительны по сравнению с более южными районами. Здесь они отмечены в мангазейских отложениях в форме зерен песчано-алевритовой размерности и в виде фосфоритизированных органических остатков (табл. XVIII, 66).

Глава VIII. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОРДОВИКСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Из приведенного выше описания видно, что породы ордовика и силура западной окраины Сибирской платформы весьма разнообразны как по составу, так и по условиям образования. Картина распределения пород свидетельствует о сложных условиях осадконакопления в ордовикский и силурийский периоды.

Осадочные породы распространены по разрезу и по площади вполне закономерно. Определенные типы пород образуют ассоциации, каждая из которых характеризуется своим набором и своей последовательностью в чередовании пород. Подобные ассоциации пород мы вслед за И. В. Хворовой (1961) называем литологическими комплексами.

Основные литологические комплексы ордовика западной части Сибирской платформы показаны на схеме (рис. 41) и сгруппированы в табл. 40, где в названия комплексов входят наименования основных типов пород, перечисленных в возрастающем порядке по степени их распространения.

Как видно, осадочные толщи ордовика западной части Сибирской платформы образуют вполне закономерные фациальные ряды.

Особенно ясны фациальные замещения для устькутского яруса нижнего ордовика. При прослеживании с юга на север от р. Ангары к низовьям р. Енисея у г. Норильска наблюдается последовательное замещение терригенно-карбонатных пестроцветных и сероцветных отложений устькутского яруса, развитых на р. Ангаре, на кремнисто-известняково-доломитовую толщу, характерную для разрезов рек Подкаменной Тунгуски, Курейки, Горбиячин, Кулюмбэ, которая в свою очередь замещается толщей доломитов с гипсами, распространенными в районе г. Норильска. Если учесть, что южнее рассматриваемой территории в Присаянье, по данным Ю. Н. Занина (1964), наблюдается преимущественно терригенный разрез устькутского яруса, то можно предположить, что левым конечным членом отмеченного ряда будет являться терригенная красноцветная толща. Вполне вероятно, что в конечном счете доломитовая толща с гипсами северных районов Сибирской платформы еще далее на север заместится известняково-сланцевой толщей, распространенной на Таймыре (Бондарев, 1960). Для этого фациального ряда, фиксирующего переходы от прибрежных участков бассейна к открытому морю, если мы возьмем преобладающую карбонатную часть в них, можно наблюдать такое замещение пород: известняк → известковый доломит кремнистый — доломит гипсовый доломит. Он очень близок к ряду, установленному М. С. Швецовым (1938) для каменноугольного бассейна Московской синеклизы, В. Г. Махлаевым (1964) для верхне-фаменских отложений Русской платформы и, как указал Н. С. Шатский (1965), вообще широко распространен в природе. Этот ряд в левой части может быть дополнен песчаниками, развитыми в Присаянье, а в правой — известняками и сланцами, характерными для Таймыра, и его общий вид будет следующим: песчаник → известняк → известковый доломит кремнистый → доломит → гипсовый доломит → известняк и глинистый сланец. Возможно, между двумя правыми крайними членами ряда присутствуют свои разновидности пород, которые пока не установлены. Несмотря на это, весь ряд в целом определенно указывает на то, что отмеченные фациальные замещения фиксируют переходы от окраинных участков морского бассейна к его центральной зоне.

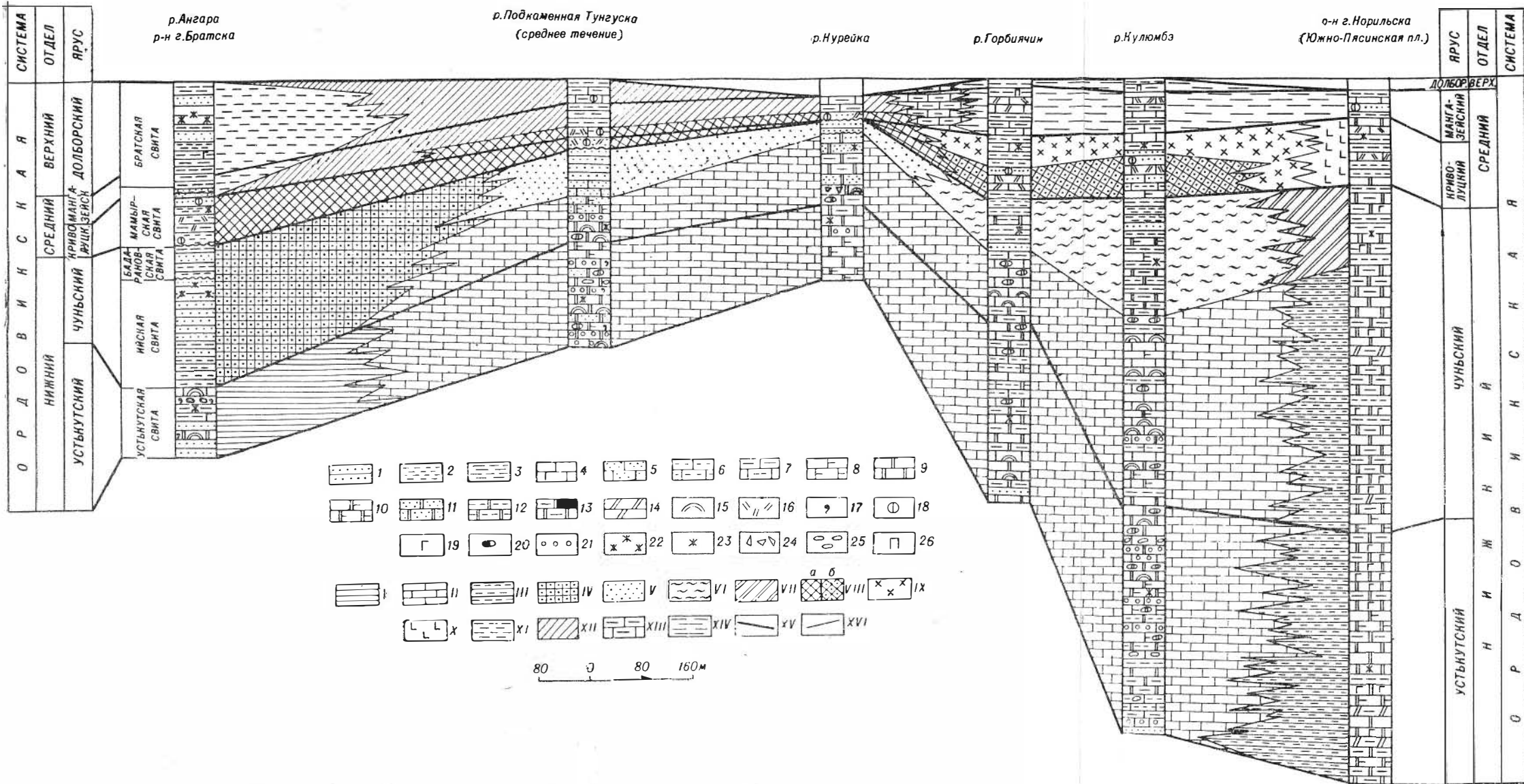


Рис. 41. Схема распространения главнейших литологических комплексов ордовикских отложений западной окраины Сибирской платформы.

1—25 — породы (в колонках разрезов): 1 — песчаники; 2 — алевриты; 3 — аргиллиты и мергели известковые; 4 — известняки; 5 — известняки песчаные; 6 — известняки алевритовые; 7 — известняки глинистые; 8 — известняки доломитовые; 9 — доломиты; 10 — доломиты известковые; 11 — доломиты песчаные; 12 — доломиты алевритовые; 13 — доломиты глинистые; 14 — мергели доломитовые; 15 — водорослевые образования; 16 — органогенные известняки; 17 — глауконит; 18 — фосфорит; 19 — гипс, ангидрит; 20 — линзы кремней; 21 — оолиты, карбонатные; 22 — красноцветность всей толщи; 23 — красноцветность отдельных прослоев; 24 — брекчии; 25 — галечники и внутриформационные конгломераты; 26 — пирит.

I—XIV — литологические комплексы (между колонками разрезов): I — песчано-известняковый; II — кремнисто-известняково-доломитовый; III — доломитовый с гипсом; IV — аргиллитно-алеврито-песчанниковый (красноцветный терригенный); V — песчанниковый сероцветный; VI — карбонатно-песчано-алеврито-аргиллитовый (пестроцветный терригенно-карбонатный); VII — глинисто-доломитовый с гипсом; VIII а — известняково-аргиллитно-алеврито-песчанниковый фосфоритноносный; VIII б — песчано-известняковый с фосфоритом; IX — известняково-алеврито-аргиллитовый пестроцветный; X — глинисто-известняково-доломитовый; XI — песчано-алеврито-аргиллитовый с гипсом (терригенный красноцветный); XII — известняково-аргиллитовый, сероцветный; XIII — известняковый; XIV — известняково-аргиллитовый, пестроцветный и темноцветный; XV — границы ярусов; XVI — границы литологических комплексов.

При составлении схемы учтены данные Ю. Н. Занина и В. У. Петракова.

Основные ассоциации пород (литологические комплексы) в разрезах ордовика на западной окраине Сибирской платформы

Комплекс	Основные типы пород	Стратификация	Район распространения и стратиграфическое положение
<i>Фациальный ряд (устькутский ярус и нижняя часть чуньского яруса)</i>			
I. Песчано-известняковый	Оолитовые известняки Строматолитовые известняки Известковые песчаники Сопутствующие породы: известковые алевролиты, аргиллиты, доломиты	Асимметричная (неравномерное переслаивание карбонатных и терригенных пород)	р. Ангара, нижнее течение р. Подкаменной Тунгуски. Устькутский ярус
II. Кремнисто-известково-доломитовый	Пелитоморфные и тонкозернистые доломиты и известняки Микрозернистые известково-доломитовые Строматолитовые известняки и доломиты с линзами и прослоями кремней Оолитовые известняки и доломиты Сопутствующие породы: кварцевые песчаники, мергели, внутриформационные карбонатные конгломераты и брекчии	Асимметричная (чередование тонких прослоев песчаников с пачками карбонатов)	Среднее течение р. Подкаменной Тунгуски, рек Курейки, Горбичин, Кулюмбэ. Устькутский ярус и нижняя часть чуньского яруса
III. Доломитовый с гипсом	Доломиты глинистые с прожилками и включениями сульфатов Сопутствующие породы: аргиллиты доломитовые, известняки	Чередование пачек доломитов	Р-н г. Норильска, р. Мойеро. Устькутский и чуньский (нижняя часть) ярусы
<i>Фациальный ряд (чуньский ярус)</i>			
IV. Аргиллито-алеврорито-песчаниковый (красноцветный терригенный)	Мелко- и разнозернистые песчаники Алевролиты Сопутствующие породы: песчано-алевролитовые аргиллиты, доломиты, известняки	Тонкослоистая (неравномерное переслаивание перечисленных типов пород)	Бассейн р. Ангары, нижнее течение р. Подкаменной Тунгуски. Чуньский ярус
V. Песчаниковый (сероцветный)	Мелко-, средне-, редко- крупнозернистые песчаники Сопутствующие породы: алевролиты, аргиллиты	Толстослоистая (чередование мощных пачек песчаников, содержащих редкие прослойки алевролитов и аргиллитов)	Бассейны рек Подкаменной Тунгуски, Курейки. Верхняя часть чуньского яруса (байкитская свита)

Комплекс	Основные типы пород	Стратификация	Район распространения и стратиграфическое положение
VI. Карбонатно-песчано-алевро-аргиллитовый (пестроцветный терригенно-карбонатный)	Аргиллиты песчано-алевролитовые Алевролиты Доломиты алевроито-доломитовые Мергели известковые и доломитовые Сопутствующие породы: известняки, песчаники	Средне- и тонкослоистая асимметричная (частое неравномерное чередование перечисленных типов пород)	Бассейны рек Горбиячин, Кулюмбэ, среднее течение р. Чуни. Чуньский ярус (верхняя часть)
VII. Глинисто-доломитовый с гипсом (пестроцветный)	Доломиты Аргиллиты Алевролиты Сопутствующие породы: ангидритовые и гипсо-ангидритовые доломиты и известняки	Средне- и тонкослоистая, асимметричная (частое неравномерное чередование перечисленных типов пород)	Р-н г. Норильска, р. Мойеро. Чуньский ярус (верхняя часть)

Фациальный ряд (криволицкий ярус)

VIII ^a . Известняково-аргиллито-алевроитопесчаный фосфоритоносный (сероцветный, прослоями красноватый)	Песчаники глауконитокварцевые с конкрециями фосфорита Алевролиты Аргиллиты Ракушниковые известняки, часто фосфоритизированные Сопутствующие породы: внутрiformационные конгломераты с гальками фосфорита	Средне- и тонкослоистая (частое неравномерное чередование перечисленных типов пород)	Бассейны рек Ангары, Подкаменной Тунгуски и Курейки. Криволицкий и мангазейский ярусы
VIII ^b . Песчано-известняковый с фосфоритом (сероцветный)	Известняки пелитоморфные, микро- и тонкозернистые Известняки ракушниковые Известково-доломитовые породы Песчаники известковые с желваками фосфорита Сопутствующие породы: аргиллиты, мергели, редкие доломиты	Средне- и грубоплитчатое наслоенное, асимметричная	Бассейны рек Горбиячин, Кулюмбэ. Криволицкий ярус (нижняя часть)

Комплекс	Основные типы пород	Стратификация	Район распространения и стратиграфическое положение
IX. Известняково-алевроито-аргиллитовый пестроцветный (известняково-терригенный пестроцветный)	Аргиллиты Алевролиты Мергели Сопутствующие породы: известковистые песчаники, ракушничковые известняки	Тонкослоистая, асимметричная (частое и неравномерное чередование перечисленных типов пород)	Бассейны рек Горбиячин, Кулюмбэ, Криволицкий ярус (верхняя часть)
X. Глинисто-известняково-доломитовый пестро- и сероцветный	Доломиты глинистые Мергели доломитовые Аргиллиты Известняки органогенные	Тонкослоистая, асимметричная (частое и неравномерное переслаивание перечисленных типов пород)	Р-н г. Норильска, р. Мойеро, Криволицкий ярус

Фацальный ряд (мангазейский и долборский ярусы)

XI. Песчано-алевроито-аргиллитовый с гипсом (терригенный красноцветный)	Аргиллиты Алевролиты Песчаники Сопутствующие породы: тонкие прослой гипса	Тонкослоистая, асимметричная (частое и тонкое переслаивание перечисленных типов пород)	Бассейн р. Ангары. Мангазейский и долборский ярусы
XII. Известняково-аргиллитовый сероцветный	Аргиллиты Мергели Известняки органогенные	Тонкослоистая, асимметричная (частое и тонкое переслаивание перечисленных типов пород с преобладанием аргиллитов)	Бассейны рек Подкаменной и Сухой Тунгусок, Курейки. Мангазейский и долборский ярусы
XIII. Известняковый сероцветный	Известняки органогенные Известняки зернистые Сопутствующие породы: мергели, аргиллиты	Средне- и тонкоплитчатое наслоение, асимметричная	Среднее течение р. Чуни и междуречье Курейка—Горбиячин. Мангазейский и долборский ярусы
XIV. Известняково-аргиллитовый темноцветный	Аргиллиты Алевролиты Известняки органогенные Сопутствующие породы—мергели	Тонкослоистая, асимметричная (частое и тонкое переслаивание перечисленных типов пород с преобладанием аргиллитов)	Бассейны рек Горбиячин, Кулюмбэ, р-он г. Норильска. Мангазейский и долборский ярусы

Характер фациальных переходов для отложений устькутского яруса в направлении с запада на восток от Енисейского кряжа до среднего течения р. Чуни остается тем же. По данным Н. С. Подгорной, Ю. Г. Семенова, А. Г. Гурьевой (1965), на севере Енисейского кряжа в районе р. Рыбной в устькутском ярусе преимущественно развиты красно- и сероцветные известняки, гравелиты, песчаники и алевроито-глинистые породы. Эта терригенно-известняковая толща восточнее сменяется кремнисто-известняково-доломитовой, распространенной на р. Подкаменной Тунгуске. Еще далее на восток до среднего течения р. Чуни распространена уже доломитовая толща. Можно считать, что для устькутского яруса фациальный ряд в направлении с запада на восток близок фациальному ряду в направлении с юга на север. На р. Чуне доломиты с гипсами не встречаются. Однако можно предполагать, что далее на восток под более молодыми отложениями Тунгусской синеклизы такие отложения в устькутском ярусе существуют. Об этом можно судить на основании того, что на северо-восточном крыле Тунгусской синеклизы по р. Мойеро обнаженные отложения устькутского яруса представлены гипсоносными доломитами и известняками (Мягкова, Никифорова и др., 1963).

Аналогичные фациальные замещения отмечаются в отложениях нижней половины чуньского яруса. При прослеживании с юга на север от р. Ангары и приенсейской зоны до района г. Норильска в чуньском ярусе фиксируются переходы от терригенных красноцветных отложений к пестроцветной и сероцветной кремнисто-известняково-доломитовой толще, которая сменяется гипсово-доломитовыми отложениями. По-видимому, толща гипсовых доломитов в более северных районах так же, как и в устькутском ярусе, замещается известняковыми и сланцевыми породами, развитыми в нижнем ордовике Таймыра (Бондарев, 1960). Те же переходы сохраняются и при пересечении с запада на восток. Таким образом, фациальный ряд для отложений чуньского яруса остается близким к устькутскому. Он может быть изображен в виде следующей последовательности осадочных толщ: красноцветная терригенная → кремнисто-известняково-доломитовая → доломитовая с гипсом → известняково-сланцевая. Существуют данные, по которым можно внести в промежуток между терригенной красноцветной (р. Ангара) и кремнисто-известняково-доломитовой (р. Подкаменная Тунгуска) толщами дополнительно терригенно-известняковую пестроцветную толщу.

Значительно изменился характер фациальных замещений для осадочных толщ верхней половины чуньского яруса нижнего ордовика. На юге в Иркутском амфитеатре (район г. Братска) отложения этого возраста выделяются в бадарановскую свиту (Занин, Огиенко, 1964), сложенную терригенными красно-сероцветными породами. В направлении на север эта толща постепенно замещается сероцветными песчаниками байкитской свиты, широко распространенными в западных и центральных районах Сибирской платформы. Песчаники байкитской свиты в бассейнах рек Горбиячин, Кулюмбэ и в среднем течении р. Чуни переходят в пестроцветную терригенно-карбонатную толщу (Драгунов, Леднева, 1960). На севере, в районе г. Норильска и на северо-востоке, на р. Мойеро (Мягкова, Никифорова и др., 1963) аналогом этих отложений является глинисто-доломитовая гипсоносная толща.

В целом для верхней половины чуньского яруса наблюдается следующее замещение осадочных толщ как с юга на север, так и с запада на восток: красноцветная терригенная → сероцветная песчаниковая → пестроцветная терригенно-карбонатная → глинисто-доломитовая гипсоносная. Правый крайний член ряда, видимо, также может быть до-

полнен известняково-сланцевой толщей, распространенной на Таймыре (Бондарев, 1960). Видно, что этот ряд отличается от предыдущих более широким развитием терригенных пород, в частности, появлением сероцветной песчаниковой толщи кварцевого состава. Однако принципиальная последовательность осадочных толщ, фиксирующая переход от области сноса к центральным участкам морского бассейна, остается прежней.

Совершенно иные фациальные замещения наблюдаются для отложений криволуцкого яруса среднего ордовика. Связано это с тем, что осадконакопление в среднем ордовике началось после регионального перерыва в связи с новой трансгрессией (Никифорова, 1955). На значительной территории Сибирской платформы (бассейны рек Ангары, Лены. Подкаменной Тунгуски и др.) в составе криволуцкого яруса распространены терригенные серо- и красноцветные отложения с ракушечниками известняками и желваками фосфоритов. Только на северо-западе по рекам Горбиячин и Кулюмбэ развиты внизу сероцветные песчано-известняковые, а сверху пестроцветные известняково-терригенные породы, в районе г. Норильска и в бассейне р. Мойеро (Мягкова, Никифорова и др., 1963) — серо- и пестроцветные глинисто-известняково-доломитовые породы.

Фациальный ряд криволуцкого яруса среднего ордовика в самом общем виде может быть представлен в такой последовательности: терригенная сероцветная и красноцветная с ракушечниковыми известняками и желваками фосфоритов → терригенно-известняковая сероцветная и известково-терригенная пестроцветная → глинисто-известняково-доломитовая сероцветная и пестроцветная осадочные толщи. Последняя толща, возможно, замещается известняками и граптолитовыми сланцами, развитыми в среднем ордовике Таймыра. Такой характер фациальных переходов наблюдается при прослеживании как с юга на север, так и с запада на восток.

Для отложений мангазейского яруса среднего ордовика и долборского яруса верхнего ордовика характер фациальных переходов может быть намечен только в общих чертах. В направлении с юга от Присяянья на север к району г. Норильска наблюдается замещение серо- и красноцветной терригенных толщ на сероцветные известняково-аргиллитовые отложения столбовой свиты р. Подкаменной Тунгуски, которые в свою очередь переходят в сероцветную известняковую толщу на востоке в бассейне р. Чуни, а она сменяется темноцветной известняково-аргиллитовой толщей, распространенной как по рекам Горбиячин, Кулюмбэ и в Норильском районе, так и на р. Мойеро (Мягкова, Никифорова и др., 1963). В общем, фациальный ряд мангазейского и долборского ярусов, вероятно, может быть таким: красноцветная терригенная толща → известняково-аргиллитовая сероцветная толща → известняковая сероцветная толща → известняково-аргиллитовая серо- и темноцветная толща. Он фиксирует переходы от окраин к центральной части морского бассейна. Однако положение в фациальном профиле известняковой толщи, развитой в бассейне р. Чуни, может быть другим, и этот вопрос нуждается в специальном анализе. Вполне вероятно, что в приведенном фациальном ряду будет присутствовать одна известняково-аргиллитовая толща, а известняковая будет конечной.

Рассматривая фациальные ряды для отложений ордовика на западной окраине Сибирской платформы, можно сделать вывод о том, что фациальные замещения в направлении с юга на север и с запада на восток почти тождественны. Единственное отличие сводится к тому, что фациальный ряд в направлении с юга на север является более растя-

путым по отношению к широтному ряду. Этот факт позволяет считать, что ряд от р. Ангары до г. Норильска представляет сечение ордовикских отложений по диагонали относительно береговой линии, а с юго-запада на северо-восток — примерно вкрест простираения береговой линии. Сказанное свидетельствует о том, что на протяжении всего ордовика образцов правобережья р. Енисея, а на юге они размещались в пределах Енисейского кряжа и Восточного Саяна.

Литологические комплексы силура западной окраины Сибирской платформы и характер их фациальных замещений приведены на рис. 42 и в табл. 41. При прослеживании с юга на север от р. Чуны до района г. Норильска по отложениям нижнего и низов среднего лландовери отмечается следующее замещение осадочных толщ. Терригенные красноцветные отложения Ангаро-Чунского междуречья сменяются сероцветными терригенно-карбонатными образованиями в бассейне р. Подкаменной Тунгуски, а затем они переходят в сероцветную толщу граптолитовых сланцев, развитую по рекам Сухой Тунгуске, Курейке, Горбиячин, Кулюмбэ и в Норильском районе. Аналогичная толща граптолитовых сланцев среднего лландовери развита также на Центральном Таймыре (Жижина, 1965). Вполне возможно, что для нижнего и низов среднего лландовери фациальный ряд в направлении с запада на восток будет близок к фациальному ряду с юга на север. Свидетельством этого может служить тот факт, что в нижнем течении р. Подкаменной Тунгуски развита терригенно-карбонатная толща, а на северо-восточном крыле Тунгусской синеклизы в бассейне р. Мойеро распространена толща граптолитовых сланцев (Мягкова, Никифорова и др., 1963). Вполне поэтому вероятно, что под более молодыми отложениями в центральных районах Тунгусской синеклизы также развита толща граптолитовых сланцев. Не исключена возможность, что в районах западнее устья р. Подкаменной Тунгуски имеются красноцветные терригенные отложения.

Иные фациальные переходы наблюдаются в верхней части среднего лландовери. Для этих отложений фациальный ряд литологических комплексов может быть изображен в направлении с юга на север в виде следующей последовательности (см. рис. 42): алевроито-аргиллитопесчаный (красноцветный) → известняково-аргиллитовый (сероцветный) → известняковый → известняково-аргиллитовый. Наличие в бассейне р. Мойеро в верхней части среднего лландовери известняковой толщи позволяет предположить фациальные переходы в направлении с запада на восток, аналогичные фациальным переходам с юга на север, т. е. от береговой линии в глубь бассейна.

Для отложений верхнего лландовери, венлока и позднего силура выделить фациальные ряды не представилось возможным. На юго-западе исследуемой территории осадочные толщи этого возраста отсутствуют, а по разрезам от р. Подкаменной Тунгуски до г. Норильска характер фациальных переходов можно лишь наметить в самом общем виде. Для верхнего венлока можно отметить замещения известняково-доломитовых строматопорово-коралловых пород р. Подкаменной Тунгуски строматопорово-коралловыми доломитами, развитыми в бассейне р. Сухой Тунгуски, и строматопорово-коралловыми известняками, распространенными по рекам Курейке и Горбиячин. На р. Кулюмбэ для верхнего венлока характерны водорослевые известняки, а в Норильском районе преобладают строматопорово-коралловые доломиты.

По отложениям лудловского яруса видно, что наблюдаемые в бассейнах рек Подкаменной и Сухой Тунгусок доломитовые породы с гипсами замещаются на р. Кулюмбэ известняками и доломитами, седе-

Основные ассоциации пород (литологические комплексы) в разрезах силура на западной окраине Сибирской платформы

Комплекс	Основные типы пород	Стратификация	Район расположения и стратиграфическое положение
Алеврито-песчаный (красно- и сероцветный)	Песчаники Алевролиты Сопутствующие породы: аргиллиты, известняки, редко доломиты (р. Илим)	Асимметричная (неравномерное переслаивание алевролитов и песчаников с тонкими прослоями аргиллитов и известняков)	р. Чуна (Ангаро-Чунское междуречье). Лландоверийский ярус (кежемская свита)
Песчано-известняковый с конгломератом и гравелитом (сероцветный)	Мелкогалечный конгломерат Кварцевые песчаники Сопутствующие породы—темные известняки	Асимметричная (неравномерное переслаивание конгломератов и песчаников)	р. Подкаменная Тунгуска. Нижний лландоверий
Граптолитовых сланцев темно-серых	Аргиллиты сланцеватые Сопутствующие породы—мергели и известняки	Пачка сланцеватых аргиллитов с редкими прослоями мергелей и известняков	Бассейны рек Сухой Тунгуски, Курейки, Горбиячин, Кулюмбэ, Мойеро, р-н р. Норильска. Средний лландоверий
Алеврито-аргиллито-песчаный, красноцветный	Песчаники (характерны для разреза р. Чуни) Аргиллиты Алевролиты Сопутствующие породы: мергели, линзы и прослой гипса	Асимметричная (неравномерное переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников с преобладанием последних на р. Чуна, на р. Илим переслаивание аргиллитов, алевролитов и мергелей)	р. Чуна (Ангаро-Чунское междуречье). Лландоверийский ярус (ярская свита)
Известняково-аргиллитовый, сероцветный	Аргиллиты известковистые Сопутствующие породы: известняки глинистые, иногда органогенные, мергели	Толща известковых аргиллитов с прослоями известняков и мергелей	Бассейны рек Подкаменной и Сухой Тунгусок, Курейки, Горбиячин, Кулюмбэ, р-н г. Норильска. Средний лландоверий
Известняковый (сероцветный)	Известняки Сопутствующие породы: известковые аргиллиты и мергели	Толща известняков с прослоями известковых аргиллитов и мергелей	Бассейны рек Кулюмбэ, Мойеро. Средний лландоверий
Аргиллито-известняковый (сероцветный)	Известняки глинистые Мергели Линзообразные известняки, часто органогенно-полидетритовые Сопутствующие породы—аргиллиты, известковистые	Неравномерное переслаивание глинистых известняков, мергелей и прослоев линзообразных известняков, часто органогенно-полидетритовых	Бассейны рек Подкаменной Тунгуски (нижнее течение), Сухой Тунгуски, Курейки, Горбиячин, Кулюмбэ, Мойеро, р-н г. Норильска. Верхний лландоверий

Комплекс	Основные типы пород	Стратификация	Район расположения и стратиграфическое положение
Известняковый с колониями кораллов	<p>Известняки плитчатые и массивные</p> <p>Органогенные-детритовые известняки</p> <p>Водорослевые известняки</p> <p>Сопутствующие породы: плоскогалечные известняковые конгломераты, известковые аргиллиты, глинистые доломиты (р-н г. Норильска)</p>	<p>Плитчатые и массивные известняки с прослоями водорослевых образований плоскогалечных известняковых конгломератов и линзами органогенно-детритусовых известняков, редко с прослоями аргиллитов (р-н г. Норильска)</p>	<p>Бассейны рек Подкаменной и Сухой Тунгусок, Кулюмбэ, Мойеро, р-н г. Норильска. Нижний венлок</p>
Известняково-доломитовый, строматопорово-коралловый и водорослевый	<p>Известняки строматопорово-коралловые и водорослевые</p> <p>Известняки органогенно-детритовые</p>	<p>Толща строматопорово-коралловых, иногда водорослевых известняков и доломитов с линзами и прослоями органогенно- и биоморфно-детритовых известняков</p>	<p>Бассейны рек Подкаменной и Сухой Тунгусок, Курейки, Горбнячин, Кулюмбэ, Мойеро, р-н г. Норильска. Верхний венлок</p>
Известняково-доломитовый, глинистый	<p>Известняки</p> <p>Доломиты</p> <p>Известняки доломитовые</p> <p>Сопутствующие породы: плоскогалечные известняковые конгломераты, органогенно-детритовые известняки, водорослевые известняки</p>	<p>Известняки, доломиты, плитчатые, массивные с прослоями известковых доломитов, реже плоскогалечных известняковых конгломератов, водорослевых известняков, линз и прослоев органогенно-детритовых известняков</p>	<p>Бассейны рек Сухой Тунгуски, Курейки, Кулюмбэ, р-н г. Норильска. Верхний венлок</p>
Сульфатно-доломитовый	<p>Доломиты массивные, плитчатые, глинистые</p> <p>Известняки доломитовые</p> <p>Доломиты известковые</p> <p>Сопутствующие породы: линзы и прослойки глины, ангидрита, целестина, аргиллита</p>	<p>Монотонная толща глинистых, иногда известковых доломитов с прослоями доломитовых известняков (р. Кулюмбэ) с многочисленными линзами и прожилками гипса и ангидрита, иногда целестина (реки Кулюмбэ и Курейка) и редкими прослоями аргиллита</p>	<p>Бассейны рек Подкаменной и Сухой Тунгусок, Курейки, Кулюмбэ, Мойеро, р-н г. Норильска. Лудловский ярус</p>

жашими целестин и сменяющимися в Норильском районе толщей доломитов с многочисленными включениями гипсов и ангидритов и редко (в кровле разреза) целестинов.

Подобный характер фациальных замещений позволяет предполагать, что фациальные ряды раннего силура в направлении с юга на север и с запада на восток тождественны. Каждый ряд с юга на север более растянут по отношению к широтному. Это может свидетельствовать о том, что ряд от Ангаро-Чунского междуречья до района г. Норильска характеризует сечение отложений по диагонали относительно береговой линии, а с запада на северо-восток — вкrest простирания береговой линии. Это в свою очередь может указывать на то, что в раннесилурийском времени, как и в ордовике, области размыва на севере были удалены от исследуемых разрезов, а на юге они продолжали размещаться в пределах Енисейского кряжа и Восточного Саяна.



Глава IX. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ ОРДОВИКСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Рассматривая пространственное положение осадочных толщ ордовика и силура на западе Сибирской платформы, можно в общих чертах воссоздать палеогеографическую обстановку их образования.

Накопление осадков в устькютском веке происходило в едином морском бассейне (рис. 43). Береговая линия предполагается на юге (Восточный Саян) и юго-западе (северо-западнее Енисейского кряжа), где находились горные сооружения, поставившие терригенный материал. Дополнительный источник сноса располагался, по-видимому, на севере Западно-Сибирской низменности. Вероятно, он представлял собой северо-западное продолжение Енисейского кряжа. Морской бассейн по солёности и глубинам подразделялся на ряд зон, в каждой из которых накапливались своеобразные осадочные толщи. В разрезах по рекам Бпрюсе и Чуне вблизи береговой линии располагалась зона вод с нормальной солёностью, где отлагались алевроитовые и песчаные, иногда гравелитовые и конгломератовые осадки. В районе г. Братска, а также на водоразделе рек Горбиллок, Каменки и Камо и в нижнем течении р. Подкаменной Тунгуски находилась зона с нормальной солёностью, в которой осаждались песчаные и известняковые осадки. В ещё более удалённой от берега зоне в условиях колебания солёности от нормальной до повышенной накапливались известковые и доломитовые осадки с преобладанием последних. Здесь так же, как и в зоне с нормальной солёностью, были широко распространены оолитовые образования и колонии водорослей. На севере и северо-востоке рассматриваемой территории солёность ещё более повышалась, и тут отлагались доломиты и гипсовые доломиты. По-видимому, эта осолоненная зона отделялась полосой мелких отмелей широтного простирания от глубокого моря нормальной солёности, которое существовало в районе Таймыра.

В раннечунском веке (рис. 44) на большей части территории условия осадконакопления оставались такими же. Однако южная область сноса оказалась более приподнятой, вследствие чего в бассейнах р. Ангары, истоков рек Горбиллок, Каменки, Камо и нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски накопление сероцветных терригенно-известняковых отложений сменилось накоплением красноцветного терригенного комплекса. Зона вод с нормальной солёностью расширилась и сместилась несколько севернее и северо-восточнее. Расчленённость морского бассейна по глубине и солёности сохранилась прежней.

Ещё более расширилась область терригенного осадконакопления во второй половине чунского века (рис. 45). Море было, по-видимому, стабильным, но неглубоким, с выровненным рельефом дна, о чём свидетельствует распространение мощных однообразных песчаных толщ на значительных площадях. В прибрежной части бассейна накапливались красноцветные терригенные отложения, а севернее сероцветные байкитские песчаники. На северо-западе и северо-востоке, где солёность продолжала оставаться повышенной, отлагались пестроцветные глинисто-доломитовые, иногда гипсоносные осадки. Это свидетельствует о том, что, несмотря на более интенсивный привнос терригенного материала, морской бассейн конца чунского века также расчленялся на зоны с различной солёностью воды. Видно, полоса мелких отмелей, разделявшая осолоненную область от открытого моря, в это время продолжала существовать.

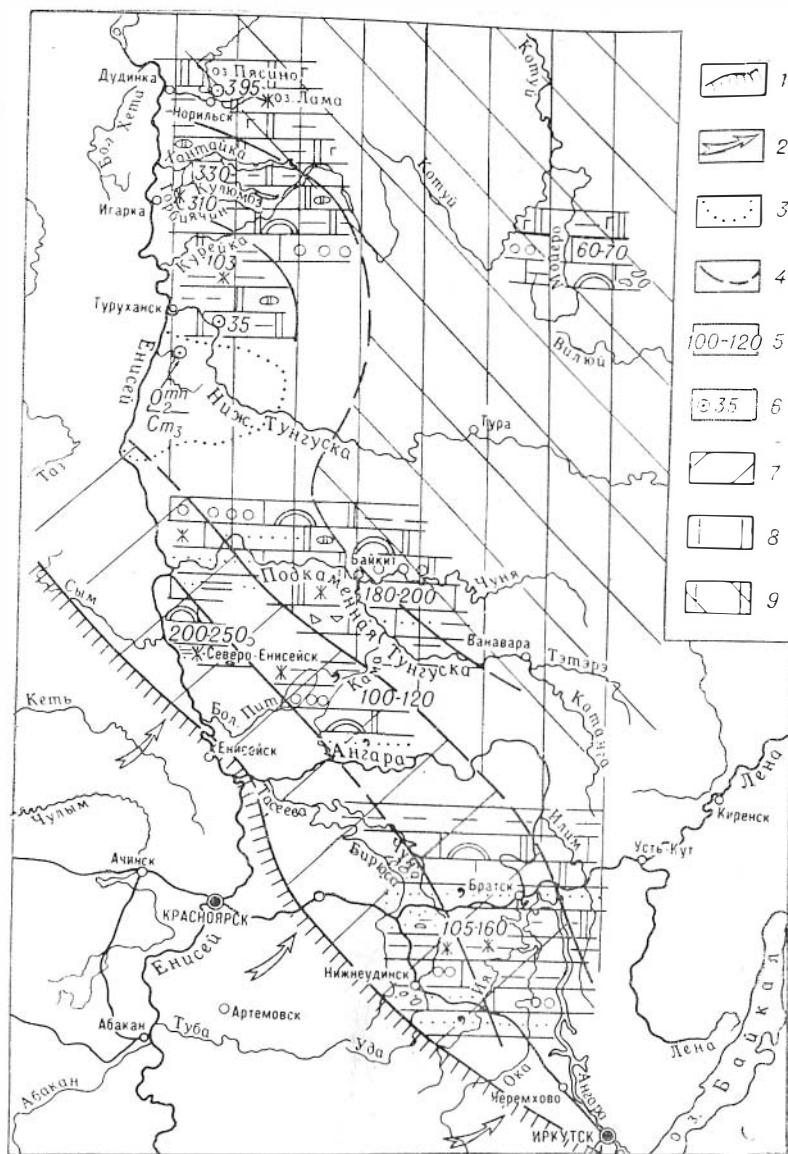


Рис. 43. Литолого-палеогеографическая схема западной окраины Сибирской платформы (устыкутский век).

1 — положение береговой линии; 2 — главные направления сноса обломочного материала; 3 — границы древних размывов; 4 — границы фациальных зон; 5 — мощность осадков по площади; 6 — мощность осадков по скважинам; 7 — участки морского бассейна с нормальной соленостью; 8 — зоны с колебаниями солености от нормальной до повышенной; 9 — зоны с повышенной соленостью. Остальные условные обозначения те же, что и к рис. 14.

Поскольку в основании осадков криволучского яруса везде на исследуемой территории наблюдаются следы перерыва и нередко эрозионного размыва, можно сделать вывод, что перед началом среднего ордовика вся западная половина Сибирской платформы испытала поднятие, сопровождающееся регрессией моря. Однако эта регрессия была непродолжительной, и со среднего ордовика на всей исследованной территории снова начинают накапливаться морские осадки.

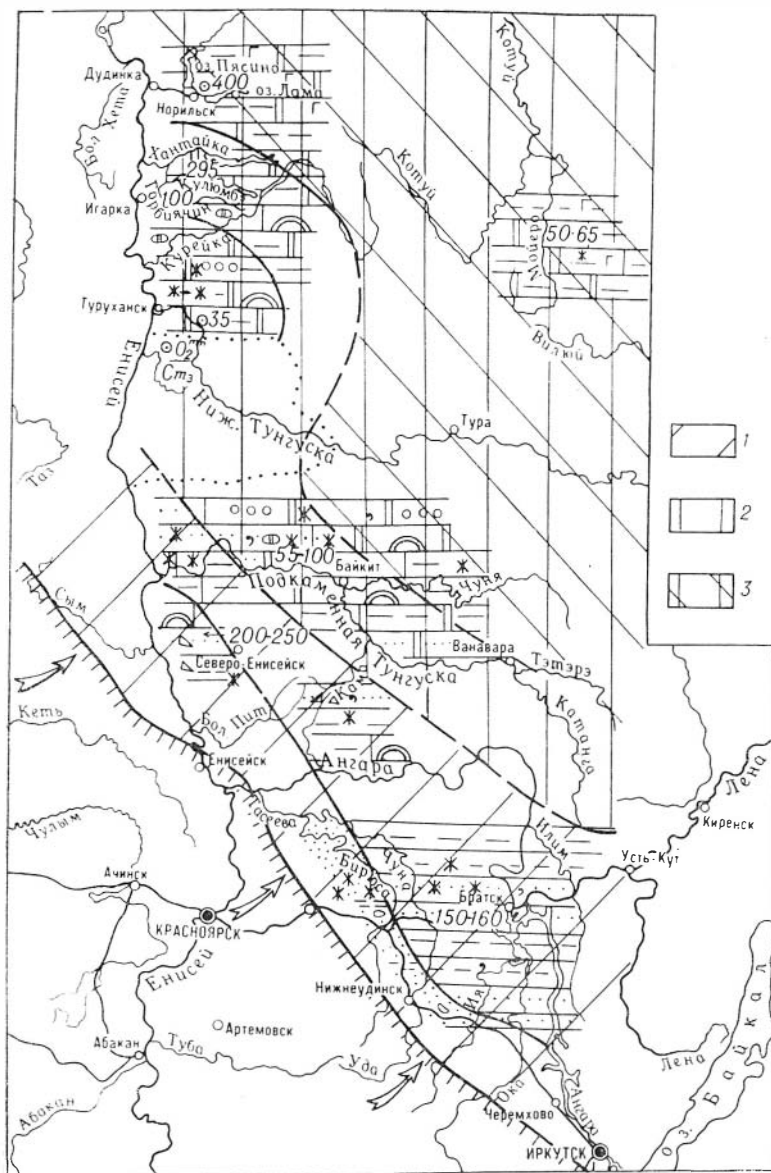


Рис. 44. Литолого-палеогеографическая схема западной окраины Сибирской платформы (раннечунский век).

1 — участки морского бассейна с нормальной соленостью; 2 — зоны с колебаниями солености от нормальной до повышенной; 3 — зоны с повышенной соленостью. Остальные условные обозначения те же, что и к рис. 14 и 43.

В начале криволучского века значительная территория запада Сибирской платформы была занята неглубоким морем нормальной солености (рис. 46), где периодически создавались благоприятные условия для расцвета организмов, условия, способствовавшие перемыву и перетолжению осадков, а также образованию глауконита и фосфорита. Для Норильского района характерно отсутствие фосфорита и наличие загипсованных доломитов с прослоями брахиоподовых известняков, ино-

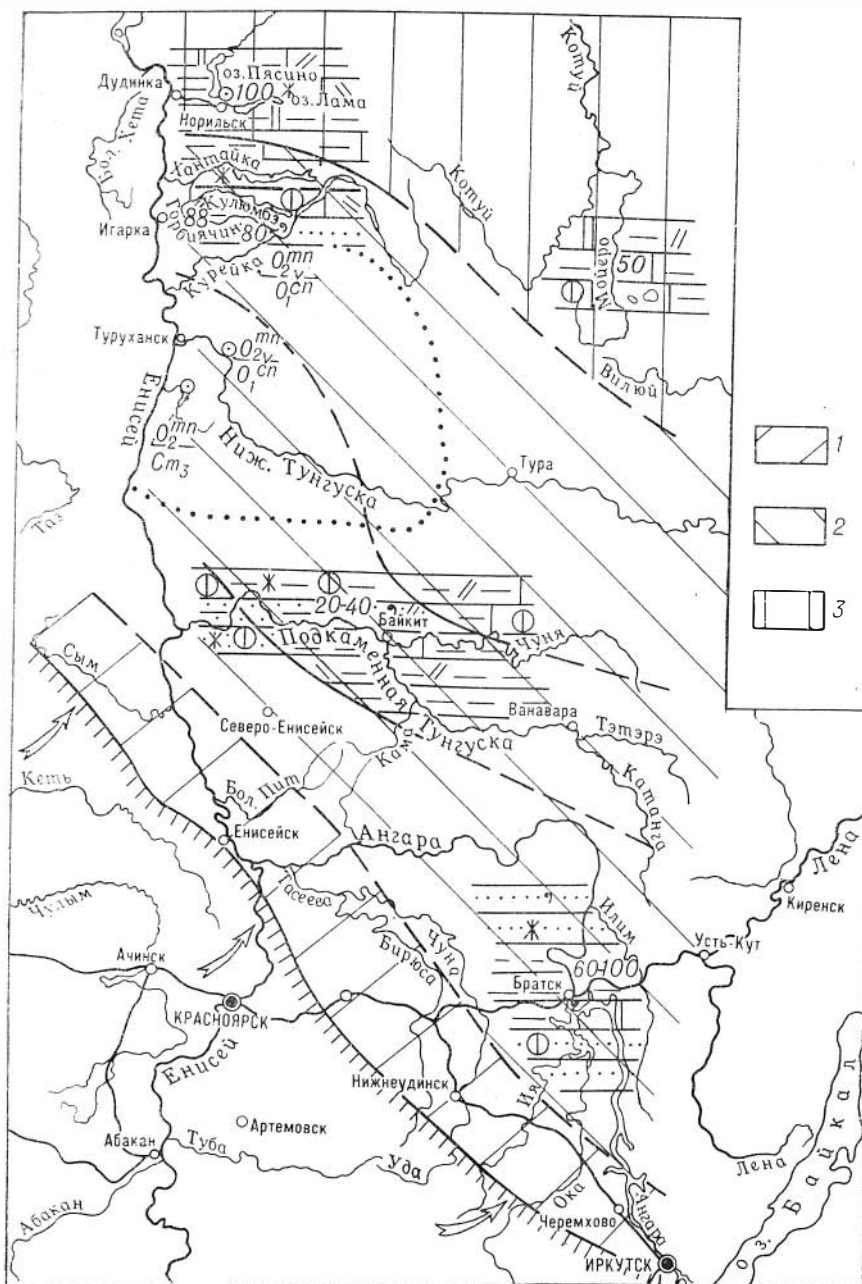


Рис. 46. Литолого-палеогеографическая схема западной окраины Сибирской платформы (криволучский век).

1 — прибрежные участки морского бассейна; 2 — зоны с нормальной соленостью; 3 — зоны с колебаниями солености от нормальной до повышенной. Остальные условные обозначения те же, что и к рис. 14 и 43.

Во второй половине криволучского века общая палеогеографическая обстановка напоминает палеогеографию верхней половины чуньского яруса (образование пестроцветной карбонатно-терригенной пачки). В отличие от чуньского времени периодически здесь существовал теплый мелководный морской бассейн с нормальной соленостью, благоприят-

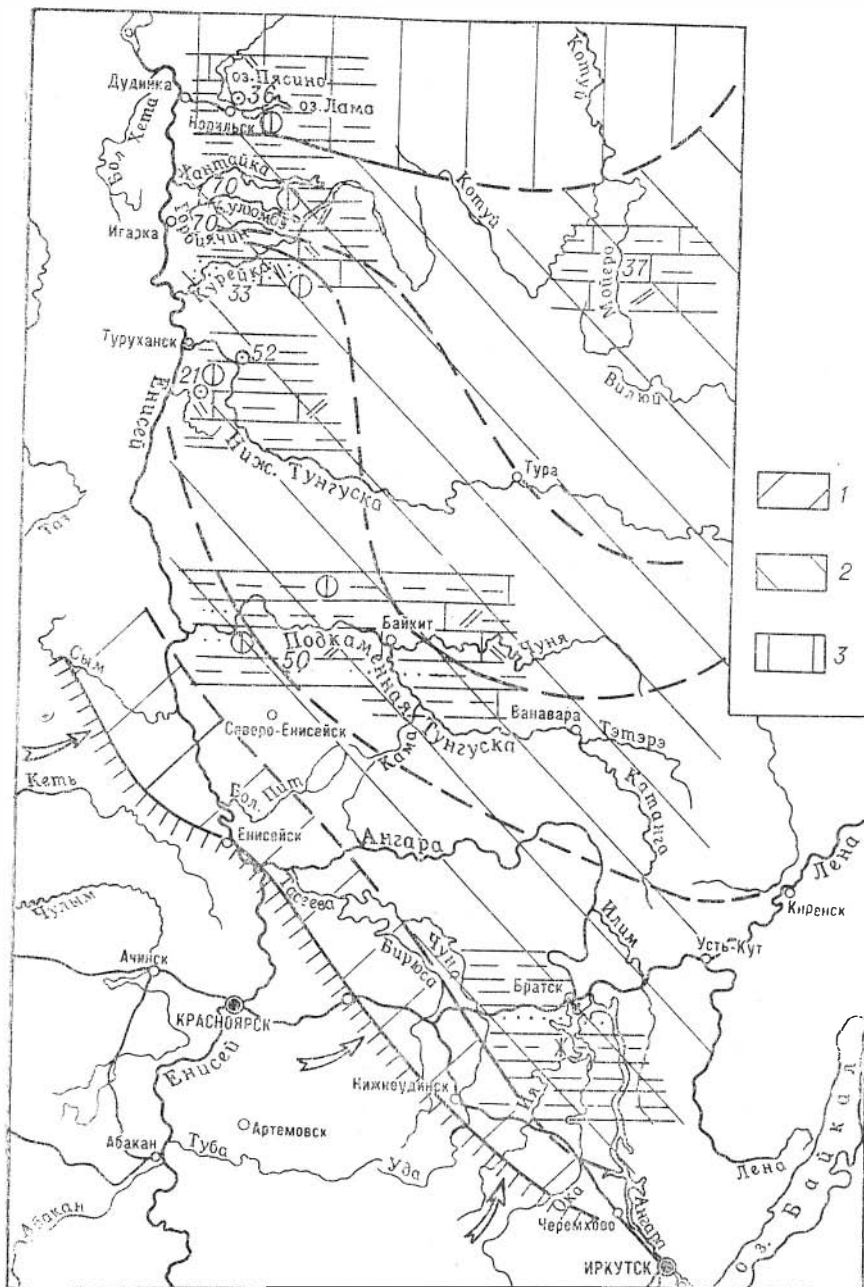


Рис. 47. Литолого-палеогеографическая схема западной окраины Сибирской платформы (мангазейский век).

1 — прибрежные участки морского бассейна; 2 — зоны с нормальной соленостью; 3 — зоны с колебаниями солености от нормальной до повышенной. ● — остальные условные обозначения те же, что и к рис. 14. -43.

ный для расцвета организмов, а иногда и для накопления фосфоритов. Многочисленные знаки ряби, трещины усыхания на плоскостях наслепания, косая слоистость свидетельствуют о значительной мелководности отдельных участков бассейна и о донных течениях.

Области сноса, поставлявшие терригенный материал, располагались, по-видимому, на левобережье Енисея, в пределах Восточного Саяна, а также на севере Западно-Сибирской низменности. Вблизи областей суши накапливались серо- и красноцветные терригенные отложения, а в более удаленных от берега участках бассейна — известняково-терригенные и глинисто-карбонатные осадки. Бассейн криволучского века, видимо, свободно соединялся с открытым морем.

В мангазейском и долборском веках (рис. 47 и 48) морской бассейн, вероятно, сохранил свои очертания. На севере он стал более глубоководным и в ряде участков здесь (р. Кулюмбэ) иногда в карбонатном поле господствовали резко восстановительные условия. Области сноса остались теми же, но были нивелированы.

В целом для ордовикского периода намечается вполне определенная палеогеографическая картина. Области сноса на протяжении всего ордовика существовали на юге, юго-западе и, возможно, на западе и на северо-западе в пределах Западно-Сибирской низменности и на территории современного Карского моря. Осадки накапливались в едином бассейне, который на севере и северо-востоке соединялся с открытым морем. Иногда эта связь была затруднена, и тогда морской бассейн, в котором осаждались хемогенные и органогенные породы, подразделялся на зоны с различной соленостью воды. На осадконакопление влияли области суши, вблизи которых формировались терригенные толщи и с которых поступали пресные воды, понижавшие соленость.

В конце позднеордовикского времени и в раннем силуре почти вся территория испытывала медленное поднятие. На северо-западе море отступило, в результате чего были смыты: в Норильском и Туруханском районах отложения верхнего ордовика и нижнего силура; в бассейнах рек Кулюмбэ и Мойеро — породы верхней части верхнего ордовика и нижнего силура, а в бассейне р. Подкаменной Тунгуски — отложения верхней части верхнего ордовика и большая часть раннелландоверийских пород.

На юго-западе в Ангаро-Илимском районе, по данным Ю. Н. Занина (1964), в нижнесилурийское время произошла небольшая трансгрессия с образованием сероцветной карбонатно-глинисто-песчаной толщи кежемской свиты и последующая за ней регрессия, с которой связано накопление красноцветных терригенных пород ярской свиты.

В начале среднелландоверийского времени началась общая трансгрессия силурийского моря. На юго-западе территории (Ангаро-Чунское междуречье и р. Илим) осадконакопление происходило при чередовании лагунных и морских условий, а на западе и северо-западе — в обстановке неглубокого моря с нормальной соленостью и со специфическими условиями, благоприятными для накопления граптолитовых сланцев (рис. 49). Интересно, что граптолитовые сланцы появляются только в разрезах р. Сухой Тунгуски и севернее, т. е. на расстоянии не менее 600 км от береговой линии. Отмечается увеличение мощности последних с юга (р. Сухая Тунгуска) на север (район г. Норильска и Таймыра) (см. рис. 42). Видимо, такие пелагические условия были более благоприятны для развития граптолитовых сланцев.

В конце лландоверийского века трансгрессия достигает максимума (рис. 50); на западе и северо-западе устанавливается нормально-морской режим. Бассейн на северо-западе свободно соединялся с открытым морем; здесь накапливались осадки большей мощности с обильной фауной.

Венлокский век раннего силура характеризуется значительным сокращением морского бассейна (рис. 51—53). Глинисто-известковые от-

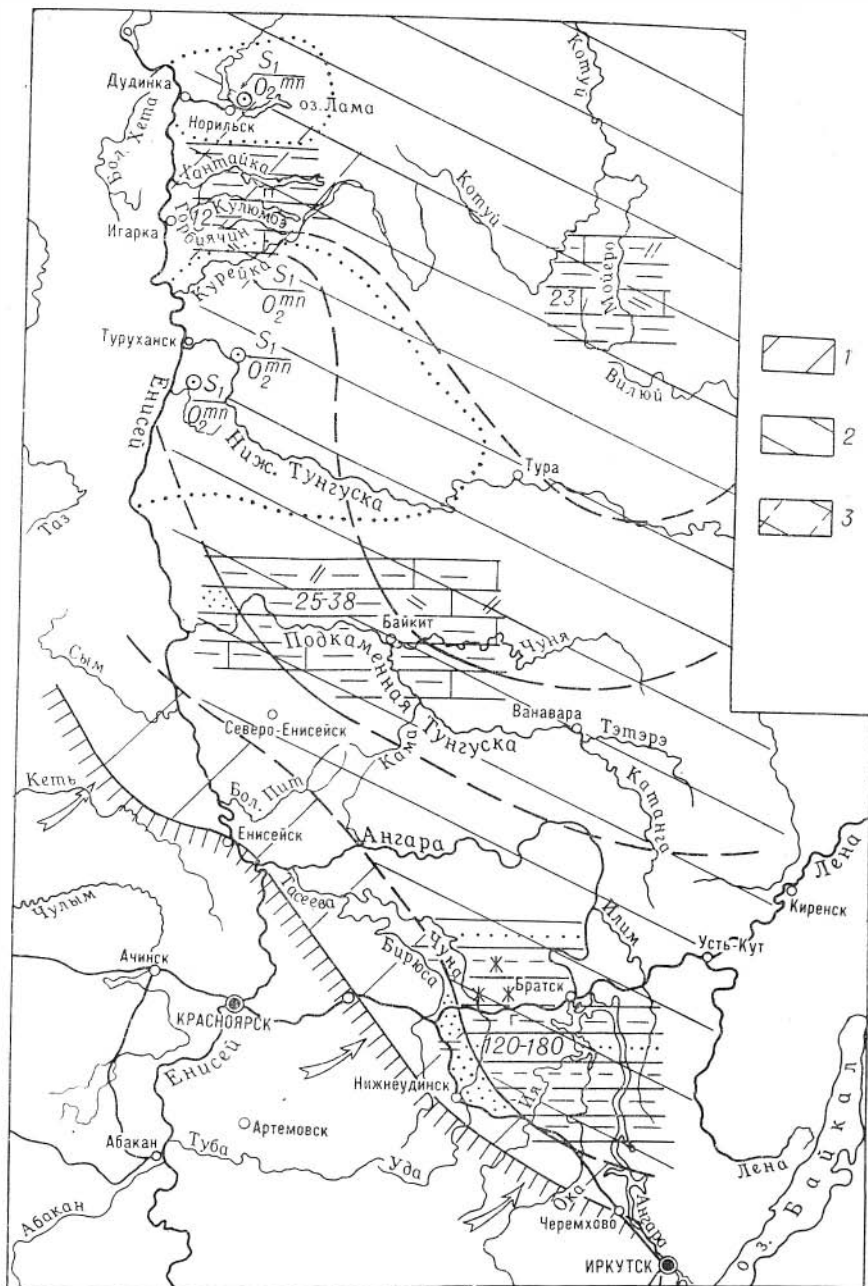


Рис. 48. Литолого-палеогеографическая схема западной окраины Сибирской платформы (долборокский век).

1 — прибрежные участки морского бассейна; 2 — зоны с нормальной соленостью; 3 — зоны с нормальной соленостью и повышенной пиритизацией. Остальные условные обозначения те же, что и к рис. 14 и 43.

ложения раннего венлока, охарактеризованные богатой фауной, отлагались в наиболее погруженной западной и северо-западной частях бассейна (р. Сухая Тунгуска и район г. Норильска). В районе р. Подкаменной Тунгуски, расположенном более близко к береговой линии, кроме

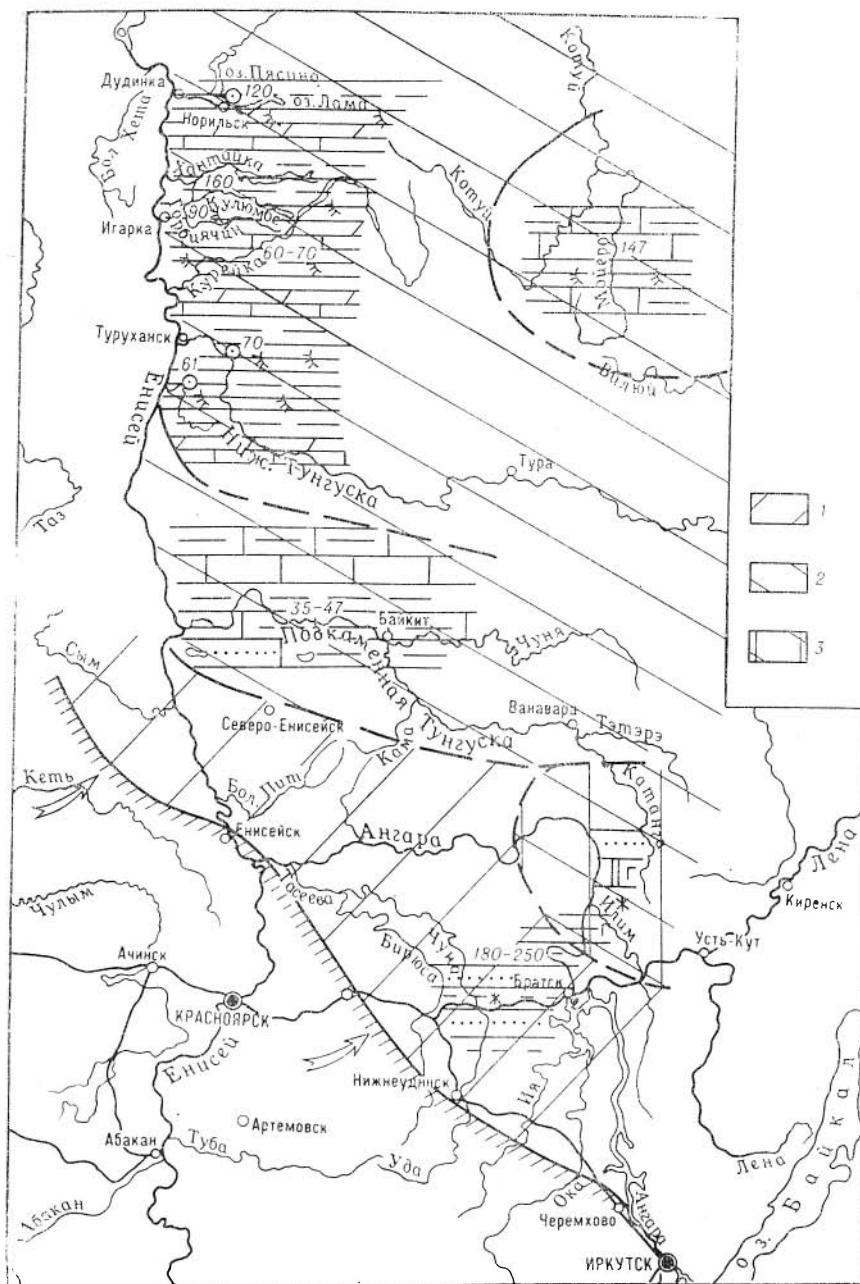


Рис. 49. Литолого-палеогеографическая схема западной окраины Сибирской платформы (нижний и средний ландоверы.)

1 — прибрежные участки морского бассейна; 2 — зоны с нормальной соленостью; 3 — зоны с повышенной соленостью. Остальные условные обозначения те же, что и к рис. 15 и 43.

глинисто-известковых пород отлагались известковые конгломераты, песчаники и алевролиты с известковым цементом. Зона вод с нормальной соленостью размещалась на большей части изученной площади. На северо-западе в более удаленной от берега зоне (район г. Норильска) в условиях колебания солености от нормальной до повышенной накап-

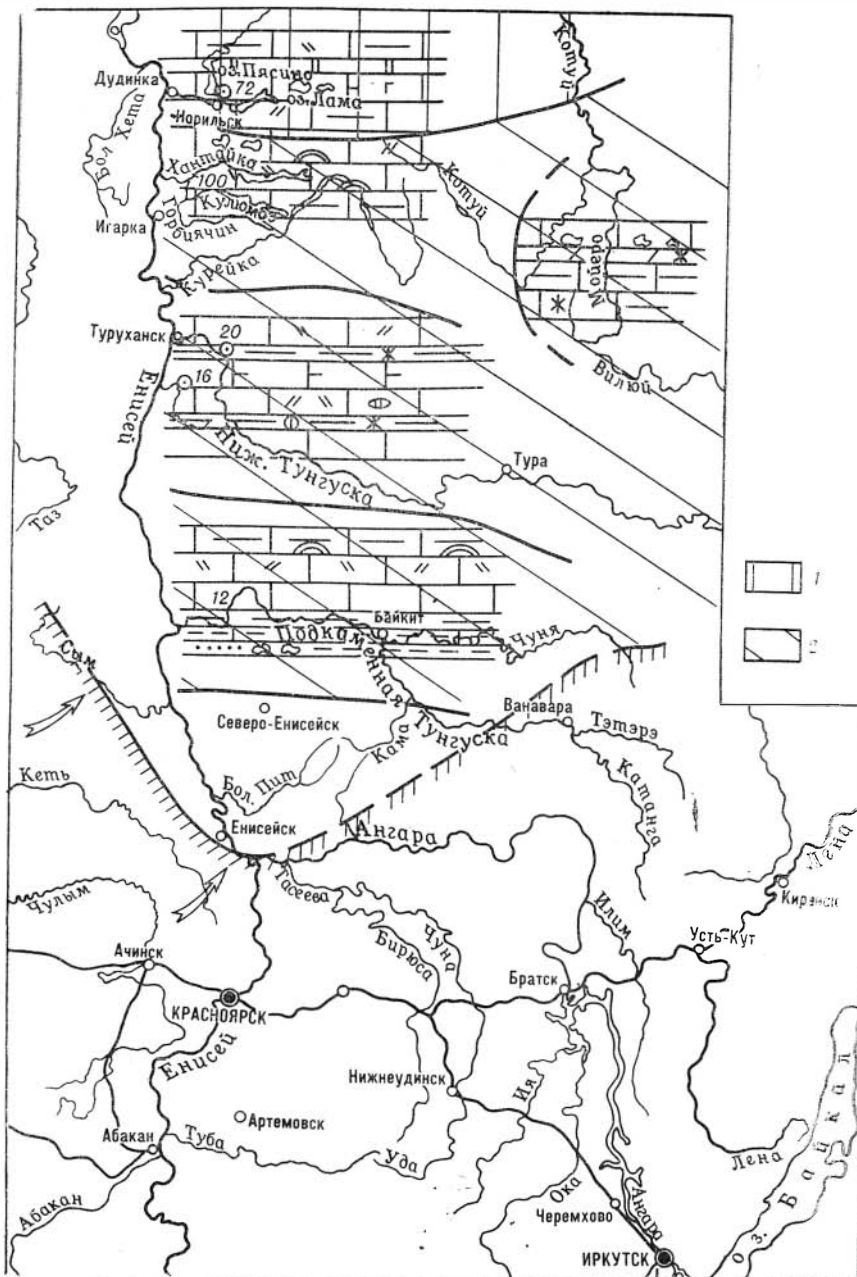


Рис. 51. Литолого-палеогесграфическая схема западной окраины Сибирской платформы (ранневенлокское время).

1 — зоны с колебанием солености от нормальной до повышенной; 2 — зоны с нормальной соленостью. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 15 и 43.

ствовал мелководный морской бассейн с неравномерным солевым режимом в различных его участках (см. рис. 52). В бассейне р. Подкаменной Тунгуски располагалась зона, где соленость вод колебалась от нормальной до повышенной. В районах рек Сухой и Нижней Тунгусок

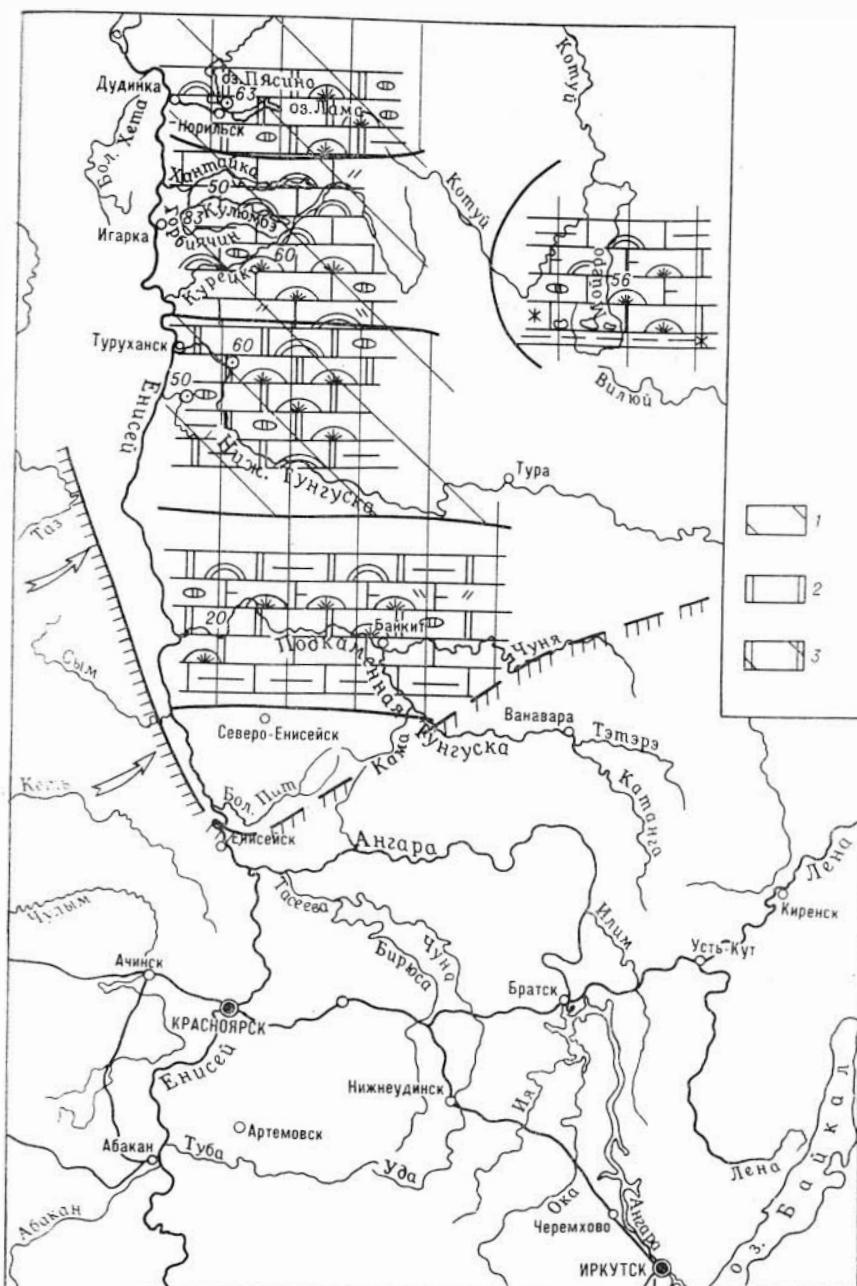


Рис. 52. Литолого-палеогеографическая схема западной окраины Сибирской платформы (среднемиоценовое время).

1 — участки морского бассейна с нормальной соленостью; 2 — зоны с колебанием солености от нормальной до повышенной; 3 — зоны с повышенной соленостью. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 15 и 43.

и г. Норильска в условиях повышенной солености накапливались строматопоро-коралловые доломиты. В бассейнах рек Курейки и Кулюмбэ в зоне вод с нормальной соленостью развивались строматопоро-коралловые и водорослевые известняки.

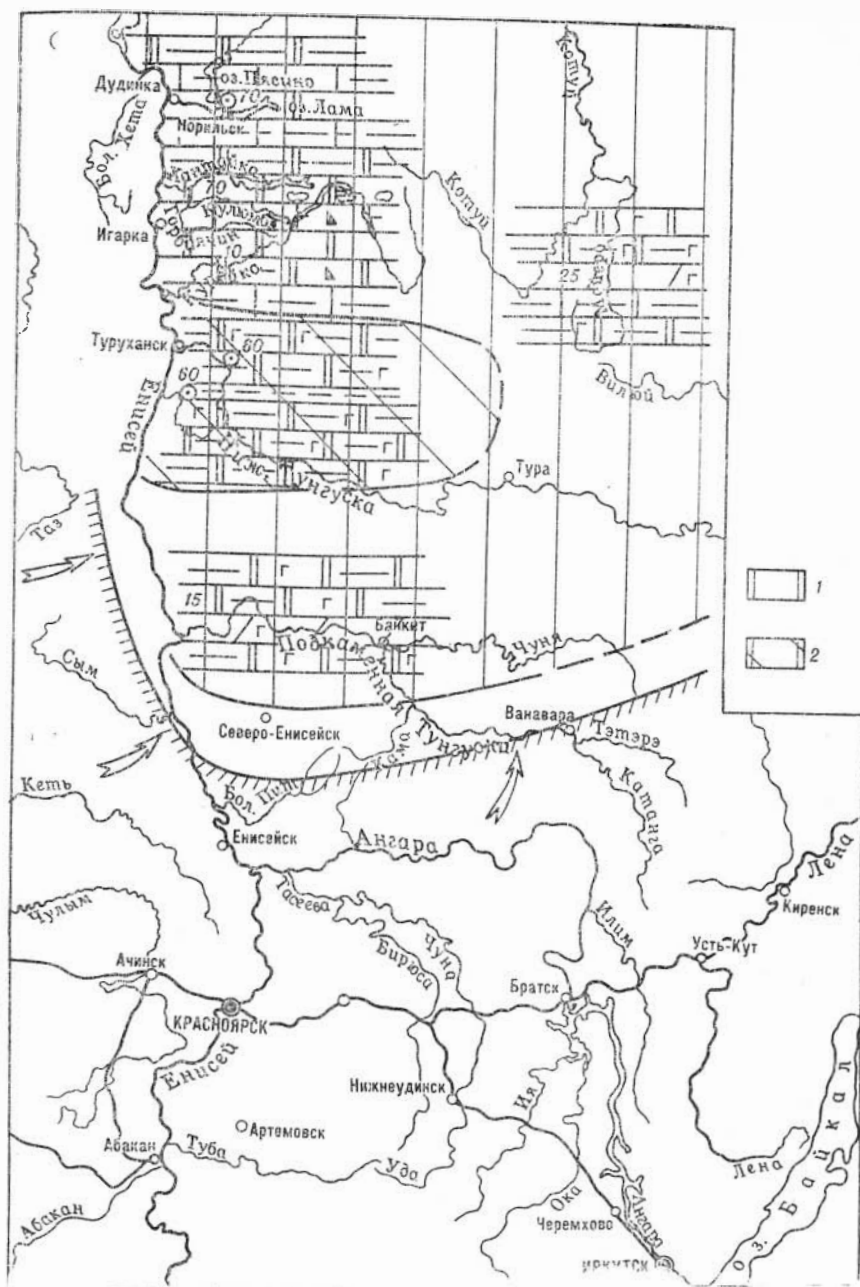


Рис. 54. Литолого-палеогеографическая схема западной окраины Сибирской платформы (раннелудловское время).

1 — зоны с колебанием солености от нормальной до повышенной; 2 — зоны с повышенной соленостью. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 13 и 43.

татки фауны свидетельствуют о том, что на протяжении всего венлока связь с открытым морем не прекращалась, хотя в позднем венлоке она была ослаблена.

Раннелудловский век характеризуется еще большим сокращением морского бассейна, который расплывался на зоны с колебанием соле-

ности от нормальной до повышенной с преобладанием последней (рис. 54). В зонах с повышенной соленостью отлагались глинисто-доломитовые гипсоносные осадки (реки Сухая и Нижняя Тунгуски и район г. Норильска), а также известково-доломитовые осадки с целестином (р. Кулюмбэ), очень обедненные фауной.

В позднелудловском веке (рис. 55) осадконакопление происходило, видимо, в полужамкнутых мелководных бассейнах с резко повышенной соленостью, где отлагались доломиты с гипсом, иногда с целестином (реки Сухая и Нижняя Тунгуски, район г. Норильска), или доломиты известковые с целестином (р. Кулюмбэ).

Таким образом, об условиях осадконакопления в ордовике и силуре на западной части Сибирской платформы можно сказать следующее.

По существующим представлениям (Геология СССР, 1961, и другие работы), современная заангарская часть Енисейского кряжа в ордовикском и силурийском периодах являлась областью поднятия.

Проведенный анализ позволяет считать эти представления ошибочными и утверждать, что заангарская часть Енисейского кряжа целиком или почти целиком покрывалась осадками ордовикского и по крайней мере нижнесилурийского бассейнов. Береговая линия этих бассейнов меняла свое положение во времени, но в общем проходила где-то близ устья р. Ангары и отсюда уходила на северо-запад в область современного левобережья р. Енисей. Суша, ограничивавшая здесь морской бассейн, в структурном отношении представляла собой северо-западное продолжение складчатой зоны Южно-Енисейского кряжа. Как проходила береговая линия дальше на север, мы не знаем, но во всяком случае, судя по расположению границ фацциальных зон, она располагалась в значительном удалении от современной долины р. Енисей, на правобережье которой, севернее устья р. Подкаменной Тунгуски, прибрежных фацций ордовика и силура не встречается.

Колебания уровня ордовикского и силурийского бассейнов Сибирской платформы происходили неоднократно. Следы перерыва и размыва нижележащих осадков, связанные, по-видимому, с регрессией моря, наблюдаются в значительной прибрежной части бассейна в основании кривоуццкого яруса среднего ордовика. Следы этого перерыва видны еще на р. Курейке и пропадают лишь к северу от нее. Местами следы перерыва наблюдаются и ниже по разрезу ордовика, в основании бадарановской свиты Иркутского амфитеатра и байкитской свиты среднего течения р. Подкаменной Тунгуски. Здесь байкитская свита местами залегает непосредственно на эвенкийской свите верхнего кембрия.

Значительно более крупный перерыв, связанный с регрессией моря, фиксируется на границе ордовика и силура. Во время этого перерыва на больших площадях были размывы толщ отложившихся ранее осадков. В результате в настоящее время в разрезах по рекам Сухой Тунгуске, Курейке и в районе г. Норильска полностью отсутствует верхний ордовик. Последующее опускание территории привело к трансгрессии нижнесилурийского бассейна, но она развивалась постепенно. Отложения нижнего лландовери не наблюдаются.

Особым районом, где разрез ордовика изобилует перерывами и сокращен по мощности, является междуречье Сухая — Нижняя Тунгуски, соответствующее восточному склону Туруханского поднятия. Здесь перерывы появляются в основании каждого яруса ордовика, а иногда и внутри этих ярусов. На р. Сухой Тунгуске известен разрез, в котором от ордовикских отложений уцелела всего 20-метровая пачка мангазейского яруса, лежащая на породах верхнего кембрия, что говорит об интенсивном воздымании зоны Туруханского поднятия в ордовикском периоде.

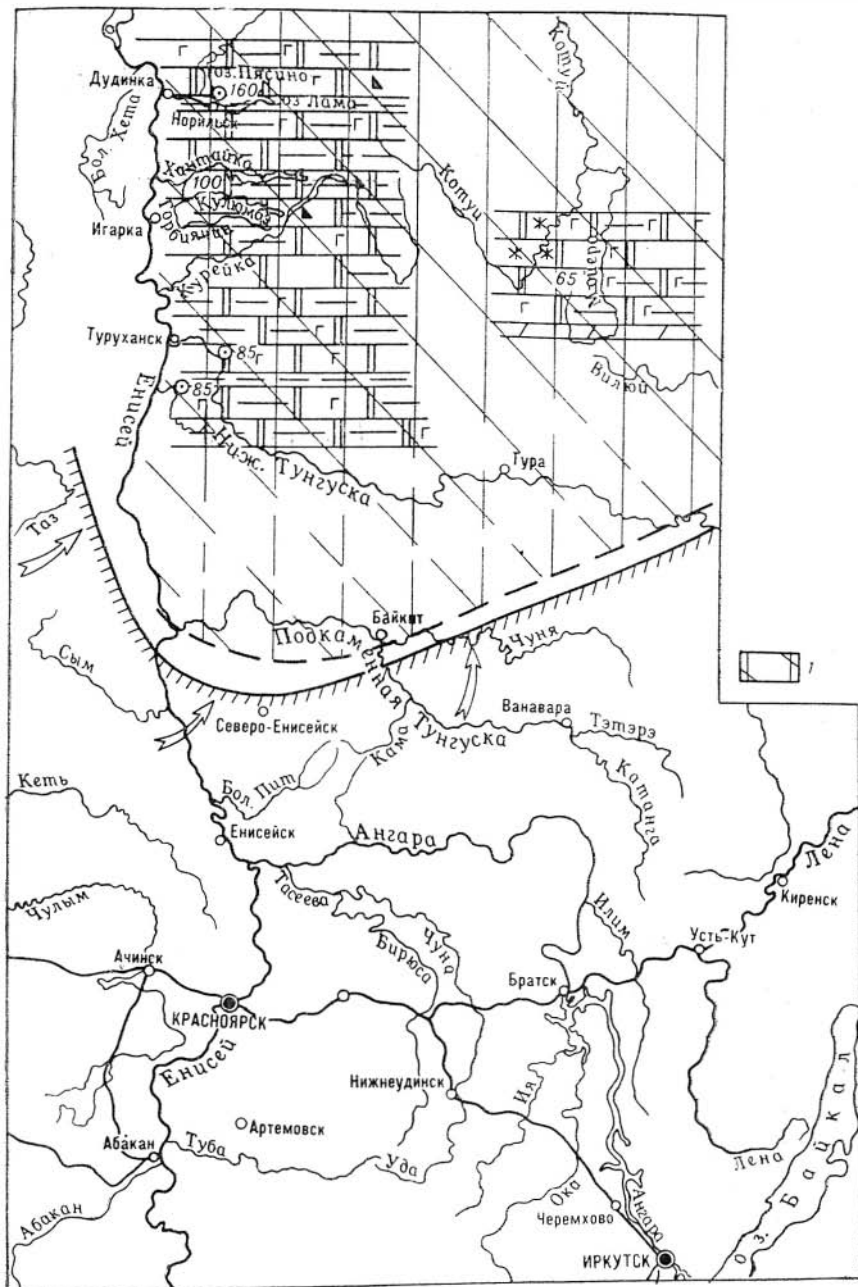


Рис. 55. Литолого-палеогеографическая схема западной окраины Сибирской платформы (позднепалеозойское время).

I — зоны с повышенной соленостью. ● — стандартные условные обозначения те же, что на рис. 15 и 43.

Движения в складчатом обрамлении Сибирской платформы, по-видимому, не всегда совпадали по знаку с движениями самой платформы. Наиболее крупные поднятия областей сноса мы можем предполагать в верхнечуньское время, т. е. в самом конце нижнего ордовика, когда лесчаный материал байкитской свиты в больших количествах отлагал-

ся на обширной площади бассейна, вплоть до р. Курейки на севере. Однако регрессия бассейна во время отложения этих песчаных пород не произошло и распространены они столь же широко, как подстилающие значительно более тонкие карбонатные осадки.

Начавшиеся в конце нижнего ордовика поднятия продолжались и в кривошукское время среднего ордовика, когда терригенные породы также отлагались на обширном пространстве дна морского бассейна.

Некоторое усиление сноса обломочного материала в бассейн наблюдается также в нижне- и среднелландоверийском времени, т. е. явно совпадает с моментом трансгрессии, а не регрессии моря.

Для устькутского и нижнечуньского, для мангазейского и долборского времени и для второй половины силура, начиная с верхнего лландовери, судя по широкому распространению карбонатных осадков, тонкому составу терригенных примесей, а также гранулометрическому и минеральному составам терригенных примесей, мы можем предполагать выровненный характер рельефа в областях, прилегавших к морскому бассейну.

Климат ордовикского и силурийского периодов на западе Сибирской платформы в целом может быть охарактеризован как аридный. Это доказывается появлением в соответствующих фациях на разных стратиграфических уровнях доломита, гипса, псевдоморфоз по каменной соли, а в некоторых случаях даже магнезита и целестина. Это доказывается также наличием в комплексе терригенных минералов полевых шпатов, минералов группы эпидота, амфиболов и пироксенов, которые в условиях жаркого и влажного климата обычно не сохраняются. Однако для среднего ордовика и нижнего силура можно предполагать существование менее аридных, а в областях сноса, может быть, даже гумидных условий и интенсивное выветривание. Для среднего ордовика об этом говорит присутствие фосфорита и манганокальцита в отложениях кривошукского и мангазейского ярусов и отсутствие на большей части территории среди его осадков доломитов и гипсов. В нижнем силуре, за исключением Ангаро-Илимского района, мы также не наблюдаем пород, которые говорили бы об аридных условиях осадкообразования. Развитие доломитов в конце нижнего и в позднем венлоке, а также наличие известково-доломитовых гипсоносных и целестинсодержащих отложений лудлова указывают на то, что они образовались в аридном климате.

Из проведенного палеогеографического анализа следует, что засоленность вод бассейнов седиментации ордовика и силура увеличивалась с удалением от береговой линии. В эпохи общего углубления бассейна, как, например, в среднем лландовери, эта особенность исчезает, но при каждом обмелении появляется вновь. Нами уже указывалось, что подобная обстановка существовала также и для ряда палеозойских платформенных бассейнов. Она могла возникать только в зонах аридного климата при опреснении прибрежной зоны бассейна реками, стекавшими с прилегающих возвышенностей. Очевидно, что по другую сторону бассейна за зоной максимального осолонения должна была располагаться какая-то зона мелководья или другая суша с низким рельефом, почти не снабжавшая бассейн обломочным материалом. Не исключена возможность, что в какой-то мере эта зона или суша совпадали с поднятием Анабарской антеклизы. Однако этот вопрос для нас сейчас остается неясным. Для решения его необходимо дальнейшее изучение литологии ордовика и силура на востоке и северо-востоке Сибирской платформы. Такие работы дадут возможность более всесторонне осветить условия осадкообразования на всей территории ордовикско-силурийского эпиконтинентального бассейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенного исследования можно кратко сформулировать следующим образом.

I. Осадочные толщи ордовика и силура западной окраины Сибирской платформы слагают преимущественно карбонатные породы, особенно характерные для нижнего ордовика и силура. Менее широко распространены терригенно-карбонатные, глинисто-карбонатные, сульфатно-карбонатные, терригенные и глинистые породы. Особенно значительное количество терригенных пород отмечается на юге рассматриваемой территории, где они присутствуют по всему разрезу. Литологическое изучение позволило детально охарактеризовать типы карбонатных и других пород ордовикских и силурийских отложений, предложить их классификацию и рассмотреть их генезис.

II. Для установления областей сноса обломочного материала были изучены терригенные минералы ордовика и силура и выяснены закономерности их пространственного распределения в осадочных толщах. Выделенные терригенно-минералогические комплексы и данные по условиям их формирования свидетельствуют о том, что в ордовикскую и силурийскую эпоху на западе Сибирской платформы существовали три области суши: 1) южная в пределах Восточного Саяна и южной части Енисейского кряжа; 2) западная, располагавшаяся в северо-западных районах Енисейского кряжа и в прилегающих участках Западно-Сибирской низменности; 3) северная, которая находилась на севере Западно-Сибирской низменности и на территории современного Карского моря. Области суши были сложены различными по своему петрографическому составу породами, размыв которых приводил к формированию сложных терригенно-минералогических комплексов.

III. Для отложений ордовика и нижнего силура наблюдаются закономерные фациальные изменения в направлении с юга на север, вдоль западной окраины Сибирской платформы. По характеру этих изменений для ордовикских отложений территория делится на три части, связанные между собой постепенными переходами и обладающими различным типом разреза: 1) юго-западная краевая часть (р. Ангара, нижнее течение р. Подкаменной Тунгуски), для которой характерны терригенные и редко терригенно-карбонатные комплексы (мощность отложений 525—555 м на р. Ангаре и 357 м на р. Подкаменной Тунгуске); 2) западная и северо-западная промежуточные части (среднее течение р. Подкаменной Тунгуски — мощность 522 м, реки Курейка — мощность 307 м, Горбиячин — 757 м, Кулюмбэ — 1010 м), представленные в основном карбонатными (нижний ордовик) и карбонатно-терригенными (средний и верхний ордовик) породами; 3) северо-западная часть (район г. Норильска, мощность 1053 м) имеет довольно однообразный состав и представлена гипсоносными доломитами (нижний ордовик), в верхней половине разреза (средний ордовик) — глинистыми доломитами и аргиллитами.

Для нижнесилурийских отложений территория подразделяется на две части со свойственными им типами разрезов: 1) юго-западная краевая часть (Ангара-Чунское междуречье), для которой характерны серо- и красноцветные карбонатно-терригенные и терригенные породы (мощность отложений 180 м); 2) западная и северо-западная части (реки Подкаменная Тунгуска — мощность 105—127 м, Сухая Тунгуска — мощность 450 м, Курейка — 205—230 м, Горбиячин — 248—273 м, Кулюмбэ — 560 м, район г. Норильска — 618—631 м), где развиты карбонатные и терригенно-карбонатные породы с богатой морской фауной.

Отложения ордовика и нижнего силура распространены по разрезу и по площади закономерно, образуя породные ассоциации или литологические комплексы, которые в свою очередь образуют закономерные фациальные ряды, фиксирующие переходы от прибрежных участков бассейна к открытому морю. Так, в направлении с юга (р. Ангара) на север (район г. Норильска) наблюдается следующее замещение осадочных толщ: в устькучском ярусе — терригенно-известняковая пестроцветная и сероцветная → кремнисто-известняково-доломитовая сероцветная и красноцветная → доломитовая с гипсом сероцветная; в нижней части чуньского яруса — терригенная красноцветная → кремнисто-известняково-доломитовая сероцветная → доломитовая с гипсом сероцветная; в верхней половине чуньского яруса — терригенная красноцветная → песчановая сероцветная → терригенно-карбонатная пестроцветная → глинисто-доломитовая гипсоносная пестроцветная; в кривоуцком ярусе — терригенная с ракушечниковыми известняками и желваками фосфоритов сероцветная и красноцветная → терригенно-известняковая сероцветная и известняково-терригенная ↑ пестроцветная глинисто-известняково-доломитовая сероцветная и пестроцветная; в мангазейском и долборском ярусах — терригенная красноцветная → известняково-аргиллитовая сероцветная → известняковая сероцветная → известняково-аргиллитовая сероцветная и темноцветная; в нижнем и в основании среднего лландовери — алевроито-песчаная красноцветная и сероцветная → песчано-известняковая с конгломератами и гравелитами сероцветная → граптолитовых сланцев; в верхней части среднего лландовери — алевроито-аргиллито-песчаная красноцветная → известняково-аргиллитовая сероцветная → известняковая → известняково-аргиллитовая. Рассматриваемые фациальные ряды могут быть дополнены слева красноцветными терригенными толщами, развитыми в Присаянье, а справа известняками и граптолитовыми сланцами, распространенными на Таймыре.

В направлении с запада на восток по р. Подкаменной Тунгуске и ее притоку р. Чуне устанавливаются тождественные фациальные замещения, но менее растянутые. Этот факт свидетельствует о том, что на протяжении всего ордовика области размыва на севере и северо-западе были значительно удалены от изученных разрезов правобережья р. Енисей, а на юге они размещались в пределах Енисейского кряжа и Восточного Саяна.

IV. Проведенные исследования, позволившие выделить литологические и терригенно-минералогические комплексы, дают возможность детализировать условия седиментации в ордовикское и силурийское время на западе Сибирской платформы.

В целом отмечается, что на протяжении всего ордовика и силура осадконакопление происходило в едином эпиконтинентальном морском бассейне, который на севере и северо-востоке соединялся с открытым морем. Иногда эта связь была затруднена, и тогда морской бассейн подразделялся на зоны с различной соленостью воды. Соленость вод мелководных бассейнов седиментации увеличивалась с удалением от береговой линии. Связано это было с опресняющим воздействием вод суши и с существованием, по-видимому, мелководной зоны или суши с низменным рельефом, которая отделяла эпиконтинентальный бассейн соответствующего времени от открытого моря, располагавшегося на севере и северо-востоке.

V. В эпоху отложений ордовика и силура на западе Сибирской платформы в основном господствовал аридный климат, часто благоприятствовавший в обстановке неглубокого моря интенсивному испарению и

осолонению морских вод. В отдельные периоды времени (например, в среднем ордовике, лландовери и в раннем венлоке) климатические условия несколько менялись в сторону гумидизации и были благоприятны для нормально-морских условий осадконакопления и интенсивного химического выветривания.

VI. На исследованной территории в отложениях ордовика и силура фиксируются отдельные горизонты или толщи, обогащенные целестином. В некоторых целестинсодержащих породах встречаются гнезда и вкрапления гипса и ангидрита, иногда барита и флюорита. Целестин содержится в известняках, доломитовых известняках и известковых доломитах устькутского и чуньского ярусов в междуречье Ангара — Подкаменная Тунгуска и на р. Чуне, в отложениях устькутского и низах долборского ярусов на р. Подкаменной Тунгуске, в породах криволицкого яруса Норильского района, в осадочных толщах позднего венлока и раннего лудлова в бассейне р. Курейки и в лудловских отложениях р. Куломбэ и района г. Норильска.

Целестинсодержащие известково-доломитовые отложения ордовика и силура образовались в мелководных морских бассейнах, где периодически господствовала повышенная соленость воды в условиях аридного климата.

Скопление стронция в виде целестиновых жил, линз, гнезд и пр. в породах ордовика и силура связано, вероятно, с диагенетическим перераспределением первично рассеянного в осадке стронция, что происходит благодаря неоднородности физико-химических условий в различных точках осадка (Бурков, Подпорина, 1962).

VII. Анализ имеющихся у нас материалов свидетельствует о том, что для ряда горизонтов среднего и верхнего ордовика западной окраины Сибирской платформы характерны повышенные содержания марганца. Эти горизонты располагаются в отложениях криволицкого, мангазейского и долборского ярусов. Максимальные концентрации марганца характерны для среднего течения р. Подкаменной Тунгуски; они постепенно снижаются при прослеживании в северо-западном направлении к району г. Норильска.

Повышенные содержания марганца на р. Подкаменной Тунгуске отмечены в линзах и выклинивающихся прослоях известняков, обогащенных фауной. Эти прослои и линзы залегают в кровле фосфоритового горизонта (криволицкий ярус) и сами содержат обломки конкреции и желваки фосфорита, а также фосфоритизированные органические остатки. Повышенные концентрации марганца здесь отмечены также в подошве мангазейского яруса, породы которого содержат рассеянный фосфорит. При образовании этих отложений в иле существовала восстановительная обстановка. Все эти факторы благоприятны для марганцевого рудообразования (Бетехтин, 1946; Ронов, Ермишкина, 1959; Страхов, 1953; Залманзон, Страхов, 1957).

Фактический материал дает основание говорить о возможности обнаружения марганцевых руд осадочного генезиса в отложениях среднего и верхнего ордовика западной окраины Сибирской платформы. При этом наиболее перспективным можно считать район среднего течения р. Подкаменной Тунгуски.

VIII. Изучение имеющегося материала позволяет выделить в отложениях ордовика западной окраины Сибирской платформы четыре осадочные формации: 1) карбонатную, 2) карбонатно-терригенную, 3) карбонатно-терригенную фосфоритоносную, 4) карбонатно-глинистую. Каждая формация является крупным геологическим телом с характерной ассоциацией горных пород, парагенетически связанных между собой.

Карбонатная формация охватывает следующие литологические комплексы устькутского и чуньского ярусов нижнего ордовика: песчано-известняковый (I)*, кремнисто-известняково-доломитовый (II), доломитовый с гипсом (III). Ее нижняя граница проводится по основанию ордовика, а верхняя располагается на различных стратиграфических уровнях: в южных районах она проходит в нижней части ийской свиты чуньского яруса, а на западе и северо-западе — в средней части чуньского яруса (в основании байкитской свиты и ее аналогов) (см. рис. 41). Мощность формации изменяется от 100—200 м на р. Ангаре до 800 м — в районе г. Норильска.

Карбонатно-терригенная формация образовалась в конце нижнего ордовика (байкитская свита и верхняя часть чуньского яруса), отдельные языки ее на северо-западе продолжали формироваться в кривоуцком веке среднего ордовика. Главными литологическими комплексами карбонатно-терригенной формации явились аргиллито-алеврито-песчаниковый красноцветный (IV), песчаниковый сероцветный (V), карбонатно-песчано-алеврито-аргиллитовый пестроцветный (VI), глинисто-доломитовый с гипсом пестроцветный (VII), известняково-алеврито-аргиллитовый пестроцветный (IX), глинисто-известняково-доломитовый пестро- и сероцветный (X). Ее нижняя граница охарактеризована выше, а верхняя на юге, западе и в отдельных районах северо-запада совпадает с границей между нижним и средним ордовиком; в районе г. Норильска она проходит в кровле кривоуцких отложений (см. рис. 41). Мощность формации колеблется от 50 м (р. Курейка) до 240 м (район г. Норильска, р. Ангара).

Карбонатно-терригенная фосфоритоносная формация включает в себя следующие литологические комплексы кривоуцкого и частично мангазейского ярусов среднего ордовика: известняково-аргиллито-алеврито-песчаниковый фосфоритоносный сероцветный, прослоями красноцветный (VIIIa), песчано-известняковый с фосфоритом, сероцветный (VIIIб). Нижняя граница формации описана выше, а верхняя проходит: в южных районах (р. Ангара) — в верхних горизонтах мамырской свиты среднего ордовика, на западе и северо-западе — в мангазейском (реки Подкаменная Тунгуска, Курейка) и в кривоуцком (реки Горбиячин, Кулюмбэ) ярусах (см. рис. 41). Мощность формации изменяется от 50 до 60 м.

Карбонатно-глинистая формация охватывает следующие литологические комплексы мангазейского и долборского ярусов: песчано-алеврито-аргиллитовый с гипсом красноцветный (XI), известняково-аргиллитовый сероцветный (XII), известняковый сероцветный (XIII), известняково-аргиллитовый темноцветный (XIV). Ее нижняя граница проходит по кровле карбонатно-терригенной фосфоритоносной формации, а верхняя — на границе ордовика и силура (см. рис. 41). Мощность формации — от 20 м на р. Курейке до 180 м на р. Ангаре.



* Цифры в скобках означают номера комплексов в табл. 42.

ЛИТЕРАТУРА

- Абушик А. Ф. Остракоды и стратиграфия силура Сибирской платформы. Автореф. канд. дисс. Л., 1957.
- Абушик А. Ф. Нижнеордовикские отложения севера Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 39, 1960.
- Акульшина Е. П. Глинистые минералы в отложениях палеозоя районов рек Курейки и Горбиячин. Тр. СНИИГГиМСа, вып. 16, 1962.
- Андреева О. Н. Стратиграфия ордовикских отложений р. Лены и р. Илама. «Материалы ВСЕГЕИ», нов. серия, вып. 7. Гостоптехиздат, 1957.
- Андреева О. Н. Стратиграфия ордовика Ангаро-Окинского района. Материалы по Сиб. платформе ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 23, 1959.
- Андреева О. Н. Нижнеордовикские отложения севера Сибирской платформы. Биостратиграф. сб., вып. 3. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 123, 1967.
- Архангельская И. А., Григорьев В. Н., Зеленов К. К. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 33, 1960.
- Батурин В. П. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, ч. I, М.—Л., Союзгеоразведка НКТП, СССР, 1932.
- Батурин В. П. Генетические основы корреляции по терригенным компонентам.— Докл. АН СССР, 1939, т. 20, № 5.
- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Батов В. И. Закономерности размещения celestina в палеозое Сибири. — Ж. «Геол. и геофиз.», 1966, № 4.
- Батов В. И. Стронций в палеозойских отложениях Сибирской платформы. — Ж. «Сов. геология», 1966, № 4.
- Батов В. И., Еникеева Л. Г. Осадочные серии нижнего палеозоя бассейна р. Горбиячин (северо-западная окраина Сибирской платформы). — В кн. «Осадочные серии палеозоя Сибири». Тр. СНИИГГиМСа, вып. 16, 1962.
- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Бондарев В. И. Ордовик Советской Арктики. — В кн. «Стратиграфия и корреляция ордовика и силура». Докл. сов. геологов на Межд. геол. конгрессе, XXI сессия, 1960.
- Бондарев В. И., Демокидов К. К., Черкесова С. В., Черняк Г. Е., Ранне-среднепалеозойский этап палеогеографического развития.— В кн. «Палеогеография центральной части Советской Арктики». Тр. НИИГА, т. 150. Л., «Недра», 1967.
- Брэдли У. Ф., Грим Р. Е. Слюдистые минералы глин. — В кн. «Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов». Под ред. Г. Брауна. Изд-во «Мир», 1965.
- Бурков В. В., Подпорина Е. К. Стронций. Тр. Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР, вып. 12, 1962.
- Виноградов А. П., Боровик-Романова Т. Ф. К геохимии стронция. — Докл. АН СССР, 1945, № 5.
- Вишняков С. Г. Карбонатные породы и полевые исследования их пригодности для известкования почв. ОНТИ, 1933.
- Геледян Г. Г. Об аутигенном турмалине из палеозойских карбонатных толщ Сибирской платформы. — Ж. «Геол. и геофиз.», 1967, № 7.
- Геология СССР, т. XV. Госгеолиздат, 1961.
- Грим Р. Е. Минералогия глин. ИЛ, 1956.

- Гольдберг И. С. О границе ордовика и силура в центральной части севера Сибирской платформы. Тр. ВНИГРИ, сб. 3 (IX), 1960.
- Головенко В. К. Об изменении протерозойских осадочных пород Патомского нагорья в процессе эпигенеза и начального метаморфизма.—Вестн. ЛГУ, 1957, № 12.
- Доминиковский В. Н., Либрович В. Л. Типы мелководных фосфоритовых отложений среднего ордовика Иркутского амфитеатра.—Ж. «Разведка и охрана недр», 1957, № 8.
- Доминиковский В. Н., Либрович В. Л. К геохимической характеристике фосфоритов Иркутского амфитеатра.—Докл. АН СССР, 1957, т. 117, № 4.
- Доминиковский В. Н., Либрович В. Л. Формации ордовика Иркутского амфитеатра и их фосфоритоносность.—Ж. «Сов. геол.», 1959, № 4.
- Доминиковский В. Н., Либрович В. Л. О закономерностях распределения ордовикских фосфоритов в южной части Сибирской платформы.—В сб. «Закономерности размещения пол. ископ.», т. II. Изд-во АН СССР, 1959.
- Драгунов В. И. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности бассейна нижнего и среднего течения р. Сухой Тунгуски. Сб. научн.-техн. инф. МГ и ОН, № 2, 1956.
- Драгунов В. И. Геологическое строение южной части западного обрамления Тунгусской синеклизы. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 23, 1959.
- Драгунов В. И. Материалы к геологическому строению южной части западного обрамления Тунгусской синеклизы. Тр. ВСЕГЕИ, Материалы по геологии Сиб. платформы, сб. 2, 1960.
- Драгунов В. И., Леднева В. П. Стратиграфия, тектоника и магнетизм долины р. Чуни. «Материалы по геол. и пол. ископ. Сиб. платформы». Изд-во ВСЕГЕИ, нов. серия, 1960, вып. 31.
- Жижина М. Е. Центральный и Западный Таймыр. Стратиграфия СССР. Силурийская система. «Недра», 1965.
- Журавлева З. А. Ополиты и катаграфин рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. Тр. ГИН АН СССР, вып. 114, 1964.
- Заварицкий А. Н. Об оолитовой структуре. Тр. Мин. музея АН СССР, 1927.
- Залманзон Э. С., Страхов Н. М. Задачи химического изучения осадочных пород и принципы их рационального анализа. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. II. Госгеолтехиздат, 1957.
- Занин Ю. Н. Литология ордовикских и силурийских отложений Иркутского амфитеатра (в связи с их стратификацией). Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1964.
- Занин Ю. Н., Огиенко Л. В. Стратиграфия ордовика юго-западной части Иркутского амфитеатра.—Ж. «Сов. геология», 1964, № 4.
- Зеленов К. К. К вопросу о происхождении стилолитов.—Докл. АН СССР, 1955, 103, № 1.
- Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. «Наука», 1966.
- Иванова Е. А., Сошкина Е. Д., Астрова Г. Г., Иванова В. А. Фауна ордовика и готландия нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски, ее экология и стратиграфическое значение.—В кн. «Материалы по фауне и флоре палеозоя Сибири». Тр. Палеонт. ин-та, т. XI, 1955.
- Казаринов В. П. Осадочные серни и тектонические фазы палеозоя Сибири. Тр. СНИИГГиМСа, вып. 16, 1962.
- Кириченко Г. И. К стратиграфии отложений нижнего палеозоя на р. Подкаменной Тунгуске. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 1, 1950.
- Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, 1948.
- Колотухин С. Е. Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хребта Ката-Тау (Южный Казахстан).—В сб. «Типы доломитовых пород и их генезис», вып. 4. Изд-во АН СССР, 1956.
- Копелович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. «Наука», 1965.
- Кордэ К. Б. Водоросли из кембрийских отложений р. Лены, Ботомы, Амги. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. 56, 1955.
- Коробов Д. С. О роли стронция в карбонатных породах как индикатора солености древних водоемов. Уч. зап. СГУ, т. 74. Саратов, 1960.
- Королюк И. К. Доломитовые породы ленского яруса кембрия Иркутского амфитеатра. Тр. ГИН АН СССР, вып. 4, 1956.
- Косолобов Н. И. Осадочные серни нижнего палеозоя бассейна р. Подкаменной Тунгуски. Тр. СНИИГГиМСа, вып. 16, 1962.
- Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глини продуктивной толщи Азербайджана. Тр. ГИНА, вып. 153, 1954.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья.—Докл. АН СССР, 1955, 103, № 6.

- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезопалеозойских отложений Западного Верхоянья. Тр. ГИН АН СССР, вып. 5, 1956.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Опыт стадийного анализа терригенных пород геосинклинальной области (на примере мезозойских и палеозойских отложений Западного Верхоянья). — В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. I. Госгеолтехиздат, 1957.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород. Докл. АН СССР, 116, № 2, 1957.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. Тр. ГИН АН СССР, вып. 63, 1962.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород. — Сб. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований». Изд-во АН СССР, 1963.
- Красильникова Н. А. Фосфориты катангского бассейна. Тр. ГИГХСа, вып. 5, 1959.
- Красильникова Н. А. Фосфориты Сибири — закономерности геологического размещения и перспективы поисков. Автореф. докт. дис. М., 1966.
- Красильникова Н. А., Смирнова А. И. Перспективность поисков фосфоритов в древнепалеозойских отложениях Сибирской платформы. — В кн. «Геология месторождений фосфоритов», Тр. ГИГХСа, вып. 7, 1962.
- Красильникова Н. А., Гуревич Б. Г., Блисковский В. З., Шмелькова Ю. Ф., Оболенская Г. А. Фосфориты Алтае-Саянской складчатой области. — Ж. «Лит. и пол. ископ.», № 4, 1965.
- Крашенинников Г. Ф. Геология Ангаро-Илимского железорудного района. Тр. Вост-Сиб. геол. треста, вып. 12, 1935.
- Крашенинников Г. Ф. Ангаро-Окинский район. Геологический очерк. Материалы по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, № 14, 1935.
- Крылова А. К. Опыт расчленения ордовика центральной части Иркутского амфитеатра по распределению химических элементов и минералогическому составу пород Геол. сб., 3. Тр. ВНИГРИ, вып. 126, 1958.
- Лебедь Г. Г. Краткий очерк стратиграфии ордовика центральной и восточной частей Иркутского амфитеатра. — В сб. «Геологическое строение и нефтегазоносность Иркутского амфитеатра». Госптехиздат, 1960.
- Лебедь Г. Г., Одинцов М. М., Труфанова А. П. К стратиграфии ордовика, силура, девона Иркутского амфитеатра. — Ж. «Геол. и геофиз.», 1960, № 23.
- Либрович В. Л. Литология ордовикских фосфоритоносных отложений Иркутского амфитеатра. Автореф. канд. дисс. Ленинград, 1957.
- Либрович В. Л. Цикличность в среднеордовикских фосфоритоносных отложениях южной части Сибирской платформы. — В сб. «Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии», № 1. Уфа, 1957.
- Либрович В. Л. О происхождении красноцветных толщ ордовика Иркутского амфитеатра. Материалы по геол. и пол. ископ. Сиб. платформы. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 44, 1960.
- Махлаев В. Г. Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. «Наука», 1964.
- Малич Н. С. Палеозойские структуры бассейна среднего и нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски. Материалы по геол. и пол. ископ. Сиб. платформы ВСЕГЕИ, вып. 23, 1959.
- Марков Ф. Г. Геологическое строение и нефтеносность территории правобережья р. Енисей от Туруханска до Дудинки. Тр. ГГУ ГУСМ, вып. 17, 1945.
- Марков Е. П. О фациальной зональности бассейна р. Подкаменной Тунгуски в раннем ордовике. Тр. СНИИГГиМСа, вып. 34, 1965.
- Марков Е. П. О надолборских слоях верхнего ордовика в бассейне р. Подкаменной Тунгуски. — В кн. «Стратиграфия палеозоя Средней Сибири». «Наука», 1967.
- Маслов В. П. К геологии Ангаро-Илимского района, т. 51, вып. 80. Изд. ВГРО, 1932.
- Маслов В. П. Нижнепалеозойские породообразующие водоросли Восточной Сибири. В кн.: «Пробл. палеонтологии», т. 2—3, 1937.
- Маслов В. П. Систематическое положение и отличие строматолитов и онколитов от ископаемых известковых водорослей. — БМОИП, отд. геол., 1950, 25, № 4.
- Маслов В. П. Принципы номенклатуры и систематики строматолитов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.
- Маслов В. П. О нижнем силуре Восточной Сибири. — В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Маслов В. П. Карбонатные проблематики округлой формы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 155, серия геол. (№ 66), 1955.

- Маслов В. П. Строматолиты (их генезис, метод изучения, связь с формациями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы). Тр. ГИН АН СССР, вып. 41, 1960.
- Матухина В. Г. Закономерности осадконакопления в ордовике и силуре северо-запада Сибирской платформы. Автореф. канд. дисс. Ростов-на-Дону, 1966.
- Методы изучения осадочных пород, т. II. Госгеолтехиздат, 1957.
- Микуцкий С. П. Осадочные серии, фации и история геологического развития.— В кн. «Геология, стратиграфия и перспективы нефтегазоносности палеозоя северо-запада Сибирской платформы». Тр. СНИИГГМСа, вып. 28, 1963.
- Микуцкий С. П., Бгатов В. И., Благодатский А. В., Лесгафт А. В., Рублев А. К., Турова Л. Ф. Осадочные формации западной части Сибирской платформы и закономерности размещения в них полезных ископаемых. Тр. Всес. литол. совещ., т. II, 1964.
- Микуцкий С. П., Петраков В. У., Кашенко С. А. Стратиграфия и литология нижнего палеозоя. — В кн. «Геология, стратиграфия и перспективы нефтегазоносности палеозоя северо-запада Сибирской платформы». Тр. СНИИГГМСа, вып. 28, 1963.
- Мирошников Л. Д. О происхождении граптолитовых сланцев платформенных областей.— Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., 1958, № 18, вып. 3.
- Мягкова Е. И., Никифорова О. И., Ивановский А. Б., Высокский А. А. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений долины р. Мойеро. Изд-во АН СССР, 1963.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1. М.—Л. Изд-во АН СССР, 1958.
- Никифорова О. И. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии ордовика и силура Сибирской платформы. «Материалы по геол. Сиб. платформы». ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 7, 1955.
- Никифорова О. И. Схема стратиграфического расчленения ордовика и силура Сибирской платформы. — В сб. «Тезисы докл. на Междувед. совещ. по разработке унифицир. схемы Сибири», 1956.
- Никифорова О. И. Региональный стратиграфический очерк Сибирской платформы. В кн. «Стратиграфия СССР. Силурийская система». «Недра», 1965.
- Никифорова О. И., Андреева О. Н. Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 56. Биостратиграфия палеозоя Сибирской платформы, вып. 1, 1961.
- Обручев С. В. Тунгусский бассейн. Тр. ВГРО, вып. 164. Гос. науч.-технич. геол.-развед. изд-во, 1932.
- Обручев С. В. Тунгусский бассейн. Тр. ВГРО, вып. 164. Гос. науч.-технич. геол.-развед. изд-во, 1933.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период второй (1801—1850 гг.). Л., Изд-во АН СССР, 1933.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период третий (1850—1888 гг.). Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период четвертый. Изд-во АН СССР, 1937.
- Обут А. М. Граптолитовые сланцы силура и связанные с ними нефтепроявления в Средней Азии. — В кн. «Геология и геохимия» (Докл. и ст.), I (VII), Гос. науч.-технич. изд-во нефт. и горно-топливовой лит. Л., 1957.
- Обут А. М., Соболевская Р. Ф. Граптолиты ордовика Таймыра. Изд-во АН СССР, 1964.
- Обут А. М., Соболевская Р. Ф., Бондарев В. И. Граптолиты силура Таймыра. Изд-во АН СССР, 1965.
- Одинцов М. М. Геологический очерк Тайшет-Братского района Восточной Сибири. Материалы по геол. и пол. ископ. Восточ. Сибири, вып. XII, 1937.
- Одинцов М. М. К истории развития нижнепалеозойского бассейна Иркутского амфитеатра. — В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 7. Изд-во АН СССР, М., 1954.
- Петраков В. У. Новые данные по стратиграфии кембро-ордовикских отложений бассейна р. Курейки. — Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 3.
- Петраков В. У. Стратиграфия нижнего палеозоя Туруханского района. — Ж. «Геол. и геофиз.», 1964, № 4.
- Петраков В. У. Стратиграфия, фации и нефтегазоносность нижнепалеозойских отложений Туруханского района. Автореф. канд. дисс. Томск, 1966.
- Петраков В. У., Килина Л. И. О фациях и источниках сноса терригенного материала в рупнем палеозое Туруханского района. Основные проблемы геологии Сибирской платформы. Красноярск, 1969.
- Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленостью. Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Подгорная Н. С., Семенов Ю. Г., Гурьев А. Г. К стратиграфии палеозойских отложений северной части Енисейского кряжа. — Ж. «Геол. и геофиз.», 1965, № 9.

- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I и II. Гостоптехиздат, 1940.
- Пустовалов Л. В. О терригенно-минералогических фациях. — БМОИП, отд. геол., 1947, 1, XXII, № 5.
- Рабиханукаева Е. С. Процессы эпигенеза в отложениях ордовика бассейна р. Кулюмбэ (северо-западная окраина Сибирской платформы). «Наука», 1967.
- Рабиханукаева Е. С. О повышенных содержаниях марганца в отложениях среднего и верхнего ордовика западной окраины Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 6.
- Рабиханукаева Е. С. Литологическая характеристика отложений ордовика западной окраины Сибирской платформы. — БМОИП, отд. геол., т. XLIII (2), 1968.
- Рабиханукаева Е. С., Белоусов А. Ф. О находке вулканогенного материала в ордовике северо-запада Сибирской платформы. — Ж. «Геол. и геофиз.», 1968, № 9.
- Рабиханукаева Е. С. О растворении обломочных зерен кварца и перераспределении кремнезема в ордовикских и силурийских карбонатных породах северо-запада Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 5.
- Рабиханукаева Е. С. О кремнистых образованиях в карбонатных породах ордовика и силура северо-западной части Сибирской платформы. Ж. «Геол. и геофиз.», 1970, № 5.
- Рейтлингер Е. А. Атлас микроскопических органических остатков и проблематика древних толщ Сибири. Тр. ГИН АН СССР, вып. 25, 1959.
- Рожкова Е. В., Соловьев Н. В. К вопросу образования сферолитовых и оолитовых структур. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 15, № 4, 1937.
- Розман Х. С., Фомин Ю. М. К биостратиграфии позднеордовикских отложений бассейна р. Подкаменной Тунгуски. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1967.
- Розова А. В., Ядренкина А. Г. Биостратиграфия и брахиоподы верхнего кембрия и нижнего ордовика разреза р. Кулюмбэ (Сибирская платформа). — В кн.: «Новые данные по биостратиграфии нижнего палеозоя Сибирской платформы». М., «Наука», 1967.
- Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Распределение марганца в осадочных породах. — Ж. «Геохимия», 1959, № 3.
- Соколов Б. С. Основные вопросы стратиграфии ордовикских и силурийских отложений Средней Сибири. В кн. «Стратиграфия палеозоя Средней Сибири», Новосибирск, «Наука», 1967.
- Соколов Б. С., Тесаков Ю. И. Табулаты палеозоя Сибири. Изд-во АН СССР, 1963.
- Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления. Изд. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. ГИН АН СССР, вып. 124, сер. геол. (№ 45), 1951.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. В кн. «Образование осадков в соврем. водоемах». М., 1954.
- Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород. — В сб.: Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. ГИН АН СССР, вып. 4, 1956.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 3. Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М., Борнеман-Старынкевич И. Д. О стронции, боре и броме в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья. — В кн. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946.
- Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах (применительно к геологии нефти и угля). Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Теодорович Г. И. Минералого-геохимические фации и нефтенпроизводящие свиты. В сб. «Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. (Тр. III Всес. совещ. по литол. и минер. осад. пород.)», 1962.
- Тесаков Ю. И. О границе ордовика и силура в пределах Сибирской платформы. — В кн. «Новые данные по биостратиграфии нижнего палеозоя Сибирской платформы». «Наука», 1967.
- Тесаков Ю. И. Верхний ордовик и силур Сибирской платформы. — В кн.: «Стратиграфия палеозоя Средней Сибири», «Наука», 1967.
- Филдиченко В. В. К литологии отложений нижнего силура по трассе Тайшет—Падун. Материалы по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, вып. XVI, 1937.
- Хворова И. В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, ч. 3, 1953.

- Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. Изд-во АН СССР, 1958.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 37, 1961.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
- Шатский Н. С. Избр. тр., т. III, «Наука», 1965.
- Швецов М. С. История Московского каменноугольного бассейна в дашагскую эпоху. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. 12, 1938.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолиздат, 1948.
- Шумилова Е. В. Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности и их роль в палеогеографических реконструкциях. Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1963.
- Шутов В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба. БМОИП, отд. геол., т. 35, вып. 6. 1960.
- Grabaу A. W. Origin, distribution and mode of preservation of the graptolites. National Research Inst. of Geology, Akademia Sinica, Memoirs N 7. Shanghai, 1929.
- Marr I. E. Conditions of the deposition of the Stockdale shales. — Quart. J. Geol. Soc., vol. 81, London, 1925.
- Krynine P. D. The tourmaline groun in sediments. I. Geol., 54, N 2, 1946.
- pik A. Über Trockenrisse und Regenspuren im Monograptusschiefer von Hodkovickey (Böhmen) und über die Entstehung der Graptolithenschiefer überhaupt. Tartu ülikooli geologia instituudi toimetused. Tartu, 1929.
- Ruedeman R. Graptolites of North America. Geol. Soc. of America. Men. 19. Albany, New-York, 1947.
- Scupin H. Ist der Dictyonemaschiefer eine Tiefseeablagerung? Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellschaft, Bd. 73. Berlin, 1921.

ТАБЛИЦЫ

ТАБЛИЦА I

1. Конкреции пирита в форме прорастания крупных кристаллов. Обр. 81-2, натуральная величина. Долборский ярус верхнего ордовика, р. Кулюмбэ.
2. Пелитоморфный известняк с отдельными более крупными кристаллами кальцита. Шлиф 86-11, ув. 187, николь I. Чуньский ярус нижнего ордовика, р. Кулюмбэ.
3. Пелитоморфный известняк микрослоистый. Слоистость подчеркивается прослоями, обогащенными пиритом, глинистым и алевритовым материалом. Шлиф 58-1, ув. 16, николь I. Лудловский ярус верхнего силура, р. Кулюмбэ.
4. Пелитоморфный известняк, в котором видно скопление органогенного дегрита. Шлиф 80-10, ув. 16, николь I. Лландоверийский ярус нижнего силура, р. Кулюмбэ.

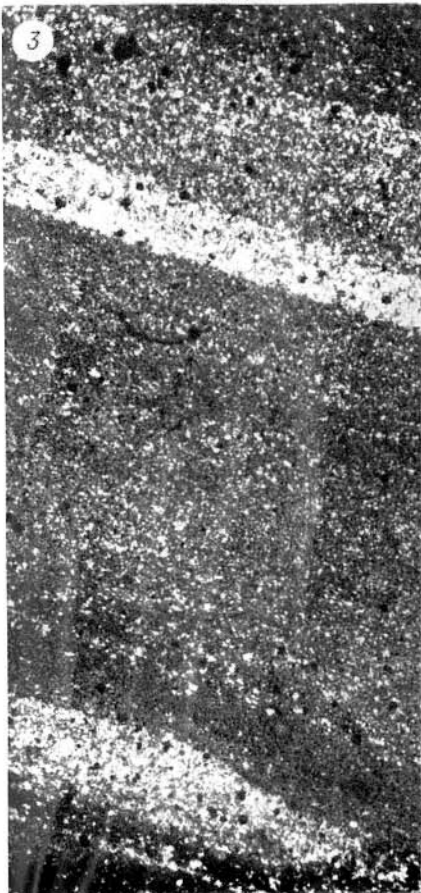
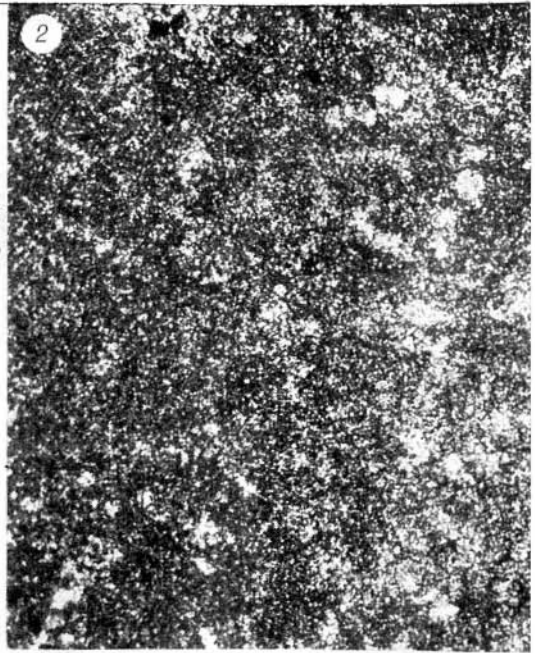
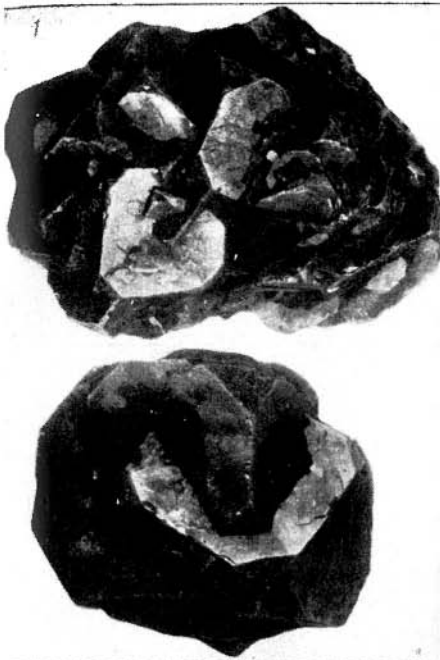
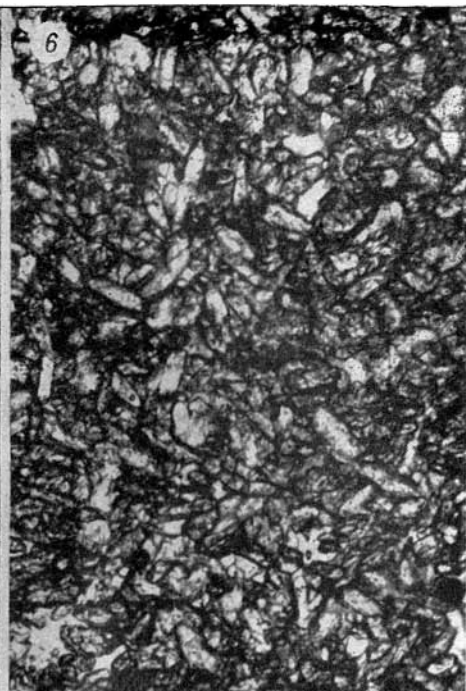
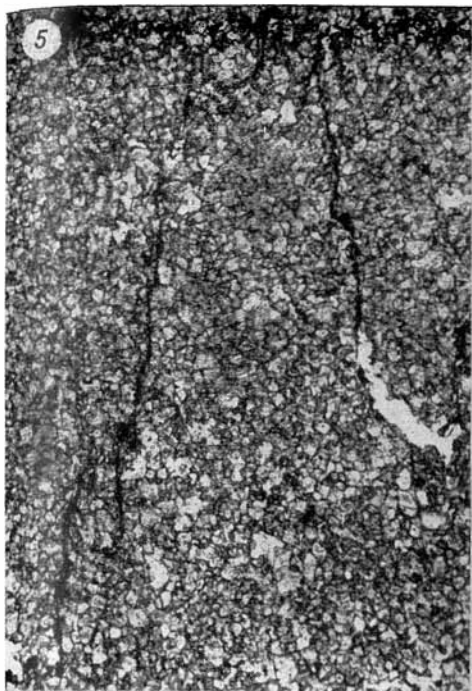


ТАБЛИЦА II

5. Тонко-мелкозернистый доломит со стилолитом. Шлиф 48-29, ув. 63, николь 1. Венлокский ярус нижнего силура, р-н г. Норильска.
6. Тонкозернистый доломит с войлочной или рисовидной структурой. Шлиф 61-13, ув. 136, николь 1. Венлокский ярус нижнего силура, р. Кулюмбэ.
7. Тонкозернистый доломит, микрослоистый, глинистый. Шлиф 48-55, ув. 10, николь 1. Лландоверийский ярус нижнего силура, район г. Норильска.
8. Доломит микро- и тонкозернистый с желваком кремня. Шлиф 41-5а, ув. 136, николь 1. Устькутский ярус нижнего ордовика, р. Подкаменная Тунгуска.



Т А Б Л И Ц А III

9. Известковый доломит. Среди зерен доломита видны участки тонко- и среднезернистого кальцита (темные). Шлиф окрашен подкисленным ализарином красным. Обр. 21-3в, ув. 204, николь I. Чуньский ярус нижнего ордовика, р. Подкаменная Тунгуска.
10. Известняк доломитовый. Среди пелитоморфного кальцита (черный) и доломита (светлый) видно скопление более крупных ромбоэдров доломита вокруг стилолита. Шлиф окрашен подкисленным ализарином красным. Обр. 66-5, ув. 187, николь I. Криволуцкий ярус среднего ордовика, р. Кулюмбэ.
11. Микрослонстый известняк доломитовый, тонкозернистый, глинистый. Видны прослои, обогащенные кальцитом (темные) и доломитом (светлые). Шлиф окрашен подкисленным ализарином красным. Обр. 61-1, ув. 16, николь I. Венлокский ярус нижнего силура, р. Кулюмбэ.
12. Известковый доломит глинистый. На фоне микрозернистого доломита видны темные участки микрозернистого кальцита. Шлиф окрашен подкисленным ализарином красным. Обр. 75-1, ув. 187, николь I. Лудловский ярус верхнего силура, р. Кулюмбэ.

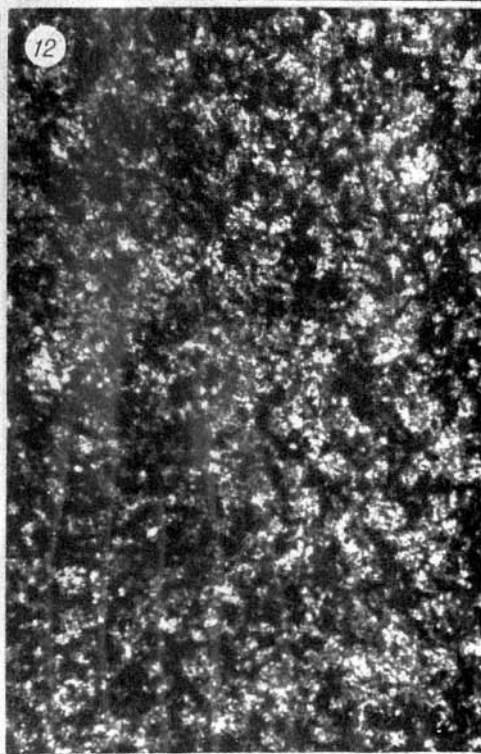
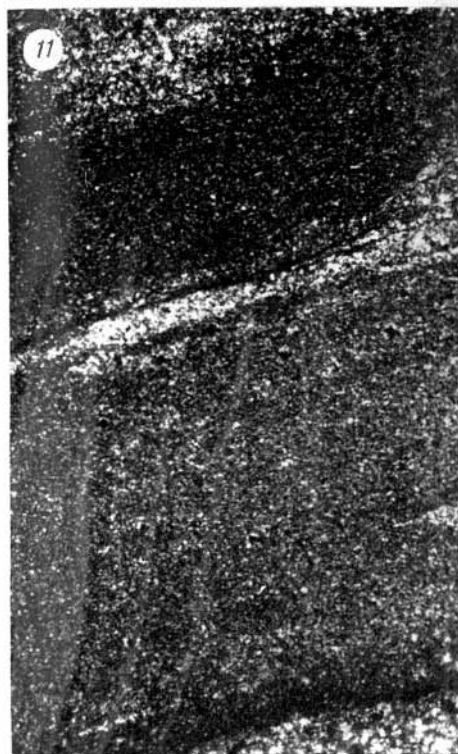
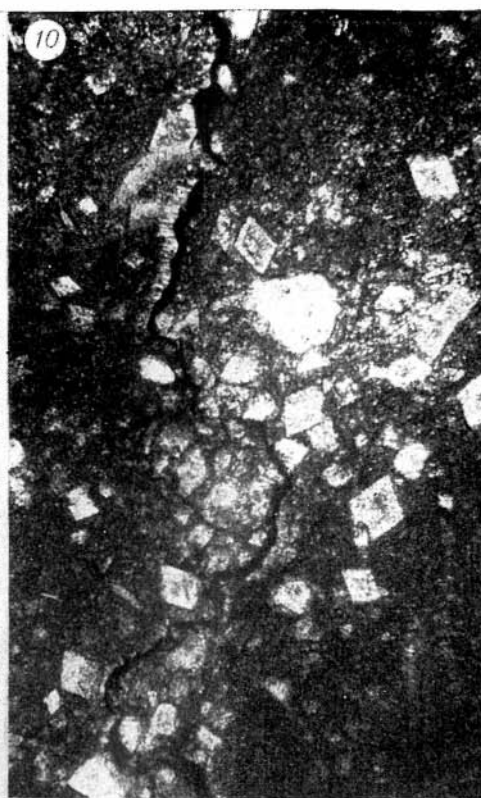
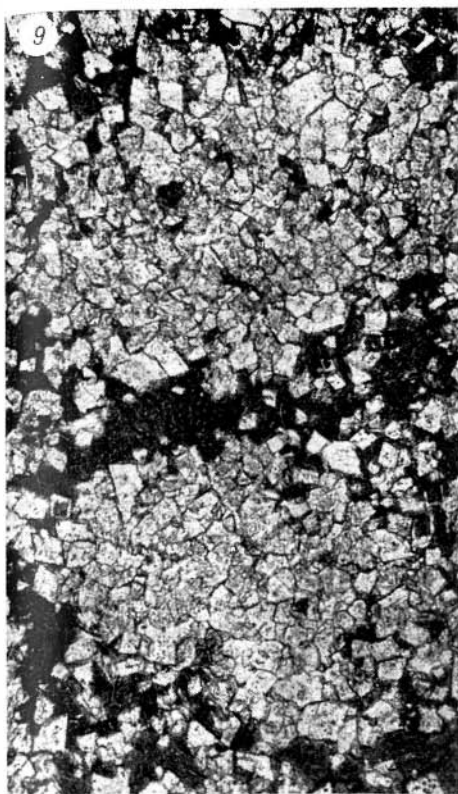


ТАБЛИЦА IV

13. Оолитовый известняк. Видна радиально-лучистая и концентрическая структура оолитов. Шлиф 69-5, ув. 46, николь I. Устькутский ярус нижнего ордовика, р. Кулюмбэ.
14. Оолитовый известняк, в котором видны крупные ромбоэдры доломита, развдвигающиеся в ядрах оолитов. Шлиф 100-7, ув. 63, николь I. Устькутский ярус нижнего ордовика, р. Кулюмбэ.
15. Оолитовый известняк, в котором кремнезем замещает цемент или отдельные участки оолитов (а). Шлиф 86-5, ув. 110, николь I. Чуньский ярус нижнего ордовика, р. Кулюмбэ.
16. Оолитовый известняк со стилолитом. Видны сутуры растворения и взаимного проникновения оолитов. Шлиф 69-10, ув. 46, николь I. Устькутский ярус нижнего ордовика, р. Кулюмбэ.
17. Пористый оолитовый доломит, в котором видны отдельные более крупные кристаллы доломита, инкрустирующие оолиты. Шлиф 36-4, ув. 62,9, николь I. Устькутский ярус нижнего ордовика, р. Подкаменная Тунгуска.
18. Оолитовый доломит. Оолиты обычно с выщелоченным ядром и гранулированной оболочкой. Шлиф 31-3, ув. 63, николь I. Чуньский ярус нижнего ордовика, р. Подкаменная Тунгуска.

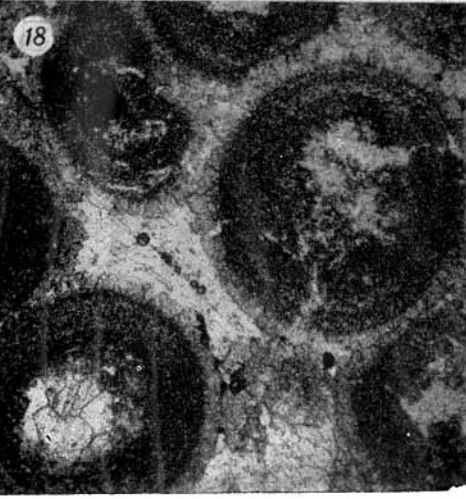
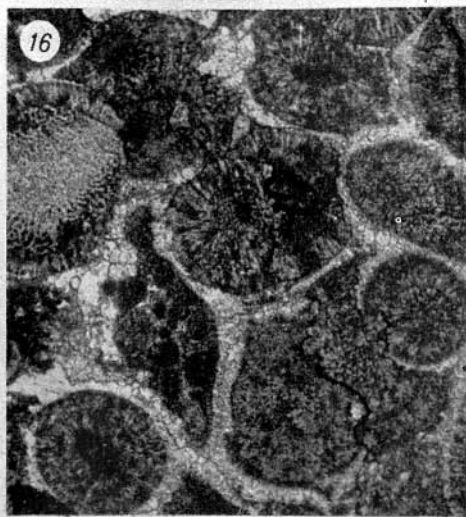
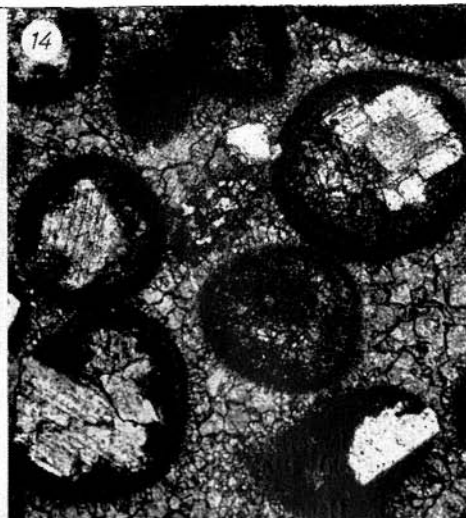
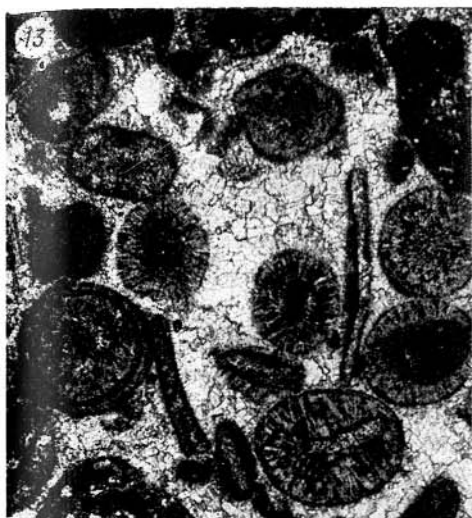


ТАБЛИЦА V

19. Известняк органогенный, полидетритовый (преобладают обломки брахиопод). Шлиф 57-8, ув. 34, николь 1. Лландоверийский ярус нижнего силура, р. Подкаменная Тунгуска.
20. Известняк органогенный, криноидно-остракодово(?)-брахиоподовый, цельнораковинно-детритовый. Шлиф 25-3, ув. 8, николь 1. Мангазейский ярус среднего ордовика, район г. Норильска.
21. Известняк органогенный, брахиоподово-трилобитовый. Видны комочки тонкозернистого реликтового известняка. Шлиф 25-27, ув. 16, николь 1. Венлокский ярус нижнего силура, район г. Норильска.
22. Известняк несортированный, органогенный, полидетритовый (гастроподово-брахиоподово-остракодовый), в котором видны отдельные целые раковины гастропод. Шлиф 62-13, ув. 9, николь 1. Венлокский ярус нижнего силура, р. Кулюмбэ.
23. Известняк органогенный, брахиоподовый, цельнораковинно-детритовый. Видны редкие раковины остракод (а) и оолиты (б). Шлиф 82-4, ув. 34, николь 1. Мангазейский ярус среднего ордовика, р. Кулюмбэ.

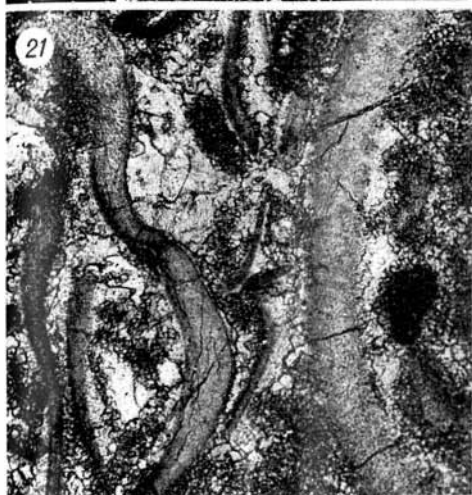


ТАБЛИЦА VI

24. Известняк органогенный, брахиоподовый, детритовый, сцементированный микрозернистым кальцитом. Видна примесь алевритового материала. Шлиф 25-15, ув. 63, николь 1. Мангазейский ярус среднего ордовика, район г. Норильска.
25. Известняк органогенный, брахиоподово-криноидный, детритовый Шлиф 59-9, ув. 34, николь 1. Мангазейский ярус среднего ордовика, р. Подкаменная Тунгуска.
26. Известняк органогенный, криноидный. Шлиф 25-5, ув. 10, николь 1. Мангазейский ярус среднего ордовика. Район г. Норильска.
27. Известняк органогенный, мшанково-брахиоподово-криноидный, детритовый. Видны фосфоритизированные обломки раковин и членики криноидей (темные). Шлиф 25-6, ув. 10, николь 1. Мангазейский ярус среднего ордовика, район г. Норильска.

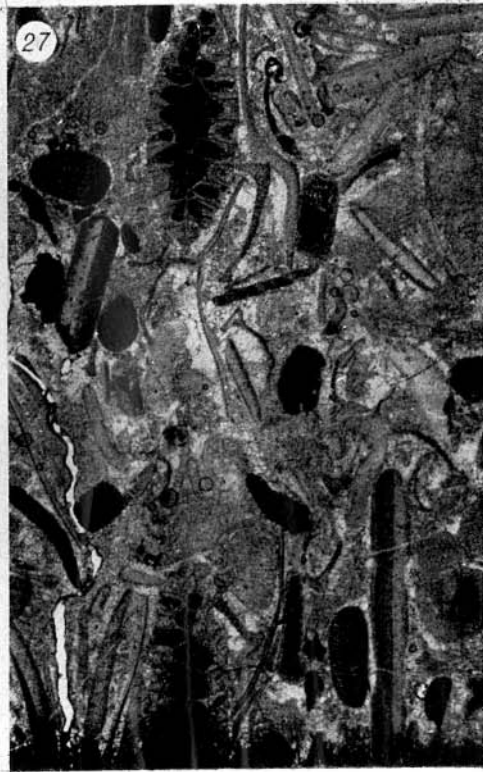
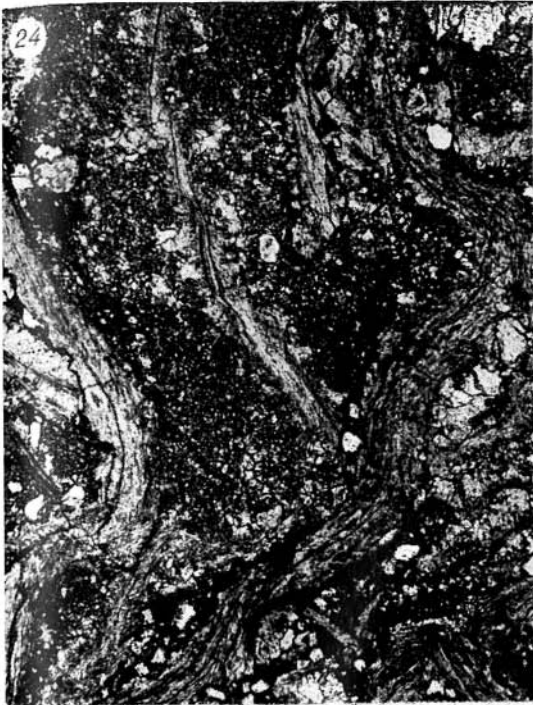


ТАБЛИЦА VII

28. Известняк органогенный, полидетритовый (преобладают брахиоподы и криноидеи). Шлиф 8-26, ув. 16, николь 1. Лландоверийский ярус нижнего силура, р. Сухая Тунгуска.
29. Ллинза полидетритово-остракодового известняка в аргиллите. Шлиф 48-49, ув. 16, николь 1. Лландоверийский ярус нижнего силура, район г. Норильска.
30. Известняк органогенный остракодовый. Шлиф 48-45, ув. 16, николь 1. Лландоверийский ярус нижнего силура, район г. Норильска.
31. Известняк органогенный, полидетритовый. Видны проблематические микросгустковые структуры (водоросли?). Шлиф 48-11, ув. 34, николь 1. Лудловский ярус верхнего силура, район г. Норильска.



ТАБЛИЦА VIII

32. Строматолитовый известняк. Видны микрослоевница (*a*), тончайшие каналы — остатки водорослевых нитей (*b*) и многочисленные оолитовые образования (*в*) между слоевищами водорослей. Шлиф 80-4, ув. 10, николь 1. Лландоверийский ярус нижнего силура, р. Куломбэ.
33. Деталь строения участка, состоящего из оолитовых образований с сильно гранулированной оболочкой и маленьким ядром. Ядра оолитов и цементирующая часть породы представлены одним и тем же микрозернистым кальцитом. Видны зачаточные формы оолитов. Тот же шлиф. Ув. 136, николь 1.
34. Строматолитовый известняк. Участок с отчетливой микрослоистой текстурой строматолита. Шлиф 80-13, ув. 7, николь 1. Лландоверийский ярус нижнего силура, р. Куломбэ.

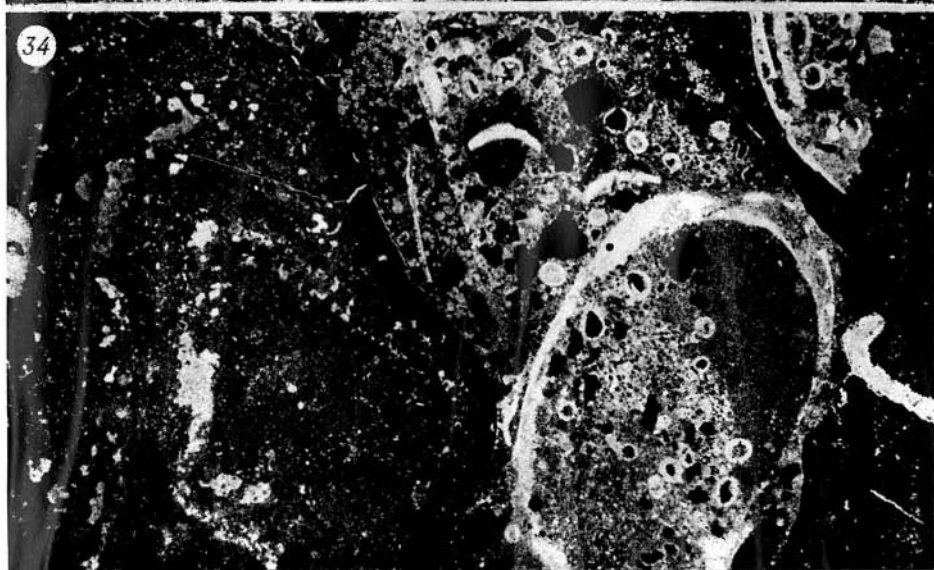
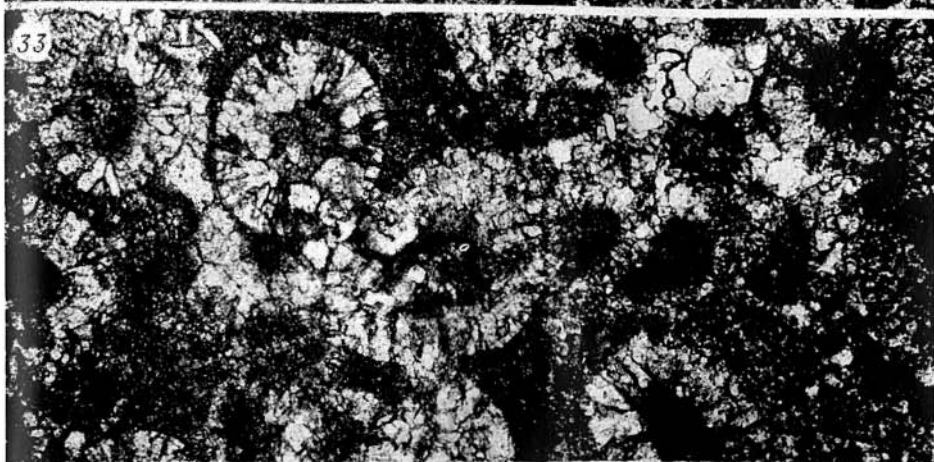
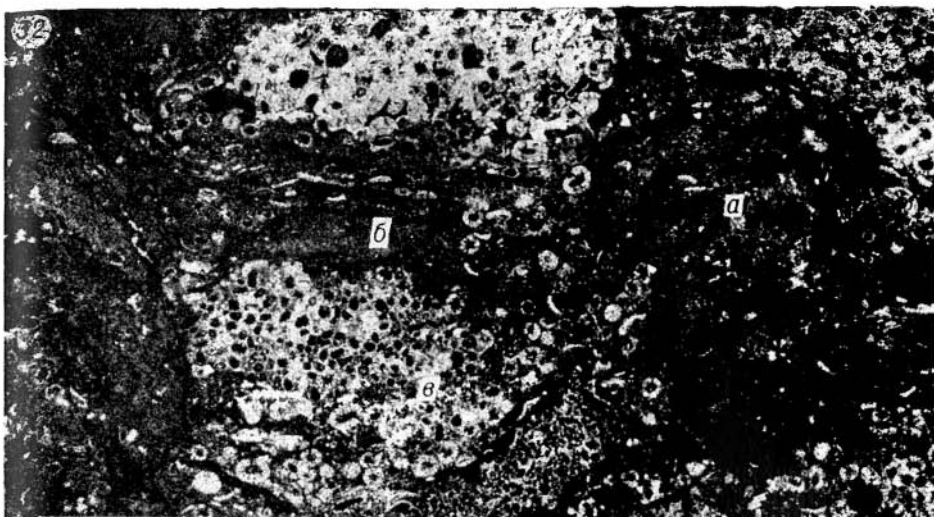


ТАБЛИЦА IX

35. Оолитовые образования. Видны постепенные переходы от комочков пелитоморфного известняка к оолитам. Шлиф тот же, ув. 63, николь 1.
36. Строматолитовая известково-глинистая порода. Видны многочисленные тончайшие каналы — остатки водорослевых нитей и отдельные ромбоэдри доломита. Шлиф 8-21, ув. 34, николь 1. Венлокский ярус нижнего оилура, р. Сухая Тунгуска.
37. Онколитовый доломит. Шлиф 44-1, ув. 150, николь 1. Устькутский ярус нижнего ордовика, р. Подкаменная Тунгуска.

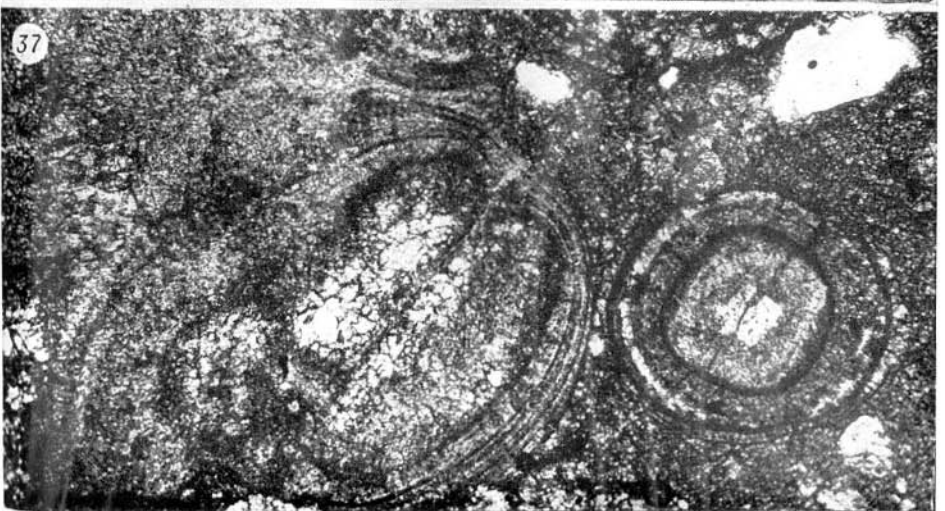
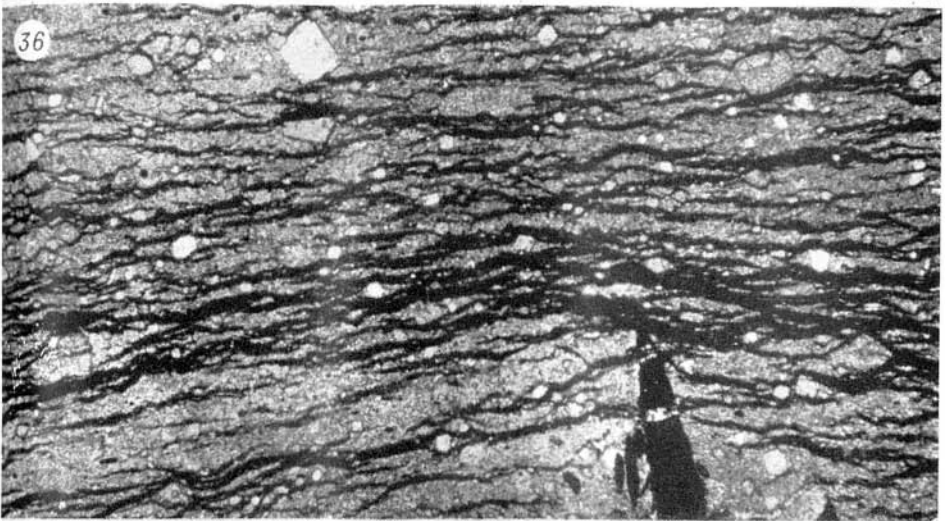
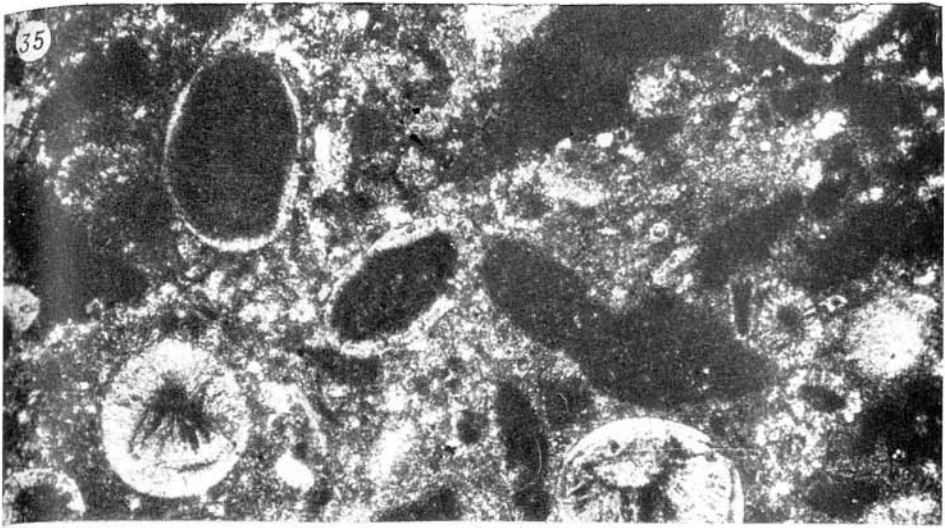


ТАБЛИЦА X

38. Известняк микрокомковатый, в котором наблюдаются мельчайшие округлые, овальные и несколько деформированные комочки из пелитоморфного кальцита (копролиты?), сцементированные тонко- и мелкозернистым кальцитом. Шлиф 86-12, ув. 25, николь I. Чуньский ярус нижнего ордовика, р. Кулюмбэ.
39. Микрокомковатый известняк с раковинным детритом и с песчаным материалом. Шлиф 66-1, ув. 34, николь I. Мангазейский ярус среднего ордовика, р. Кулюмбэ.
40. Микрокомковатый доломит, в котором в порах между комочками видно развитие кристаллов гидрослюда. Шлиф 63-2, ув. 340, николь+. Чуньский ярус нижнего ордовика, р. Подкаменная Тунгуска.

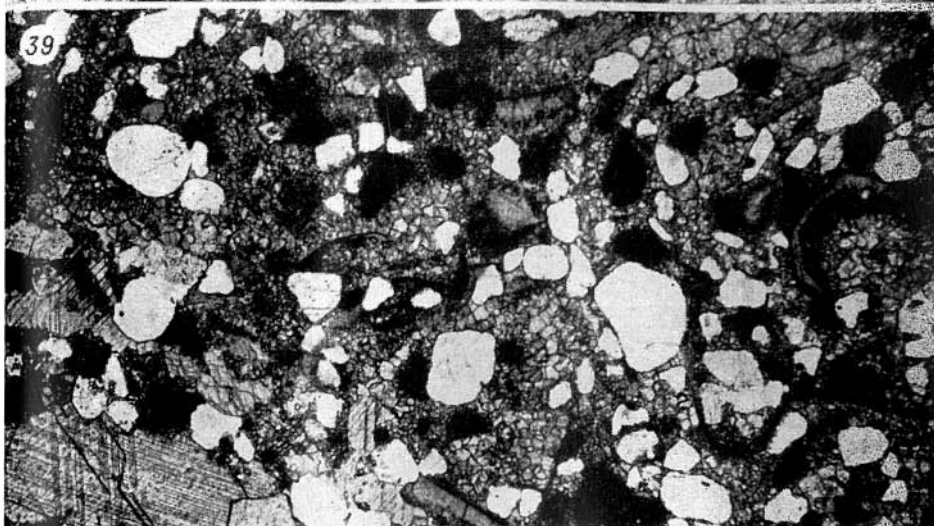
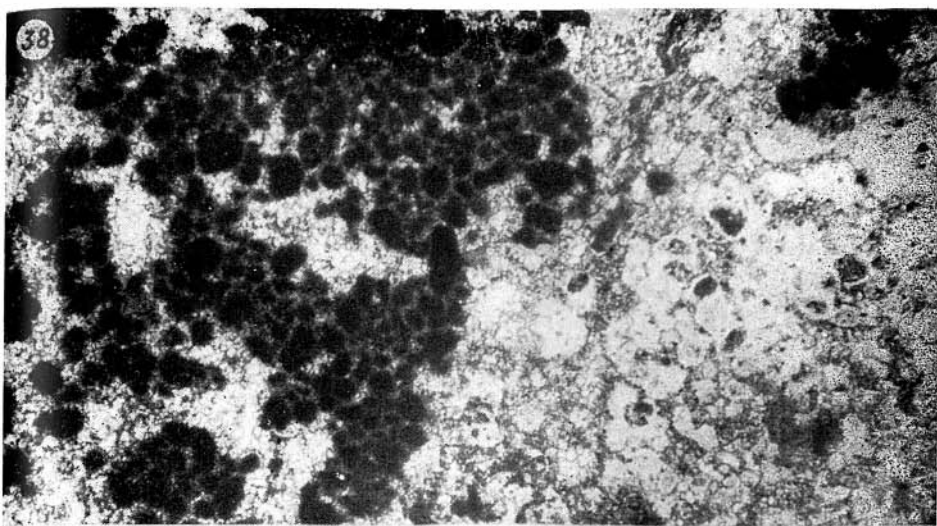


ТАБЛИЦА XI

41. Микрокомковатый доломит со стилолитом, состоящий из округлых комочков тонкозернистого доломита. Комочки сцементированы мелкозернистым кальцитом. Шлиф 21-2, ув. 100, николь I. Чуньский ярус нижнего ордовика, р. Подкаменная Тунгуска.
42. Микрокомковатый доломит, в котором на отдельных участках комочки перекристаллизованы в сферолиты. Видна структура растворения сферолитов и комочков. Шлиф 41-3, ув. 63, николь I. Устькутский ярус нижнего ордовика, р. Подкаменная Тунгуска.
43. Доломит тонкозернистый с комочками из пелитоморфного доломита (копролиты). Шлиф 8-4, ув. 136, николь I. Венлокский ярус нижнего силура, р. Сухая Тунгуска.

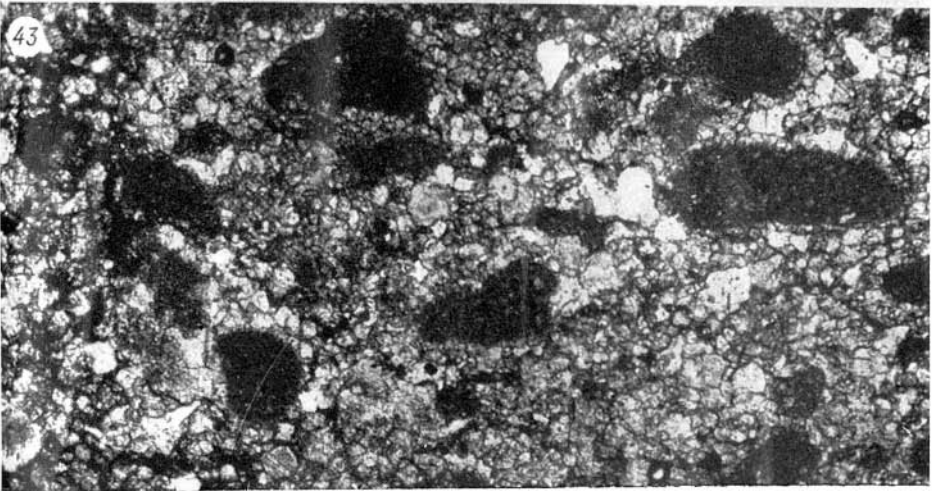
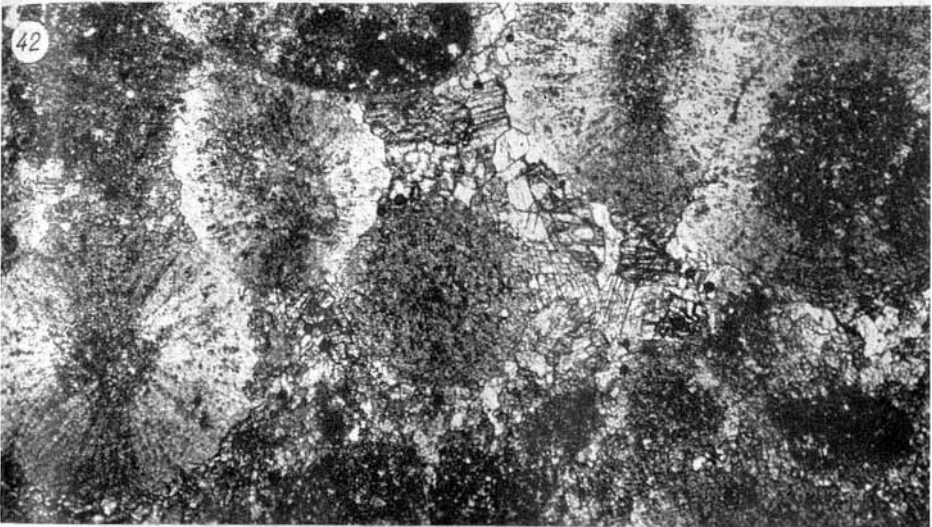
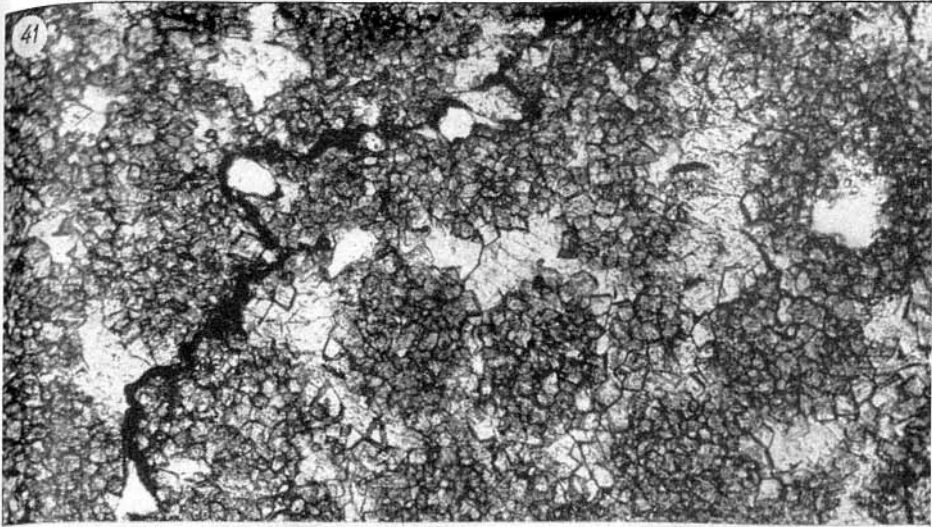


ТАБЛИЦА XII

44. Неравнозернистый известняковый песчаник с гравием, состоящий из окатанных и полуокатанных обломков известняков, редко доломитов. Цементом служит микрозернистый кальцит, на отдельных участках тонкозернистый доломит. Шлиф 86-25а, ув. 16, николь 1. Чуньский ярус нижнего ордовика, р. Кулюмбэ.
45. Обломочный известняк, в котором обломки микрозернистого известняка цементированы тем же микро- и тонкозернистым известняковым материалом. Видны остатки органогенного детрита. Шлиф 86-18, ув. 7, николь 1. Чуньский ярус нижнего ордовика, р. Кулюмбэ.
46. Доломитовый гравелит, известковистый. Видны окатанные и полуокатанные обломки доломита, цементированные тонко- и мелкозернистым кальцитом. Шлиф 78-5, ув. 7, николь 1. Лудловский ярус верхнего силура, р. Кулюмбэ.

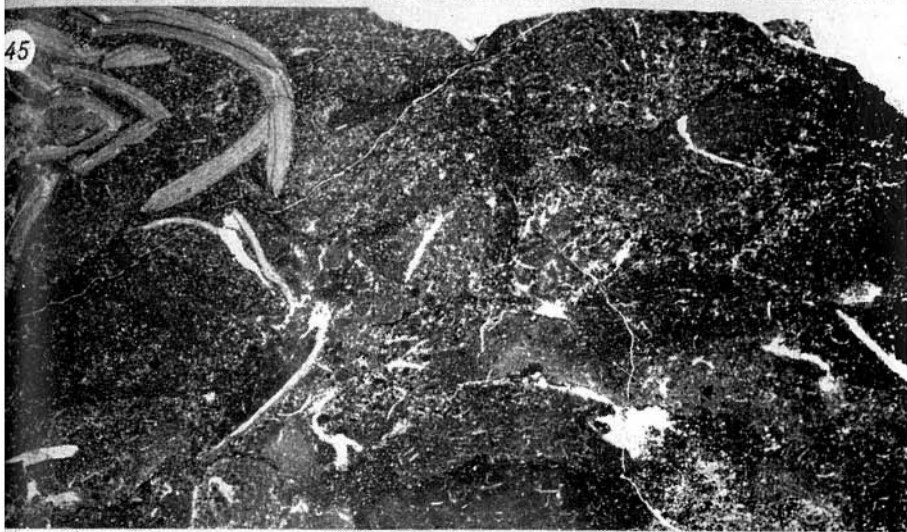
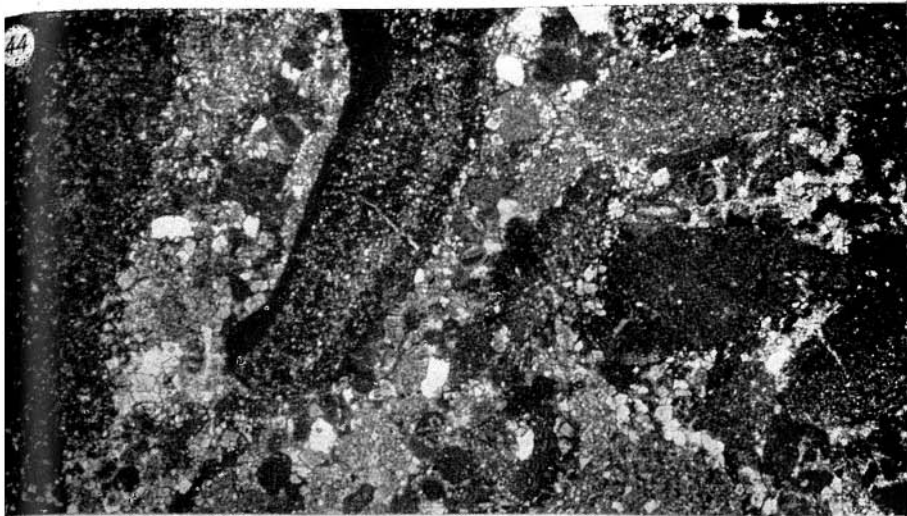


ТАБЛИЦА XIII

47. Доломитизированный известняковый гравелит. Окатанные обломки известняка цементированы тонкозеристым кальцитовым цементом, по которому развиваются ромбоэдры доломита. Шлиф 48-36, ув. 5, николь 1. Венлокский ярус нижнего силура, район г. Норильска.
48. Известняковая песчано-гравийная порода. Угловатые и полуокатанные обломки известняка цементированы доломитовым цементом. Шлиф 48-38, ув. 7, николь 1. Венлокский ярус нижнего силура, район г. Норильска.
49. Линза известняка, представленная известняковым мелкообломочным конгломератом. Окатанные гальки известняка цементированы известково-доломитовым цементом. Шлиф окрашен подкисленным ализарином красным. Обр. 80-26, ув. 4, 5, николь 1, лландоверийский ярус нижнего силура, р. Кулюмбэ.

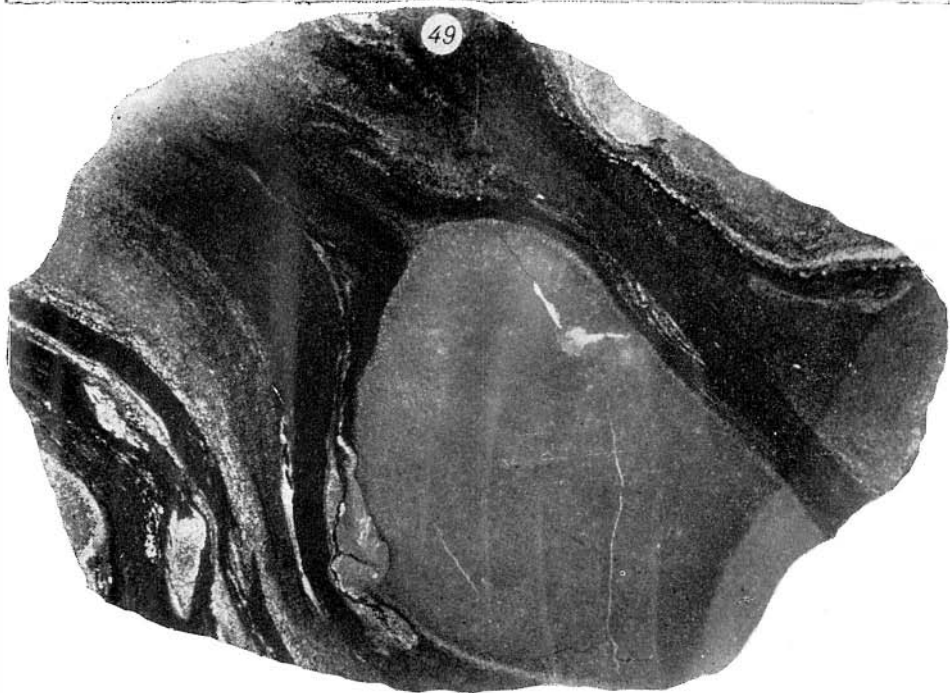
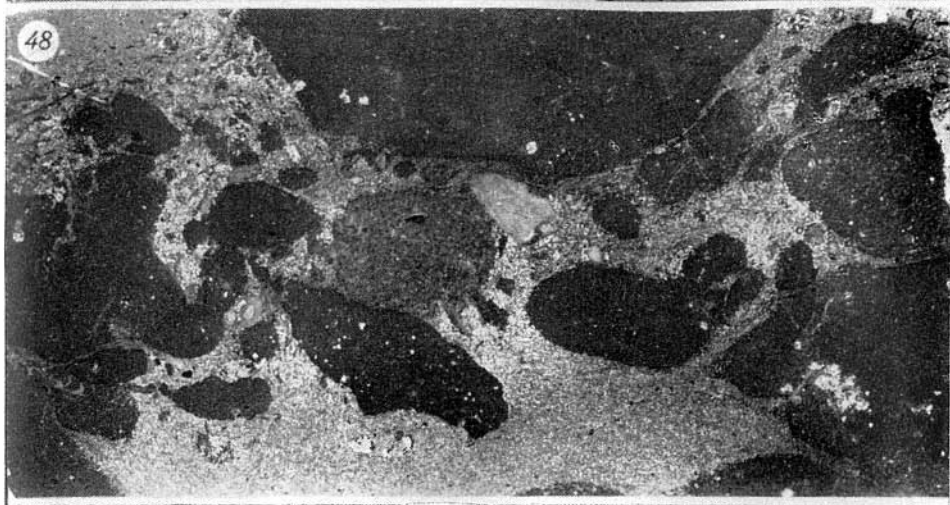
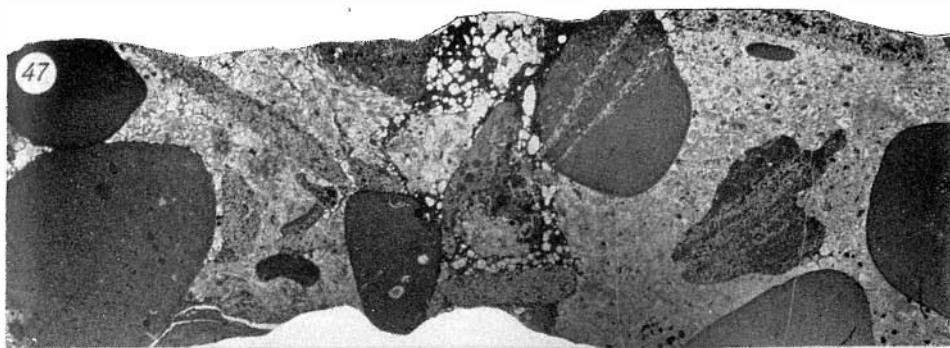


ТАБЛИЦА XIV

50. Мелкозернистый доломит, состоящий из ромбоэдрических и неправильно-ромбоэдрических кристаллов доломита, иногда трещиноватых. Шлиф 57-2, ув. 63, николь 1. Лудловский ярус верхнего силура, р. Кулюмбэ.
51. Мелко-среднезернистый доломит, состоящий из ромбоэдрических и неправильно-ромбоэдрических кристаллов, которые сконцентрированы в отдельные скопления. Пустоты между скоплениями представлены тонкозернистым реликтовым кальцитом, иногда кремнеземом. Шлиф окрашен подкисленным ализарином красным. Обр. 8-19, ув. 63, николь 1. Венлокский ярус нижнего силура, р. Сухая Тунгуска.
52. Известняк со структурой «конус в конус», в котором тонкошестоватые кристаллы кальцита создают конусовидные образования. Видны битуминозное вещество и пирит (черное), которые распределены согласно структуре породы, а иногда секут ее. Шлиф 8-42, ув. 34, николь 1. Лландоверийский ярус нижнего силура, р. Сухая Тунгуска.
53. Известняк тонко-, участками мелкозернистый, песчаный, с органогенным детритом. Видны изъеденные кальцитом края обломочных зерен. Шлиф 66-1, ув. 34, николь 1. Мангазейский ярус среднего ордовика, р. Кулюмбэ.
54. Микрoзернистый микрослоистый известняк. Слоистость подчеркивается тонкими прослоями алевритового материала. Шлиф 68-2, ув. 63, николь 1. Криволюцкий ярус среднего ордовика, р. Кулюмбэ.

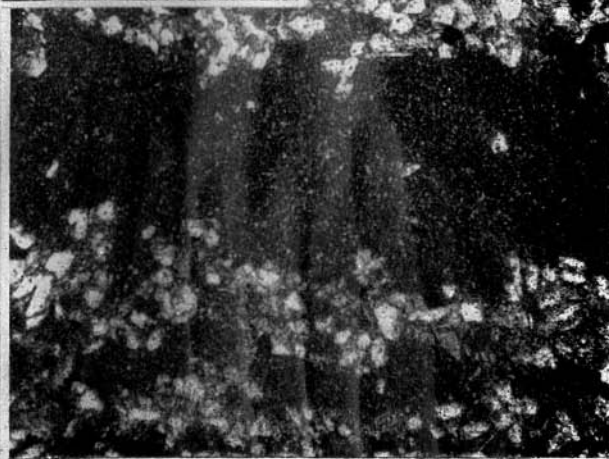
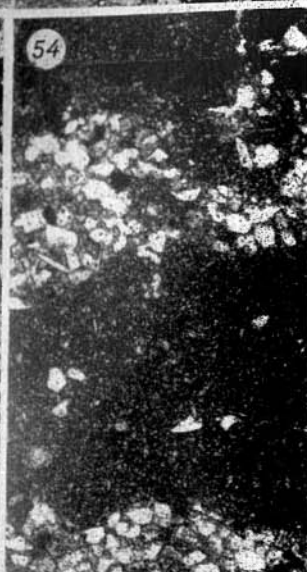
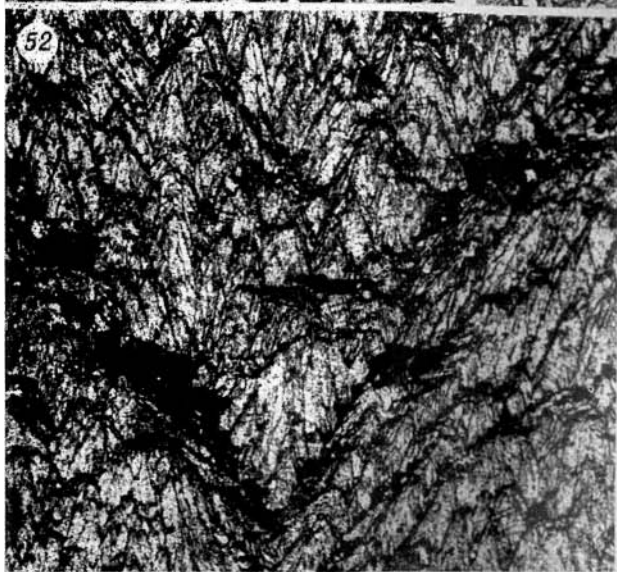
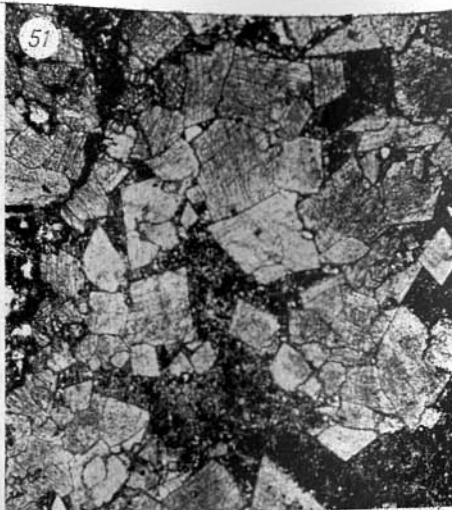


ТАБЛИЦА XV

55. Доломитовый мергель. Видно, что в тонкодисперсной пелитовой массе рассеяны ромбоэдры доломита. Химический состав породы: н. о. — 64,14%, CaCO_3 — 4,37%, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ — 31,49%. Шлиф 25-22, ув. 136, николь 1. Мангазейский ярус среднего ордовика, район г. Норильска.
56. Доломитовый мергель с пиритом. В однородной массе пелита и микрозернистого доломита видны прослои, обогащенные пиритом. Химический состав породы: н. о. — 30%, CaCO_3 — 2,6%, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ — 66,5%. Шлиф 74-2, ув. 187, николь 1. Лудловский ярус верхнего силура, р. Кулюмбэ.
57. Ангидрито-гилсовый доломит. Видна микрослоистая текстура, обусловленная чередованием прослоев гипсо-ангидрита с включением тонких кристаллов доломита (светлые) и глинистого доломита, обогащенного лейстами гипса и ангидрита (темные). Шлиф 25-52, ув. 16, николь 1. Лландоверийский ярус нижнего силура, район г. Норильска.

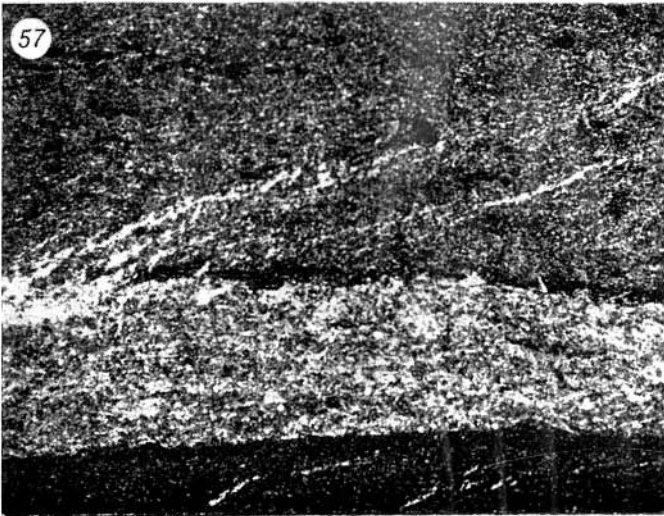
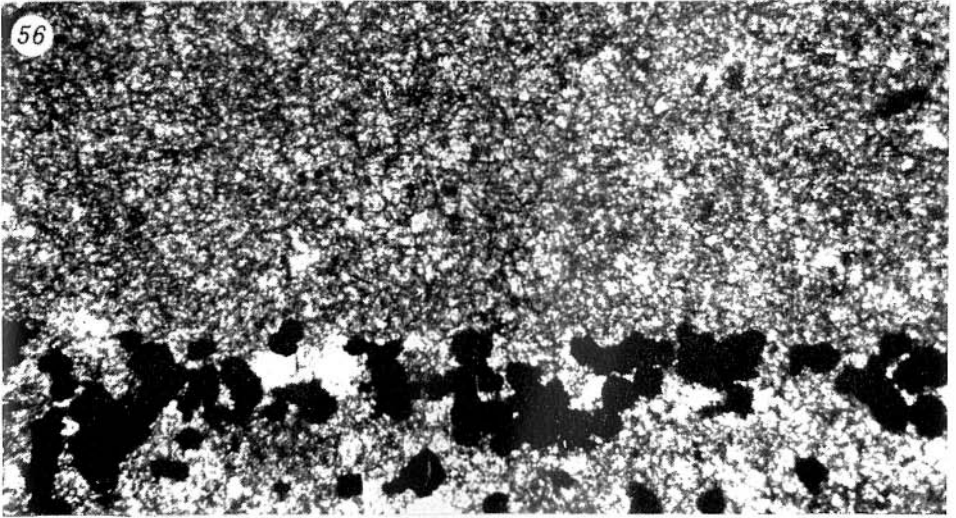
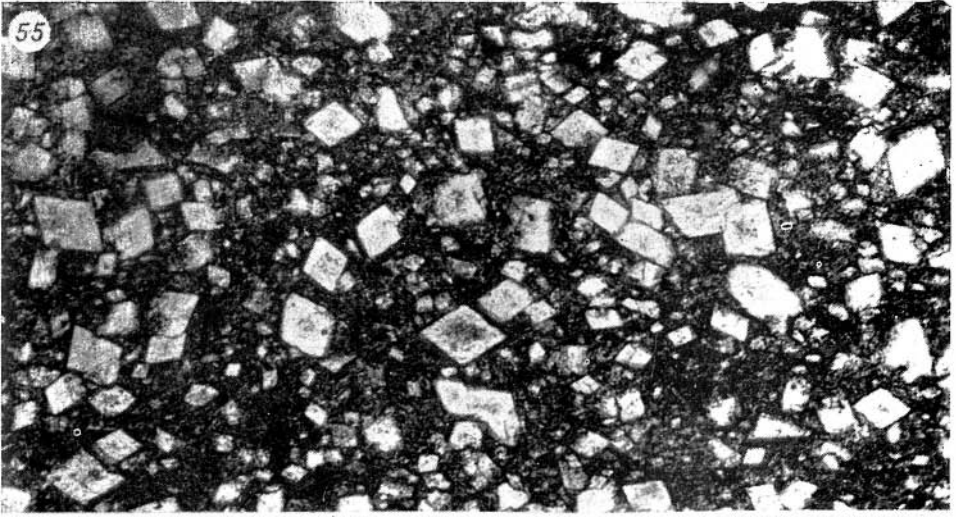


ТАБЛИЦА XVI

58. Гипсо-ангидритовая порода, в которой видны неправильные и изометричные зерна ангидрита и лейсты гипса. Шлиф 48-39, ув. 63, николь 1. Венлокский ярус нижнего силура, район г. Норильска.
59. Гипс мелко-среднезернистый с гранобластовой структурой. Шлиф 25-30, ув. 136, николь +. Криводуцкий ярус среднего ордовика, район г. Норильска.
60. Известняк тонкозернистый с кристаллами целестина, которые имеют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Шлиф 73-1, ув. 63, николь 1. Лудловский ярус верхнего силура, р. Кулюмбэ.
61. Целестин, представленный длиннопризматическими кристаллами (светлый). Между зернами целестина располагаются образования гипса (темный). Шлиф 25-34, ув. 10, николь 1. Криводуцкий ярус среднего ордовика, район г. Норильска.



ТАБЛИЦА XVII

62. Гравийно-песчаная порода, состоящая из фосфатных (а) известняковых (б) и кварцевых обломков (в). Зерна фосфорита представлены изотропными окатанными обломками, часто с включениями алевритовых зерен. Обломки известняка прозрачные тонкозернистые, угловатые. Кварцевые зерна угловатые, полуокатанные. Обломочный материал сцементирован глинистым (г), на отдельных участках кальцитовым (д) цементом. Шлиф 59-7, ув. 16, николь 1. Криволуцкий ярус среднего ордовика, р. Подкаменная Тунгуска.
63. Фосфоритовый гравелит, состоящий из зерен алевритового и глинистого фосфорита, а также из фосфоритизированного органогенного детрита, сцементированных средне- и крупнокристаллическим кальцитом. Преобладают зерна размером 4—5 мм. Шлиф 61-6, ув. 16, николь 1. Криволуцкий ярус среднего ордовика, р. Подкаменная Тунгуска.
64. Песчанник мелкозернистый, кварцевый, с кальцитовым цементом, на отдельных участках — с цементом соприкосновения. Видны следы окатанности регенерированной части зерен кварца. Шлиф 47-3, ув. 204, николь 1. Чуньский ярус (байкитская свита) нижнего ордовика, р. Подкаменная Тунгуска.
65. Песчанник с известково-доломитовым цементом. Видна регенерация обломочных зерен кварца и полевых шпатов. Шлиф 69-35, ув. 250, николи +. Устькутский ярус нижнего ордовика, р. Куломбэ.

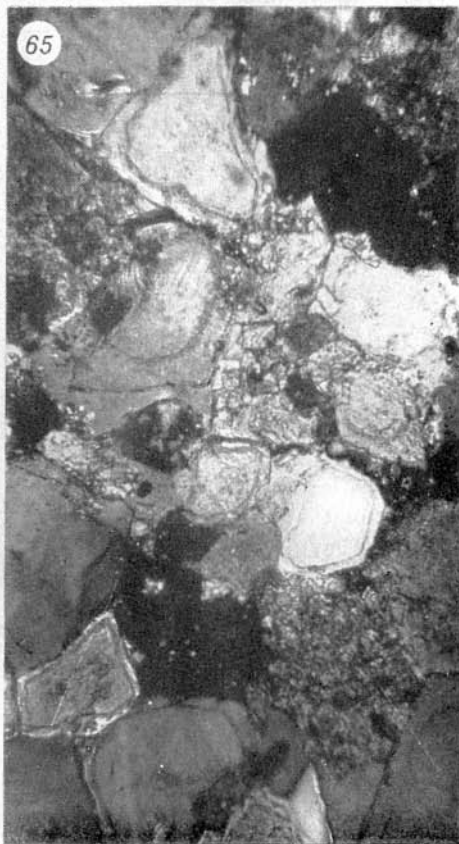
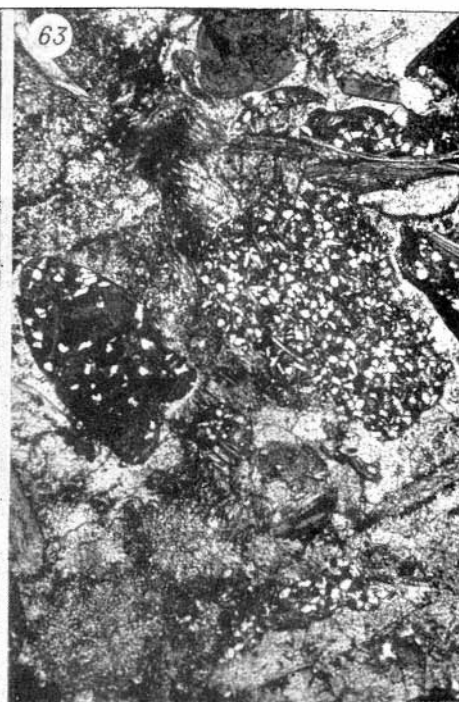
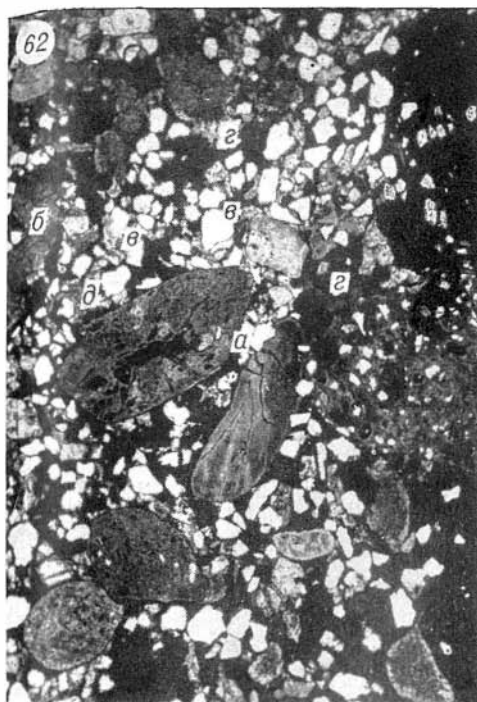


ТАБЛИЦА XVIII

66. Песчаник неравномернозернистый, кварцевый с фосфоритизированными обломками раковин пеллеципод (лингул), составляющих до 20% породы. Характерен цемент разрастания (*a*), на отдельных участках видны реликты глинистого цемента (*б*). Шлиф 25-9, ув. 40, николь 1. Криволицкий ярус среднего ордовика, район г. Норильска.
67. Песчаник кварцево-фосфоритовый, в котором до 50% породы составляют округлые и изометричные, часто изотропные зерна фосфорита (темные). Видна регенерированная часть зерен кварца. Шлиф 61-5, ув. 63, николь 1. Криволицкий ярус среднего ордовика, р. Подкаменная Тунгуска.
68. Песчаник кварцевый с регенерационным цементом. Видны следы разъедания и замещения обломочных зерен кварца и регенерированной их части кальцитом (*a*). Шлиф 66-2, ув. 110, николи +. Мангазейский ярус среднего ордовика, р. Кулюмбэ.
69. Алевролит глинистый с глауконитом. Видны обломки фосфоритизированного органогенного детрита. Шлиф 59-4, ув. 204, николь 1. Криволицкий ярус среднего ордовика, р. Подкаменная Тунгуска.
70. Алевролит песчаный с глинисто-слистистым цементом. Видны следы разъедания (*a*) и регенерации (*б*) обломочных зерен кварца. Шлиф 68-6, ув. 136, николь 1. Криволицкий ярус среднего ордовика, р. Кулюмбэ.

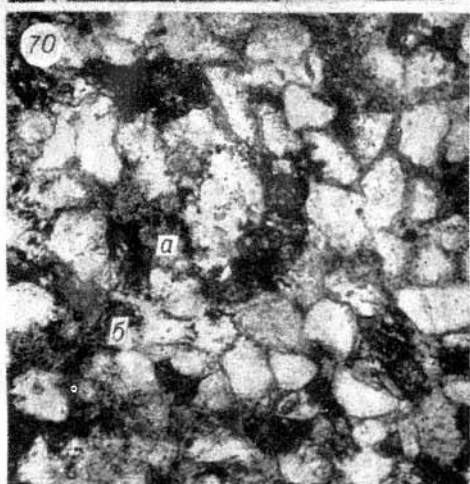
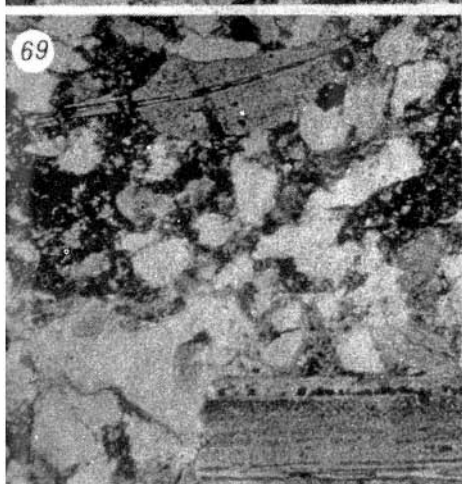
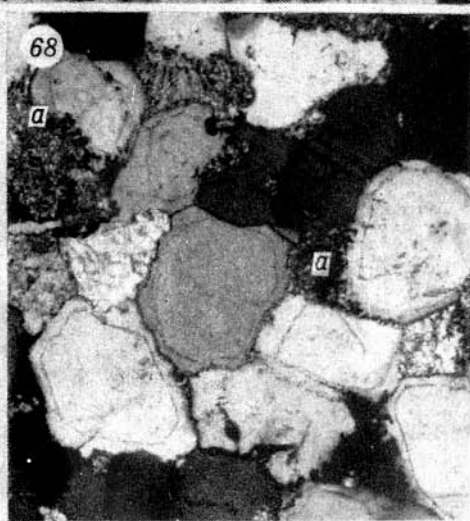
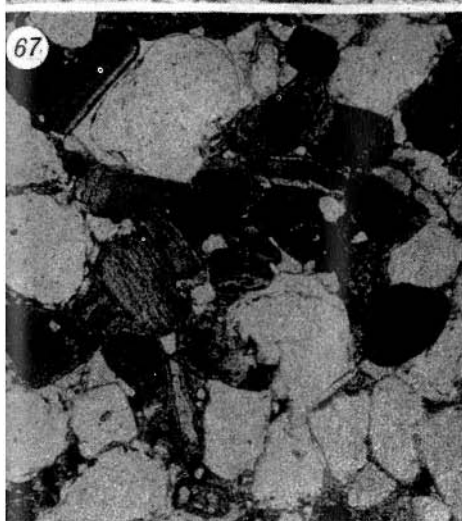
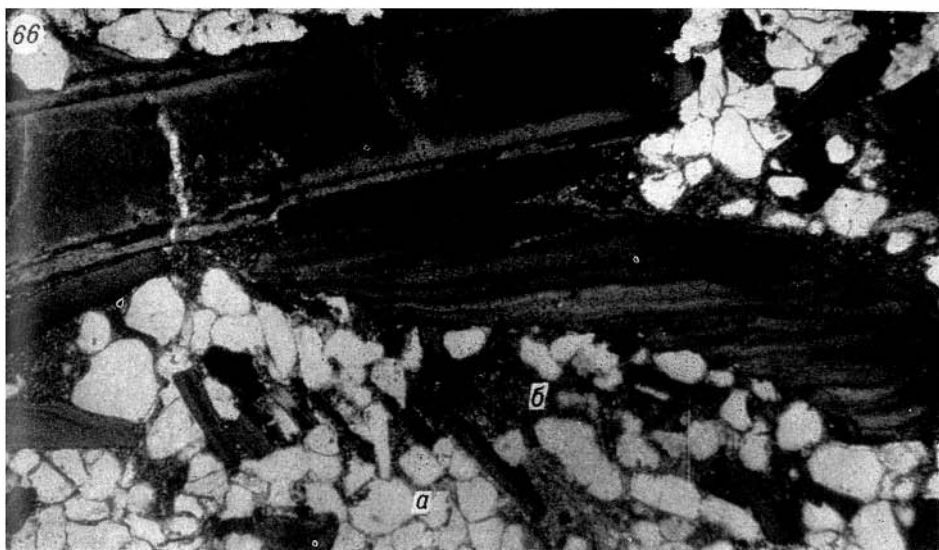


ТАБЛИЦА XIX

71. Аргиллит известковый с линзой органогенного полидетрита. Наблюдаются очень мелкие включения пирита. Шлиф 25-8, ув. 63, николь I. Мангазейский ярус среднего ордовика, район г. Норильска.
72. Аргиллит алеврнто-доломитовый. В тонкодисперсной массе пелита видны ромбоэдри доломита и алеврнтовые обломки. Наблюдается слабо выраженная микрослоистая текстура. Шлиф 25-54, ув. 340, николь I. Лландоверрийский ярус нижнего силура, район г. Норильска.
73. Аргиллит с пиритом. В тонкодисперсной пелитовой массе рассеяны нитевидные включения пирита. Наблюдаются отдельные ромбоэдри доломита. Шлиф 25-14, ув. 136, николь I. Мангазейский ярус среднего ордовика, район г. Норильска.

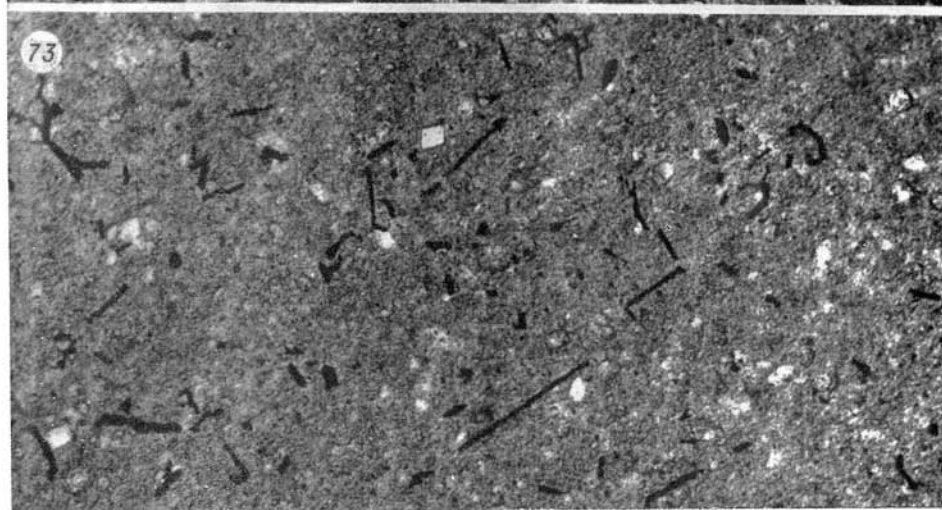
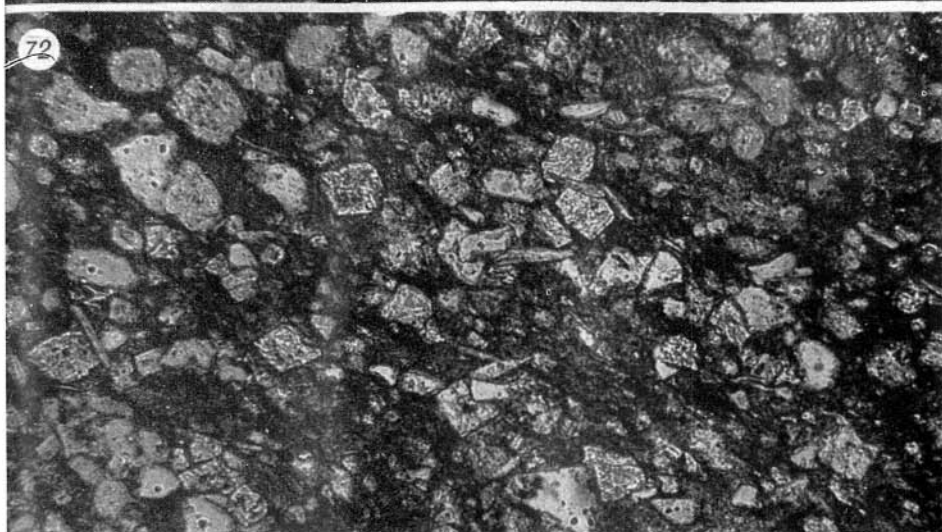


ТАБЛИЦА XX

74. Аргиллит алевритовый. Зерна алеврита и пелитовый материал одинаково ориентированы. Видны включения лимонитизированного пирита (черный). Шлиф 68-19, ув. 110, николь 1. Чуньский ярус нижнего ордовика, р. Кулюмбэ.
75. Аргиллит алевритовый. В тонкодисперсной глинистой массе видны сгустки органики. Шлиф 82-1, ув. 63, николь 1. Мангазейский ярус среднего ордовика, р. Кулюмбэ.
76. Аргиллит алевритовый, микрослонистый. Слоистость подчеркивается неравномерным содержанием алевритового материала и чешуек слюды. Шлиф 62-9, ув. 16, николь 1. Венлокский ярус нижнего силура, р. Кулюмбэ.

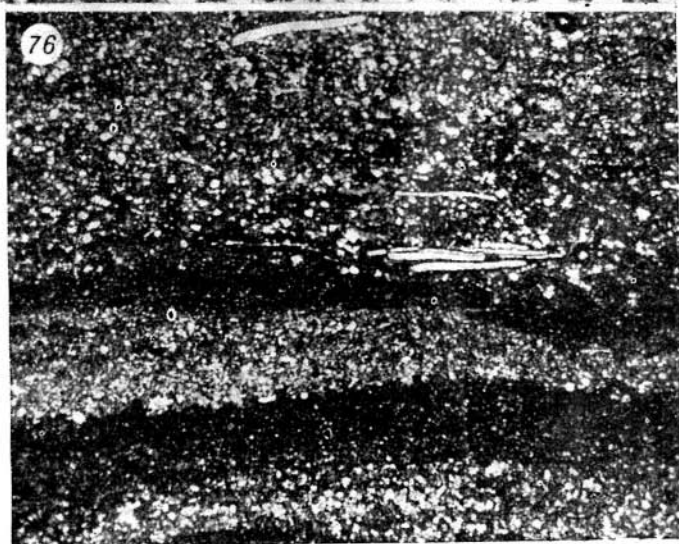
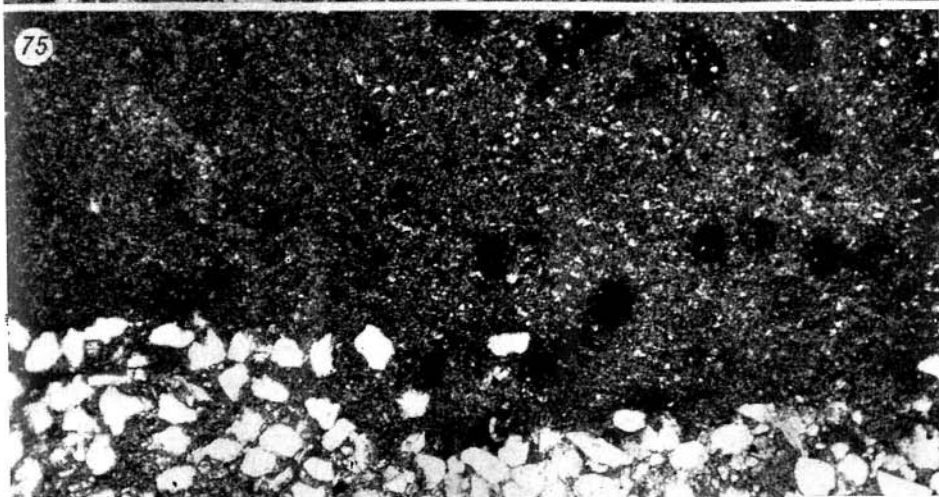
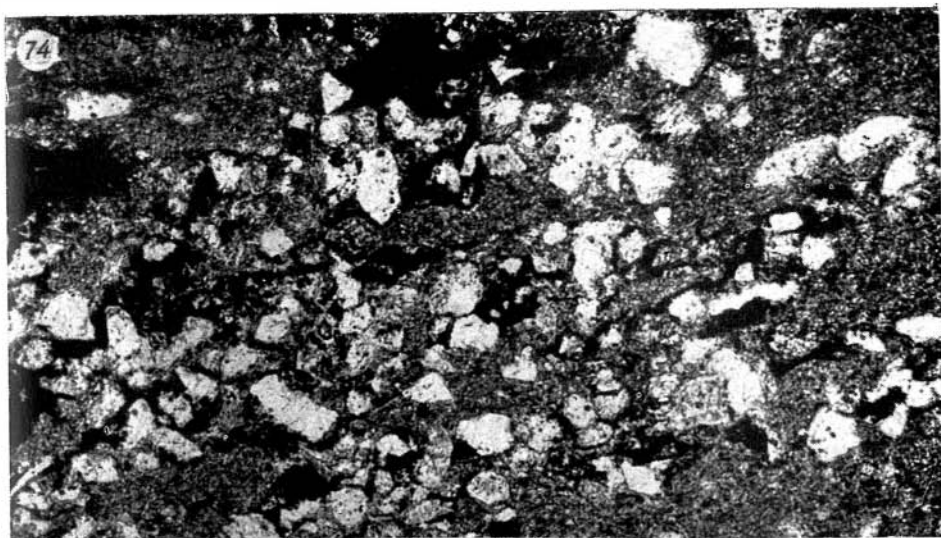


ТАБЛИЦА XXI

77. Идиоморфные кристаллы кварца с мельчайшими частичками кальцита (а) в органогенно-полидетритовом известняке. Шлиф 66-8, ув. 110, николю 1. Криволуцкий ярус среднего ордовика, р. Кулюмбэ.
78. Регенерация обломочных зерен кварца с появлением идиоморфных ограничений (а) и полевых шпатов в форме оторочек обрастания (б). Известняк оолитовый. Шлиф 86-5, ув. 224, николю 1. Чуньский ярус нижнего ордовика, р. Кулюмбэ.
79. Линза кремня с идиоморфными кристаллами кварца в тонко-мелкокристаллическом доломите. Шлиф 8-27, ув. 63, николю 1, Лландоверийский ярус нижнего силура, р. Сухая Тунгуска.



ТАБЛИЦА XXII

80. Идиоморфные кристаллы кварца с многочисленными включениями кристалликов кальцита. Легкая фракция из известняка. Обр. 66-6, ув. 110, николь 1. Криволуцкий ярус среднего ордовика, р. Кулюмбэ.
81. Регенерация зерен полевых шпатов (*a*), кварца (*b*) и разъедание их доломитом. Алевролит доломитовый. Шлиф 69-38, ув. 340, николи \pm . Устькутский ярус нижнего ордовика, р. Кулюмбэ.
82. Микроклин с регенерационной альбитовой оторочкой. Участок доломитовой породы, обогащенный песчаным материалом. Шлиф 69-35, ув. 240, николь 1. Устькутский ярус нижнего ордовика, р. Кулюмбэ.

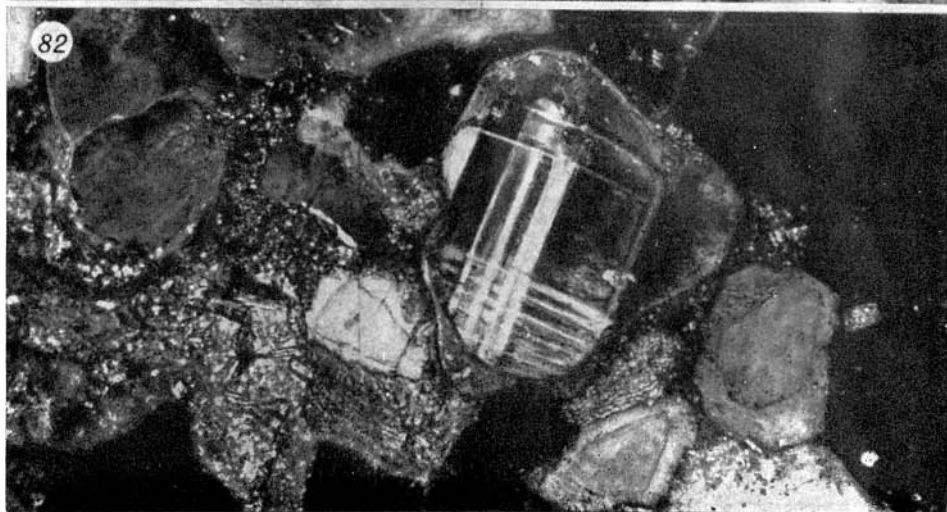
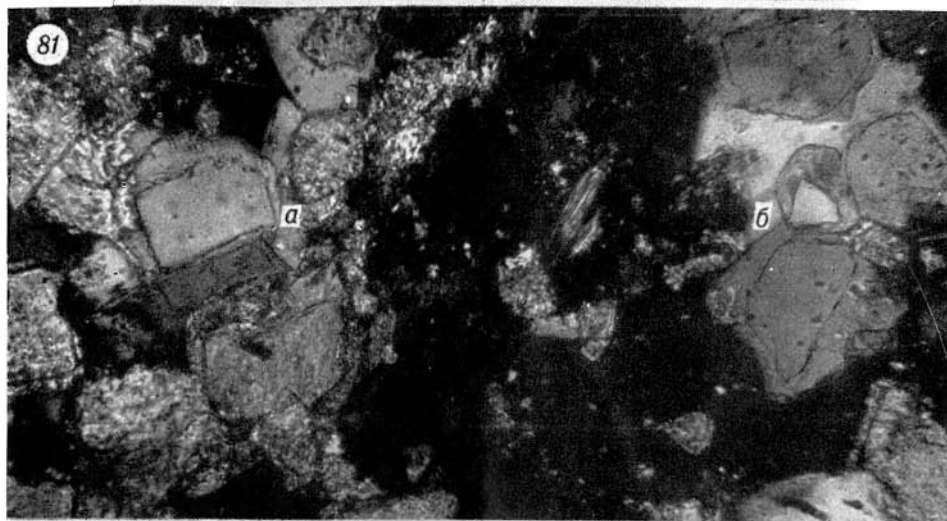
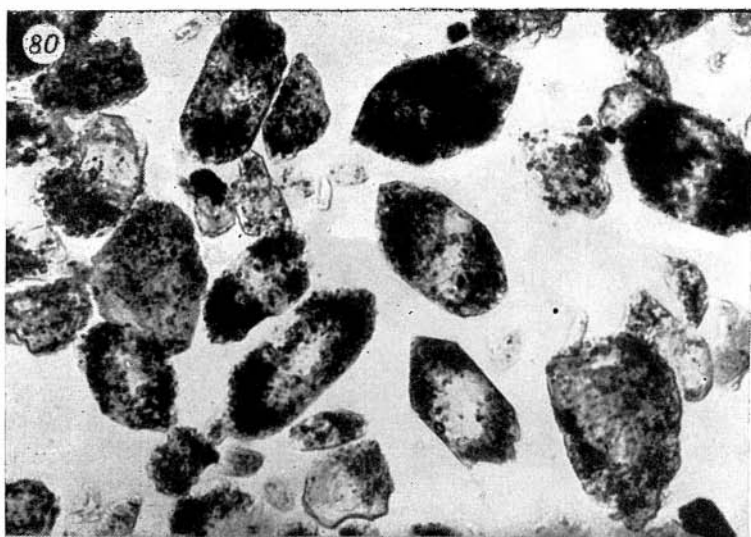
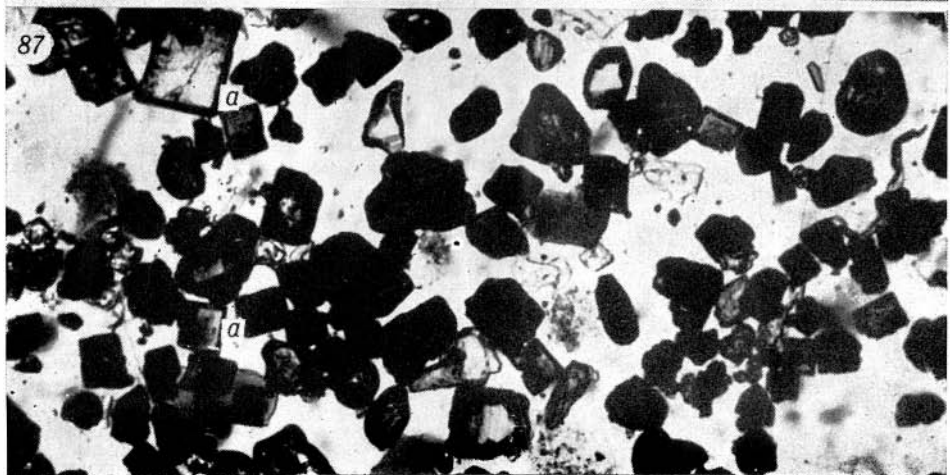
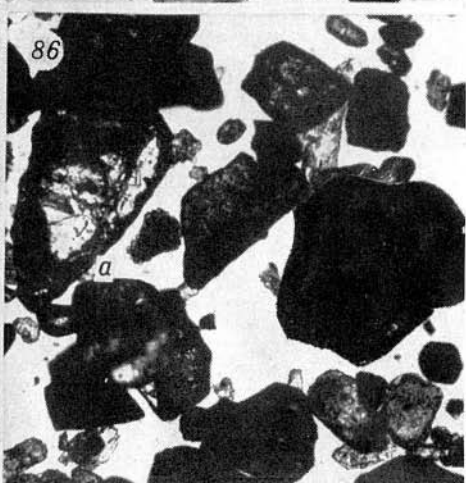
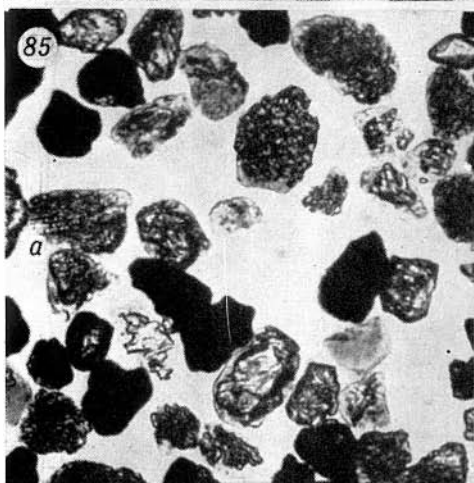
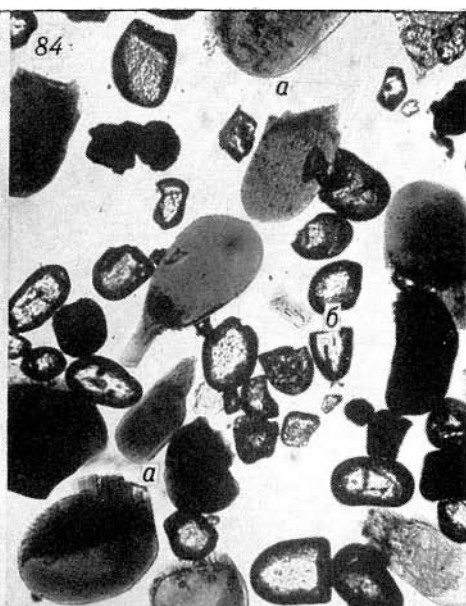


ТАБЛИЦА XXIII

83. Тяжелая фракция из известняка, в которой видны зерна: турмалина (*a*), циркона (*b*), аутигенных анатаза (*в*) и брукита (*г*). Обр. 66-1, ув. 110, николь 1. Криволуцкий ярус среднего ордовика, р. Кулюмбэ.
84. Тяжелая фракция из песчаника, в которой видны зерна турмалина с односторонними щеточкообразными наростами (*a*) и циркона (*b*). Обр. 59-2, ув. 204, николь 1. Чуньский ярус (байкитская свита) нижнего ордовика, р. Подкаменная Тунгуска.
85. Тяжелая фракция из доломита, в которой видны зерна аутигенного барита (*a*). Обр. 68-3, ув. 110, николь 1. Чуньский ярус нижнего ордовика, р. Кулюмбэ.
86. Тяжелая фракция из известняка, представленная в основном крупными кристаллами аутигенного анатаза (*a*). Обр. 66-6, ув. 110, николь 1. Криволуцкий ярус среднего ордовика, р. Кулюмбэ.
87. Тяжелая фракция из доломита, представленная в основном таблитчатыми кристаллами аутигенного анатаза (*a*). Обр. 86-23, ув. 110, николь 1. Чуньский ярус нижнего ордовика, р. Кулюмбэ.



ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Краткие сведения по истории литологической изученности отложений ордовика и силура западной части Сибирской платформы	5
Глава II. Стратиграфия и основные опорные разрезы ордовикских и силурийских отложений	10
Ордовикская система	11
Нижний отдел	11
Средний отдел	15
Верхний отдел	20
Силурийская система	22
Нижний отдел	22
Верхний отдел	31
Глава III. Основные типы пород и их происхождение	34
Карбонатные породы	35
Хемогенные	35
Органогенные карбонатные породы	45
Обломочные карбонатные породы	54
Вторичные карбонатные породы	57
Терригено-карбонатные породы	58
Глинисто-карбонатные породы	60
Сульфатно-карбонатные и сульфатные породы	63
Терригенные обломочные породы	67
Глинистые породы	72
Глава IV. Состав и характеристика терригенных и аутигенных минералов ордовикских и силурийских отложений	87
Глава V. Распределение терригенных и аутигенных минералов в терригено-минералогические комплексы ордовикских и силурийских отложений	94
Устькутский ярус	94
Чуньский ярус	98
Криволецкий ярус	105
Мангазейский ярус	107
Долборский ярус	109
Лландоверийский ярус	111
Венлокский ярус	114
Лудловский ярус	117
Глава VI. Условия формирования терригено-минералогических комплексов ордовика и силура на западной окраине Сибирской платформы	119
Глава VII. О марганцеисности и фосфоритосности ордовикских отложений западной окраины Сибирской платформы	132
Глава VIII. Литологические комплексы и фациальная изменчивость ордовикских и силурийских отложений	136
Глава IX. Палеогеографическая обстановка накопления ордовикских и силурийских отложений	146
Заключение	164
Литература	167
Таблицы	175