

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XVII

ИРКУТСКАЯ
ОБЛАСТЬ

ЧАСТЬ
I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР



*Главный редактор
П. Я. Антропов*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1962

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР ПРИ СОВЕТЕ
МИНИСТРОВ РСФСР
ИРКУТСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XVII

ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

Редактор *М. М. Одинцов*
Соредактор *С. М. Ткалич*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
МОСКВА 1962

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
„ГЕОЛОГИИ СССР“**

АБДУЛЛАЕВ Х. М.
АЛИ-ЗАДЕ А. А.
АМИРАСЛАНОВ А. А.
АНТРОПОВ П. Я.
(главный редактор)
АСЛАНЯН А. Т.
АССОВСКИЙ А. Н.
БАКИРОВ А. А.
БАРАТОВ Р. Б.
БЕЛОУСОВ В. В.
БЕЛЯВСКИЙ Н. А.
(зам. главного редактора)
БОГДАНОВ А. А.
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.
ДРАБКИН И. Е.
ЕСЕНОВ Ш. Е.
КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.
КОСОВ Б. М.
КРАСНИКОВ В. И.
КУЗНЕЦОВ Ю. А.
ЛУКАШОВ К. И.

МАГАКЬЯН И. Г.
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)
МАРИНОВ Н. А.
МАРКОВ Ф. Г.
МАРКОВСКИЙ А. П.
МАШРЫКОВ К. К.
МИРЛИН Г. А.
МУРАТОВ М. В.
МЯГКОВ В. М.
НАЛИВКИН Д. В.
ОРВИКУ К. К.
ПЕЙВЕ А. В.
(зам. главного редактора)
ПЕРВАГО В. А.
ПОПОВ В. С.
САТПАЕВ К. И.
СЕМЕНЕНКО Н. П.
СТРАХОВ Н. М.
ТРОФИМУК А. А.
ЯНШИН А. Л.
ЯРМОЛЮК В. А.



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



ВВЕДЕНИЕ

XVII том издания «Геология СССР» содержит описание геологического строения Иркутской области (РСФСР) в границах по состоянию на 1 января 1958 г. Территория ее ограничена координатами $51^{\circ}08' - 64^{\circ}09'$ ш. и $96^{\circ}37' - 119^{\circ}10'$ в. д. и составляет 768 тыс. км² (рис. 1).

Описание геологического строения этой территории, включающей разнородные в геологическом и геоморфологическом отношениях районы, представляет значительные трудности, тем более что изучена эта область недостаточно и неравномерно. Многие вопросы стратификации метаморфизованных осадочных образований, преимущественно в складчатых районах Саян и Прибайкалья, из-за отсутствия палеонтологических данных и до настоящего времени являются дискуссионными. Недостаточная точность стратиграфического разреза делает спорными вопросы о возрасте магматических пород, развитых на территории складчатых зон, и не позволяет обосновать возраст тектонических дислокаций пород, их метаморфизации, возраст рудопроявлений.

Описываемая территория в кайнозойскую эру прошла сложный путь развития, совершенно различно направленного в отдельных ее частях. Отсюда следует, что морфология и генезис рельефа Средне-Сибирской плоской возвышенности и Саяно-Байкальского нагорья, так же как и четвертичные отложения этих районов, имеют специфические особенности, еще очень мало изученные.

В результате широких геологических исследований, проведенных за последнее десятилетие в Восточной Сибири, в настоящем томе удалось дать новое решение многих бывших ранее неясными геологических проблем. Так, для Сибирской платформы по новым материалам решены вопросы стратиграфии и нефтегазоносности кембрийской системы, вопросы структуры, генезиса и промышленного значения железорудных месторождений Ангаро-Илимского района, расчленения тунгусской свиты южной и восточной окраин Тунгусского бассейна и выделения широко распространенных в его пределах мезозойских (юрских) нормально осадочных отложений. Уточнена геологическая структура Восточно-Саянского нагорья и общая картина металлогении Восточного Саяна. Используются новые материалы по мезо-кайнозойской тектонике Прибайкалья и Байкало-Патомской горной страны.

Подготовка к изданию многотомной серии «Геология СССР» была начата еще в 1932 г. по инициативе акад. И. М. Губкина и акад. А. Д. Архангельского. Тогда же начат был и подбор материалов по геологии Восточной Сибири.

В 1957 г. Главной редакцией было принято решение о подготовке к печати XVII тома «Геологии СССР», освещающего геологическое

строение Иркутской области (Иркутского административно-экономического района).

Составление и подготовка к печати XVII тома осуществлены в 1957—1959 гг. многочисленным авторским коллективом и редакцион-

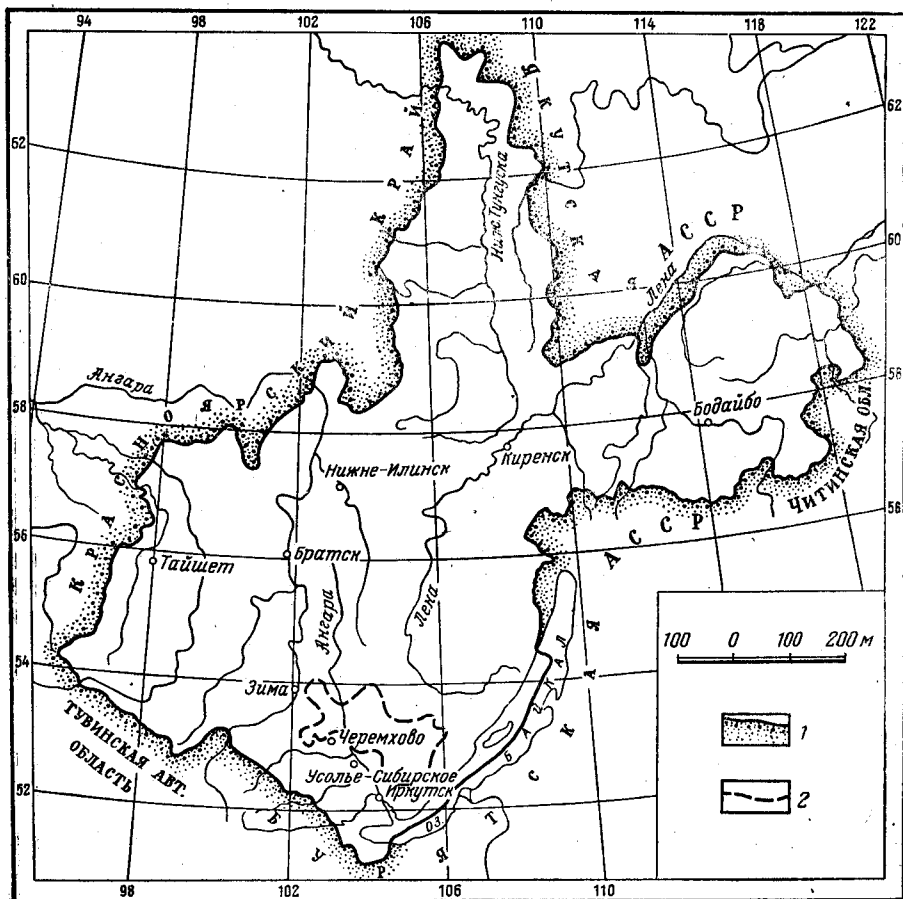


Рис. 1. Обзорная карта Иркутской области

1 — границы области; 2 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа

ной коллегией, созданной Иркутским геологическим управлением, в составе: М. М. Одинцова (редактор), С. М. Ткалича (соредактор), О. А. Дмитриевой (ответственный секретарь), М. К. Косыгина, К. М. Надеяева, Н. А. Флоренсова.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Заселение Восточной Сибири в пределах Иркутской области и отчасти смежных районов началось в XVI—XVII столетиях. Первыми полезными ископаемыми, привлечшими внимание русских поселенцев, были поваренная соль и железные руды. Соленые источники у г. Усть-Кута по р. Илим и у г. Усолья на Ангаре начали разрабатываться с середины XVII столетия. К этому же периоду относится и открытие железных руд по р. Илим рудознатцем-кузнецом Шестачко-Коршуновым, открывшим в 1654 г. Коршуновское месторождение железной руды (Илим) (Одинцова, 1954). В XVII столетии поисковые партии, снаряжавшиеся администрацией Иркутского острога, вели поиски полезных ископаемых в Прибайкалье. Организатором этих работ был Л. Кислянский. В результате проведенных работ были получены первые сведения о нефтепроявлениях в Прибайкалье (1684 г.).

В XVI столетии русским казаком Твороговым и другими были открыты слюдяные месторождения (мусковита) Мамско-Чуйского района.

Геологические сведения о районах р. Лены, оз. Байкал и Забайкалья мы находим в путевых записях русских послов Н. Г. Спафария и Э. Айсбрэнда.

В начале XVIII столетия естественные производительные ресурсы Сибири, в том числе и Восточной Сибири, привлекли внимание Петра I, направившего в эти края в длительную экспедицию Д. Г. Мессершмидта. В 1723—1724 гг. Д. Г. Мессершмидт побывал в бассейне верхнего течения р. Лены, в Иркутске и в Нерчинской Даурии.

К этому же времени относятся путевые записки врача Д. Белла (состоявшего при русском после в Китае А. В. Измайлове), посетившего Ангару, Байкал и Западное Забайкалье.

Дальнейшее изучение геологии и минеральных богатств области связано с деятельностью ученых Российской Академии Наук. Это была эпоха крупных академических экспедиций, пересекавших маршрутами всю огромную территорию Сибири вплоть до тихоокеанского побережья. Результаты исследований этого периода известны В. А. Обручевым в «Истории геологического исследования Сибири» (1934б).

Следующий важный этап в геологическом изучении Восточной Сибири, в том числе и Иркутской области, связан с деятельностью Восточно-Сибирского отдела Русского географического общества и совпадает со второй половиной XIX столетия. Исследования П. А. Кропоткина, А. Л. Чекановского и И. Д. Черского заложили основы некоторых геологических концепций, сохранившихся до нашего времени.

Среди работ И. Д. Черского наиболее важными являются отчеты о геологическом исследовании береговой полосы оз. Байкал (1886б), труд о послетретичных образованиях Сибири (1887), синтез всех наблюдений, изложенный в статье «К геологии Внутренней Азии» (1886а)

и «Наблюдения вдоль Сибирского тракта» (18886). В предпоследней работе впервые в истории геологии Сибири дано отчетливое представление о Байкальской горной стране как о древнейшем материке Евразии. Этот континент, по И. Д. Черскому, был ядром, вокруг которого нарастал огромный материк Азии.

Идеи И. Д. Черского позже были развиты В. А. Обручевым и Э. Зюссом.

1889 год справедливо рассматривается акад. В. А. Обручевым (1937а) как дата, определяющая начало периода систематических исследований правительственными геологами крупных территорий по определенному плану, в отличие от предшествовавшего времени, когда главную роль играли экспедиции Академии Наук, Географического общества, исследования сотрудников геологической части Кабинета и местных любителей. С этим периодом, который по существу можно смело назвать «обручевским», связаны многолетние геологические исследования вдоль линии запроектированной Транссибирской железнодорожной магистрали и ряда боковых ее ответвлений (Мысовая — Кяхта, Верхнеудинск — Кяхта, Иркутск — Бодайбо). Исследования вдоль магистрали были закончены в основном в 1898 г., после чего началось систематическое изучение золотonosных районов Восточной Сибири (Ленский и др.). В эту работу большой вклад внесли геологи В. А. Обручев, А. П. Герасимов (1890а, 1892в, 1900, 1901, 1903, 1907, 1909, 1910, 1911, 1914, 1916), В. К. Котульский (1910), А. К. Мейстер (1910, 1913, 1914, 1915а). В этот же период геологические исследования в области проводили А. А. Демин (1910), К. И. Богданович (1896), Н. Ижицкий (1896, 1898, 1899).

В. А. Обручевым была произведена геологическая съемка вдоль линии железной дороги и в золотonosных районах, изучались месторождения углей на юге Иркутской губернии, исследовались отдельные части Прибайкалья, Хамар-Дабана, области верхнего течения Лены от Качуга до Вигимска. В 1917 г. В. А. Обручевым был закончен и опубликован очерк о Прибайкальском золотonosном районе. Ряд геологических сведений доставили почвенно-ботанические экспедиции Переселенческого управления министерства земледелия.

Первые десятилетия XX века ознаменовались активной деятельностью Геологического комитета, приступившего к изучению отдельных районов Восточной Сибири; здесь следует упомянуть исследования А. Г. Ржонсницкого в бассейне р. Лены (1916б, 1917, 1918, 1928 и др.); Н. И. Свитальского (1916, 1924 и др.); Г. Н. Фредерикса (1915) и особенно М. М. Тетяева (1915, 1916, 1928, 1937 и др.) в Прибайкалье; П. И. Преображенского (1915) в Восточном Саяне; С. А. Докторовича-Гребницкого (1925, 1931) на Сибирской платформе; Д. В. Никитина в Олекмо-Вигимской горной стране (1918).

Основные выводы И. Д. Черского о геологической природе Саяно-Байкальского нагорья и последующие исследования В. А. Обручева легли в основу концепции «древнего теменн Азии», сформулированной Э. Зюссом в III томе «Лица Земли» (1901).

Концепция Л. де Лонэ (1911 г.) представляет полную противоположность взглядам сторонников гипотезы «древнего теменн». В схеме де Лонэ «древнее темя» частично входит в состав каледонской, частично — герцинской зон складчатости.

В ряде работ, опубликованных в 1915—1916 гг., аналогичная точка зрения была высказана М. М. Тетяевым, опиравшимся как на личные

исследования в Прибайкалье, так и на работы других русских геологов, изучавших Ленский и Баргузинский золотоносные районы. Взгляды, близкие к взглядам М. М. Тетяева, были высказаны также А. Г. Ржонсницким, который исследовал в течение ряда лет обширные территории в бассейне р. Лены.

В советское время энергичную деятельность развил Геологический комитет, преобразованный затем в Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт, а позже во Всесоюзный геологический институт Министерства геологии СССР. Наибольшие по объему геологосъемочные и геологоразведочные работы производились Восточно-Сибирским геологическим управлением и с 1949 г. Иркутским геологическим управлением того же министерства. Большую роль играли также систематические экспедиции Академии наук СССР и других центральных научно-исследовательских организаций, проводивших работы в Прибайкалье, на Сибирской платформе и в Восточном Саяне. Значительное количество материала получено геологическими организациями других министерств (угольной промышленности, промышленности строительных материалов, цветных металлов, нефтяной промышленности, путей сообщения и др.).

В 1918 г. С. В. Обручевым в специальной работе впервые было сформулировано отчетливое представление о громадном Тунгусском угленосном бассейне, располагающемся в центральной и северо-западной частях Сибирской платформы. В ряде последующих работ, особенно в двухтомной сводке всех материалов экспедиций С. В. Обручева (1932, 1933), дана геологическая характеристика центральной и юго-западной части Сибирской платформы.

В 1923 г. вышел в свет «Геологический очерк Сибири» акад. А. А. Борисяка. В Восточной Сибири А. А. Борисяк выделяет Сибирскую платформу, протягивающуюся от р. Енисея до р. Лены и бассейна р. Алдана. Платформа сложена древним палеозоем. С юга к платформе последовательно примыкают складчатые зоны: древняя, или каледонская, — «древнее темя Азии» Зюсса и новая, или герцинская (алтаиды, граувакковая зона Зюсса); ныне области их пенепленизированы и представляют собой высокие нагорья и гольцовые возвышенности, будучи обращены в высокогорную страну эрозионными процессами, вызванными позднейшими дизъюнктивными перемещениями (грабены и горсты). Таким образом, А. А. Борисяк, анализируя имевшийся к тому времени материал, пришел к выводам, весьма близким к выводам М. М. Тетяева.

В статье М. М. Тетяева «О некоторых основных вопросах геологии Сибири» (1923—1924) критически разбирается концепция Зюсса о «древнем темени Азии» и доказывается ее несостоятельность.

В 1926 г. была опубликована сводная работа по геологии Сибири В. А. Обручева (на немецком языке). В противовес мнению М. М. Тетяева, А. А. Борисяка и других исследователей, геология Восточной Сибири излагается в этой работе с позиций гипотезы «древнего темени Азии», развиваемой и углубляемой В. А. Обручевым.

Новым и важным элементом в работах В. А. Обручева является выделение серии эозойских (протерозойских) отложений и выяснение роли и значения их в строении «древнего темени». Этот комплекс протерозойских отложений, в различной степени метаморфизованных и развитых во внутренних частях Байкальского нагорья, М. М. Тетяевым целиком относился к кембро-силуру. Развитие основных структур-

ных элементов рассматривается В. А. Обручевым в историческом аспекте, что также является значительным шагом вперед по сравнению со схемами И. Д. Черского и Э. Зюсса.

В 1932 г. была опубликована статья Н. С. Шатского о тектонике Сибирской платформы. По мнению Н. С. Шатского, Сибирская платформа состоит из целого ряда геотектонических элементов, часть которых является устойчивыми древними участками земной коры (Анабарская и Алданская глыбы), а другая — более подвижными и более молодыми, сформированными более поздними дислокациями (Лено-Вилуйская впадина, Ленско-Енисейское палеозойское поле). «Древнее темя» представляется неоднородным образованием, включающим различные как по возрасту, так и по генезису геотектонические районы. Байкальская складчатая зона отличается от Алданской глыбы и по возрасту; первая является более молодым образованием, чем последняя. Включая Байкальское нагорье в состав Сибирской платформы, Н. С. Шатский рассматривает его как особую Байкальскую складчатую область, складкообразовательные движения в которой закончились в нижнем кембрии.

Особо важное значение из позднейших работ В. А. Обручева имеет его трехтомная «Геология Сибири», сводные работы по докембрию Сибири (1939e), по четвертичному оледенению Сибири и многотомная «История геологического исследования Сибири». Геологии северной части Байкальской горной области (Байкало-Патомскому нагорью) была посвящена работа В. В. Домбровского (1940).

По мнению Е. В. Павловского (1948a), Байкальская горная область является сложным складчатым сооружением. Изучение тектоники различных комплексов докембрия и нижнего палеозоя позволяет обособить складчатые формы каледонид от протерозойских структур. Эти последние в свою очередь расчленяются на два перекрещивающихся структурных комплекса (нижне- и верхнепротерозойский). Кроме того, Е. В. Павловским (1937, 1938, 1941) была дана характеристика новейших движений земной коры в пределах Байкальской горной области, и образование впадин байкальского типа поставлено в зависимость от этих движений по типу близких к складкообразовательным, но имеющих непосредственное геоморфологическое выражение (аркогенез).

А. Д. Архангельским в работе по тектонике СССР (1941) уделено большое внимание тектонике Сибирской платформы, воспринятой им преимущественно в духе представлений Н. С. Шатского, а также выделению в самостоятельный цикл мезозойской (тихоокеанской) складчатости.

С 1930 г. были развернуты широкие исследования внутренних районов Сибирской платформы (В. П. Маслов, Ф. М. Гаврилов, Г. Ф. Крашенинников, М. М. Одинцов, И. И. Катушенок, А. И. Левенко, Н. В. Фролова, И. В. Луцицкий, А. А. Арсеньев). В результате была детально изучена стратиграфия кембрийских и ордовикских отложений Иркутского амфитеатра, разведаны ранее известные и открытые вновь железорудные месторождения в среднем течении рек Ангары и Илима (С. Д. Коваленко, В. П. Зорин, Н. К. Аникеев), что позволило признать Ангаро-Илимский железорудный бассейн сырьевой базой черной металлургии в Восточной Сибири.

В 1936 г. В. С. Соболевым была опубликована крупная сводка по петрологии трапзов Сибирской платформы. Большое значение имели работы С. В. Обручева, который, опираясь на материалы длительных

личных исследований, а также на наблюдения И. А. Кобеляцкого, Н. А. Флоренсова и др. (1941, 1947), дал первую предварительную сводку по стратиграфии, тектонике и полезным ископаемым горных сооружений юго-западной части Восточной Сибири.

По мнению С. В. Обручева, ведущую роль в складчатой структуре Восточного Саяна играют каледониды.

Из работ, посвященных полезным ископаемым Восточной Сибири, в частности Иркутской области, следует прежде всего отметить сводку акад. В. А. Обручева о металлогенических эпохах и областях Сибири (1926а), сводку о железорудных месторождениях Восточно-Сибирского края акад. С. С. Смирнова (1931) и очерк о металлогении сибирских траппов, опубликованный Б. Н. Рожковым в 1933 г. Изучением Иркутского угленосного бассейна занимались М. К. Коровин, Ю. А. Жемчужников, Ф. Ф. Оттен, Ю. П. Деев и др. Слюдянское месторождение флогопита изучалось С. С. Смирновым (1928), Д. С. Коржинским (1937, 1947), А. И. Сулоевым (1939), П. Н. Марковым (1939) и др. Другой крупнейший слюдоносный район — Мамский — изучался Д. Т. Мишаревым и еще целым рядом геологов.

А. В. Львовым были проведены многочисленные инженерно-геологические работы в различных районах Восточной Сибири, благодаря чему был накоплен значительный материал и заложены основы науки о вечной мерзлоте грунтов.

Интенсивно исследовались разнообразные каменные строительные материалы, состояние изученности которых отражено в особой сводке, изданной Восточно-Сибирским геологическим управлением (1939 г.). Подземные воды и разнообразные минеральные источники также являются объектом изучения геологов. В этом отношении следует отметить сводные работы Н. И. Толстихина (1933, 1938, 1947 и др.).

После 1945 г. геологические исследования различных ведомств охватили все районы Восточной Сибири. В результате были открыты важные месторождения полезных ископаемых и получены новые сведения по геологии Иркутской области. На Сибирской платформе геологические съемки и поисковые работы были проведены на южной и восточной окраинах Тунгусского бассейна (Б. А. Иванов, М. М. Одинцов, А. П. Труфанова, Г. Х. Файнштейн, И. И. Краснов, М. И. Плотникова, В. С. Рассказова и др.). Эти работы привели к открытию алмазности Сибирской платформы, выявили широкое распространение по окраине Тунгусского бассейна юрских отложений, составляющих юго-западное продолжение Вилюйского поля юры; уточнили стратиграфию верхнепалеозойских отложений тунгусской свиты С. В. Обручева, выявили много нового в геологии, петрологии, металлогении сибирских траппов (М. М. Одинцов, М. Ф. Кузнецов, Г. А. Кузнецов, А. П. Труфанова, В. В. Ляхович, В. И. Гоньшакова).

В Ангаро-Илимском железорудном районе геологические исследования и разведочные работы значительно расширили перспективы этого старейшего в Восточной Сибири железорудного бассейна и позволили по-новому решить вопросы структуры и генезиса месторождений (Г. А. Соколов, М. К. Косыгин, Г. В. Росляков, М. А. Иващенко и др.).

В южной части платформы были широко развернуты поисковые работы на нефть. Результатом этих исследований явилось уточнение стратиграфии нижних частей кембрийской системы, переопределение возраста карбонатной толщ на основании обширных палеонтологиче-

ских сборов, выявление деталей тектоники нижнего палеозоя. Большое количество буровых скважин дало возможность установить значительно большую мощность (до 500 м) соленосной толщи нижнего кембрия, чем это предполагалось ранее, а буровой скважиной в районе с. Оса (правобережье р. Ангары) был вскрыт в низах кембрийской системы нефтеносный горизонт и установлены довольно значительные газопроявления (И. П. Карасев, Е. В. Кравченко и др.). В этот же период были расширены исследования Иркутского угленосного бассейна и начато составление его сводной геологической карты (Ю. П. Деев и др.).

В Слюдянском районе в годы Отечественной войны и послевоенные годы были проведены широкие и разносторонние исследования Н. В. Фроловой, Е. П. Чуйкиной и др. (1949—1950 гг.), давшие совершенно новый материал по геологической структуре и петрографии Слюдянского месторождения флогопита.

В последние годы Иркутским геологическим управлением были широко развернуты геологические работы в Восточно-Саянском нагорье, которые дали важные результаты как в изучении геологического строения нагорья, так и в расширении перспектив этой территории по различным видам рудного и нерудного минерального сырья.

Е. В. Павловским, Н. В. Сухановой, Н. В. Дубиным, П. И. Шамсом, Д. В. Титовым, А. И. Гинзбургом (1958—1959 гг.) и другими исследователями были получены новые данные по геологической структуре и вулканизму Присаянья.

В Байкало-Патомском нагорье геологические съемки и поисково-разведочные работы значительно расширили известную площадь распространения слюдоносных пегматитов, в частности, позволили установить их распространение в бассейне р. Жуи (Ф. В. Кузнецова). Одновременно работы Н. П. Семененко, П. Н. Сучкова, В. М. Таевского, М. А. Завалишина, Н. А. Львовой дали совершенно новый материал по стратиграфии нижнепротерозойской толщи Мамско-Чуйского района и петрогенетической характеристике слагающих ее кристаллических сланцев. За этот период завершено геологическое картирование основных слюдоносных районов и северной части нагорья. В Прибайкалье были завершены среднemasштабные геологические съемки и поисковые работы (А. С. Кульчицкий, В. Д. Мац и др.), в ходе которых в верхнем протерозое были открыты своеобразные месторождения фосфоритов. В Байкало-Патомском нагорье в последние годы были осуществлены большие исследования сотрудниками Лаборатории геологии докембрия АН СССР и ВСЕГЕИ (Л. И. Салоп, Д. А. Великославинский, С. В. Обручев и др.), давшие новый материал по стратиграфии метаморфических толщ, магматизму и тектонике этого района.

По вопросам общей геологии Восточной Сибири за этот период был опубликован ряд работ Е. В. Павловского (1948, 1954, 1956 и др.), Н. С. Зайцева (1954), Н. А. Флоренсова (1941, 1947, 1951, 1954), М. М. Одинцова (1949, 1950, 1953, 1954, 1958), В. Т. Мордовского (1958), В. Г. Васильева, И. П. Карасева, В. С. Карпышева и др. (1959), М. Л. Лурье и В. Л. Масайтиса (1958), В. И. Гоньшаковой (1959), П. Е. Оффмана (1956) по генезису Байкальских впадин, тектонике Прибайкалья, геологии, палеогеографии и магматизму Сибирской платформы.

Создание новой энергетической базы в результате сооружения мощных тепловых и гидроэлектростанций вызовет еще более бурный рост производительных сил, а следовательно, и новые достижения

в изучении геологии и полезных ископаемых Иркутской области. Большое значение в этом отношении имела проведенная Министерством геологии и охраны недр СССР, Академией наук и Госпланом СССР в Иркутске конференция по изучению и развитию производительных сил Восточной Сибири. Следует подчеркнуть, тем не менее, что геологическая изученность области остается еще крайне недостаточной.

До настоящего времени громадные пространства Байкало-Патомской горной страны, Восточно-Саянского нагорья и Сибирской платформы, в том числе многие перспективные по полезным ископаемым районы, остаются еще слабо изученными, поскольку по ним имеются только материалы маршрутных пересечений или устаревших геологических съемок различных масштабов, не удовлетворяющие современным требованиям. По этой причине многие важные вопросы геологического строения Иркутской области, генезиса и распространения полезных ископаемых остаются до настоящего времени нерешенными.

РЕЛЬЕФ

На территории Иркутской области можно выделить три крупные орографические единицы: Средне-Сибирское плоскогорье (юго-западная часть), нагорье Восточный Саян (северный склон) и Байкальское нагорье (западная часть).

Средне-Сибирское плоскогорье. В пределах Иркутской области расположена юго-западная часть плоскогорья, ограниченная предгорьями Восточного Саяна на юге и уступом Байкальского нагорья на востоке, а на западе и севере—административной границей области с Красноярским краем и Якутской АССР.

Средне-Сибирское плоскогорье в общем характеризуется монотонностью рельефа, основным элементом которого являются широкие междуречья. Средние высоты плоскогорья составляют 500—700 м над ур. моря. Наивысшие точки, достигающие 800—900 м и, как исключение, 1100—1300 м, приурочены к водоразделам рек Ангары, Илима, Лены и в особенности к междуречью Лены и Киренги; поднятие Орленгского хребта (до 1300 м над ур. моря) переходит восточнее, в пределах бассейна р. Киренги, в понижение Хандинской депрессии. В восточном направлении продолжают чередующиеся друг с другом своеобразные поднятия и прогибы, завершающиеся возвышенностями Байкальского нагорья. На правом берегу Лены, начиная от устья р. Киренги, граница нагорья обозначается резким уступом окраинных областей Северо-Байкальского и Патомского нагорий высотой до 400—500 м.

Общий наклон плоскогорья, дренируемого системами рек Ангары, Лены и Нижней Тунгуски, направлен на северо-запад. Изогипса 200 м обозначается лишь в долинах крупных рек: Ангары на участке устья Илима и Лены — от устья Витима.

На Ангаро-Удинском водоразделе, в его южной части, отпрепарированные тела трапповых интрузий образуют линейно вытянутые ряды останцов, носящих названия «хребтов» — Тукшаки, Осиновый, Гаринский, Серый Камень, достигающих высоты 600—800 м. То же самое наблюдается и на водоразделе Нижней и Подкаменной Тунгуски.

Рельеф Приангарья несложен, сохраняет преимущественно мягкие формы увалов, разобщенных долиной сетью. Кроме того, встречаются равнинные места между реками Иркутом, Китоем и Белой и вдоль Якутского тракта (рис. 2).

Речные долины в области плоскогорья весьма разнообразны по своим поперечным профилям, но общей для них чертой является большое количество террас — до 9 на р. Нижней Тунгуске, до 14 на р. Ангаре.

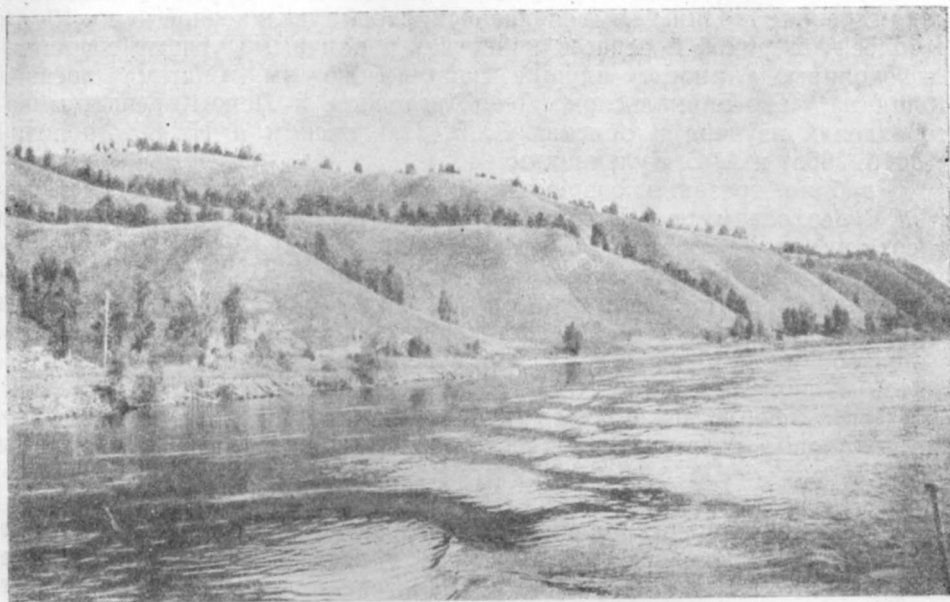


Рис. 2. Левый берег р. Ангары напротив д. Щербаково.
Фото Е. К. Гречищева



Рис. 3. Долина р. Лены в верховьях.
Фото А. С. Кульчицкого

В бассейне Нижней Тунгуски, а также и на других реках, имеются древние долины, выделяющиеся своей увеличенной — до 10 км и более — шириной и пересекающие под различными углами современные долины, а иногда идущие параллельно им. Система древних долин на Лено-Байкальском, Лено-Ангарском и Лено-Киренгском водоразделах изучена и описана Е. В. Павловским и Н. В. Фроловой (1941б, 1955) и А. С. Кульчицким.

Глубина врезания современных долин обычно сильно уменьшается к верховьям рек. В долинах Лены, Нижней Тунгуски, Ангары высота склонов («бортов») достигает местами 250—300 м над уровнем реки (рис. 3). Это обстоятельство часто вводит в заблуждение путешественника, считающего, что он находится в горной стране, среди горных цепей и хребтов. Но достаточно, как отмечает В. А. Обручев, выбраться на гребень склона, как перед взором наблюдателя открывается обширная, слабо волнистая залесенная поверхность.

Кроме форм эрозионного происхождения и отпрепарированных тел трапповых интрузий, на плоскогорье распространены микроформы рельефа, связанные с оседанием грунта при его протаивании (термокарст) и со вспучиванием при замерзании.

В местах распространения известняков и гипсоносных пород на верхней Лене, Киренге, на Манзурской возвышенности, по Ангаре между гг. Усольем-Сибирским и Балаганском развиты карстовые формы (рис. 4) воронки, провалы, пещеры (Мелхетейская пещера).

В лесостепной полосе Балаганского района встречаются формы дефляционного происхождения в виде котловин выдувания. В Приангарье формы рельефа, создаваемые суффозией, оползневыми явлениями и поверхностным размывом, а также асимметричные склоны, создаваемые различием в интенсивности выветривания на участках южной и северной экспозиции, сильно усложняют рельеф плоскогорья, кажущийся на первый взгляд однообразным (рис. 5).

Восточный Саян. К Иркутской области относятся северный склон и предгорья Восточного Саяна.

Западная, наиболее высокая ступень нагорья, высотой 3000—2500 м над уровнем моря, служит водоразделом рек Уды и Бирюсы (система Ангары), с одной стороны, и рек Казыр и Кизыр (система Тубы) — с другой, принадлежащих в целом к бассейну Енисея. Здесь выделяются цепи: Агульские белки с наивысшей точкой — пиком Грандиозным (2922 м), возвышающимся вблизи границы Иркутской области, и Удинский хребет, проходящий вдоль границы с Тувинской АССР к югу от верховьев р. Уды до истоков р. Ии; отметки его вершин превышают 2500 м. К северу от этих цепей отходят водораздельные гряды, известные под названием хребтов Тагульского, Гутарского, Бирюсинского, разделяющие долины одноименных рек. Вся эта система между речных возвышенностей представляет собой расчлененное эрозией плоскогорье высотой 1800—1500 м.

Самая низкая высотная ступень Восточного Саяна, представляющая собой плосковершинные предгорья с высотами 1500—1000 м, а к востоку и ниже, протягивается сплошь по всей северо-восточной окраине нагорья, начиная от междуречья Бирюсы и Уды (западнее г. Нижнеудинска), и на востоке выходит на берег Байкала между истоком р. Ангары и Култукским заливом (С. Обручев, 1942).

В нагорье Восточного Саяна берут начало многие реки, долины которых в своих верховьях носят расплывчатый, слабо оформленный

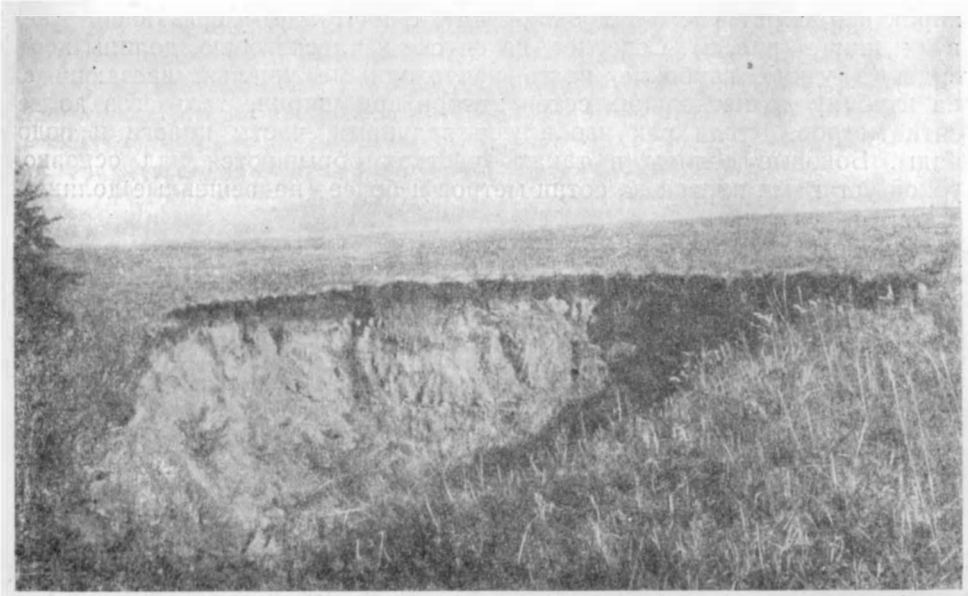


Рис. 4. Левый берег р. Ангары. Район с. Налюр. Развивающаяся карстовая воронка над Балаганской пещерой.
Фото Е. К. Гречищева

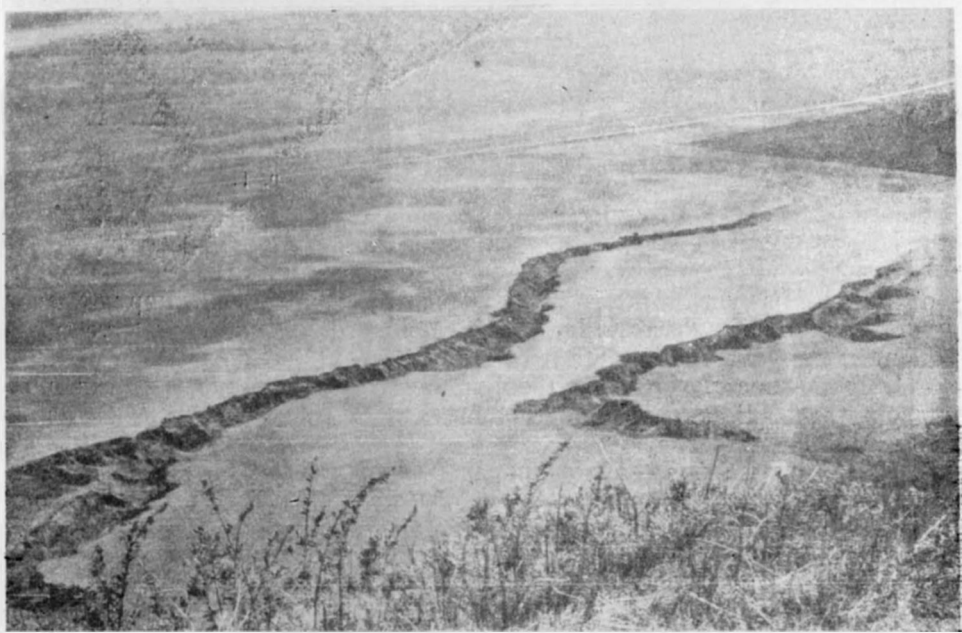


Рис. 5. Левый берег р. Ангары, район д. Муруй. Возникающие овраги на поверхности 6—8-метровой террасы, сложенной аллювиальными песками и супесями.
Фото Е. К. Гречищева

характер, имеют часто широкие трог с ничтожным врезанием русел в их днище (рис. 6). Севернее, на спуске к плоскогорью, долины переходят в узкие, глубокие, часто непроходимые ущелья, врезающиеся на глубину до нескольких сотен метров при ширине тальвегов до десяти метров. Русла рек изобилуют валунами, часты пороги и водопады. Боковые долины в таких участках обрываются над основной рекой уступами иногда до сотни метров и более (подвешенные долины).



Рис. 6. Ущельеобразная долина верховья р. Ии.
Фото С. П. Коноплева

По выходе из ущелий на плоскогорье реки вновь расширяют свои долины до одного километра и более, склоны их становятся террасированными, русла разветвляются на рукава.

Байкальское нагорье. Это обширная горная страна, окружающая котловину оз. Байкал и простирающаяся на северо-восток к долине р. Олекмы.

Как установлено исследованиями В. А. Обручева (1951), Е. В. Павловского (1938а, 1941а), Н. А. Флоренсова (1954а, 1956), характерной особенностью Байкальского нагорья является наличие системы четкообразно расположенных впадин-депрессий, построенных по одному общему типу, наиболее ярко и полно выраженному во впадине, заполненной водами оз. Байкал. Самая глубоководная часть ее лежит на 1286 м ниже уровня океана. Горные возвышенности вокруг впадины достигают максимальных высот у ее краев, откуда они и обрываются крутыми склонами. Противоположные (внешние по отношению к впадине) склоны понижают свои высоты постепенно и более спокойно.

Долины Байкальского нагорья, по крайней мере крупные, являются продольными и выдерживают простирание с юго-запада на северо-восток; местами они принимают поперечное направление, разобщая кряжи и хребты на изолированные отрезки (рис. 7).

Южный берег оз. Байкал окаймляется хр. Хамар-Дабан, являющимся орографическим продолжением нагорья Восточного Саяна.

Преобладающие отметки высот этого пояса 1200—1800 м, но отдельные вершины достигают 2400 м. Крутой северный склон Хамар-Дабана, обращенный к оз. Байкал, переходит в предгорья, которые оканчиваются несколько не доходя до берега озера и оставляя кое-где равнинную, местами заболоченную полосу, сложенную рыхлыми осадками, конусами выноса рек.

Возвышенности западного берега оз. Байкал. От Култукского залива на юге и до истока р. Ангары берег оз. Байкал окаймлен невысоким (200—400 м над уровнем озера) плоскогорьем, представляющим крайнюю восточную ступень Саянского нагорья. К северу от Ангары протягивается неширокий (30—40 км), асимметричный, круто падающий в сторону озера Байкальский хребет. Южная часть Байкальского хребта, протягивающаяся до берегов Малого моря, называется Приморским хребтом. Мягкие, округленные вершины его свыше 1000 м абс. высоты сочетаются с остро-

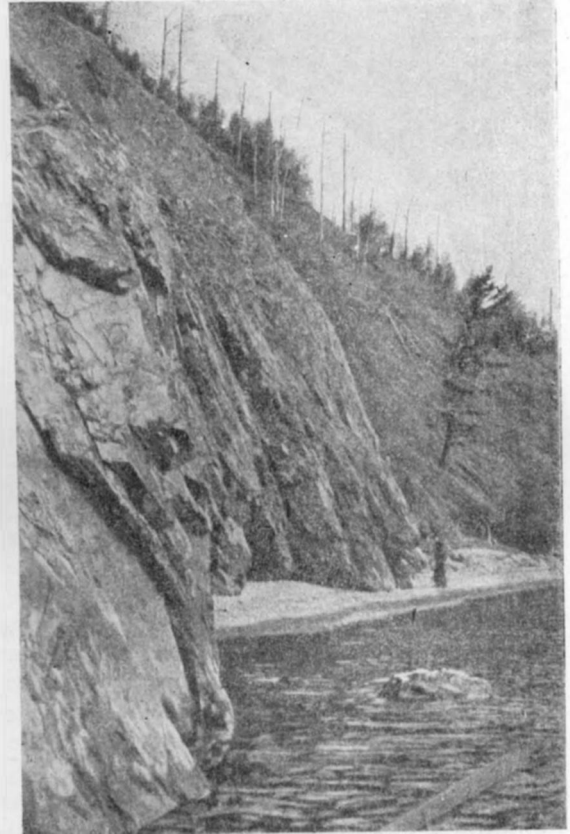


Рис. 7. Северо-западное побережье оз. Байкал. Мыс Кедровый (южный). Архейские граниты в береговом склоне.

Фото Е. К. Гречищева

зубчатыми, резкими формами. Собственно Байкальский хребет значительно выше, превосходя в отдельных вершинах 2000 м абс. высоты при относительном превышении над Байкалом до 1500 м. Отрог Приморского хребта переходит на о-в Ольхон (отметки высот немного более 1000 м). Западнее, параллельно Приморскому хребту, расположен Онотский хребет с отметками высот, немного превосходящими 1000 м. Постепенно понижаясь, на западе он переходит в холмистую Манзурскую возвышенность. Сильно расчлененные формы в центральной, осевой части Байкальского хребта осложнены ледниковой скульптурой в виде каровых цирков, моренных гряд, троговых долин и каньонов, круто спускающихся к Байкалу (рис. 8).

К северу Байкальский хребет расширяется до 70—80 км, усиливается его расчлененность.

Патомское нагорье расположено между долинами рек Витима и Лены. В рельефе преобладают горы с высотами 800—1000 м, имеющие плавные, закругленные формы. Некоторые возвышенности служат

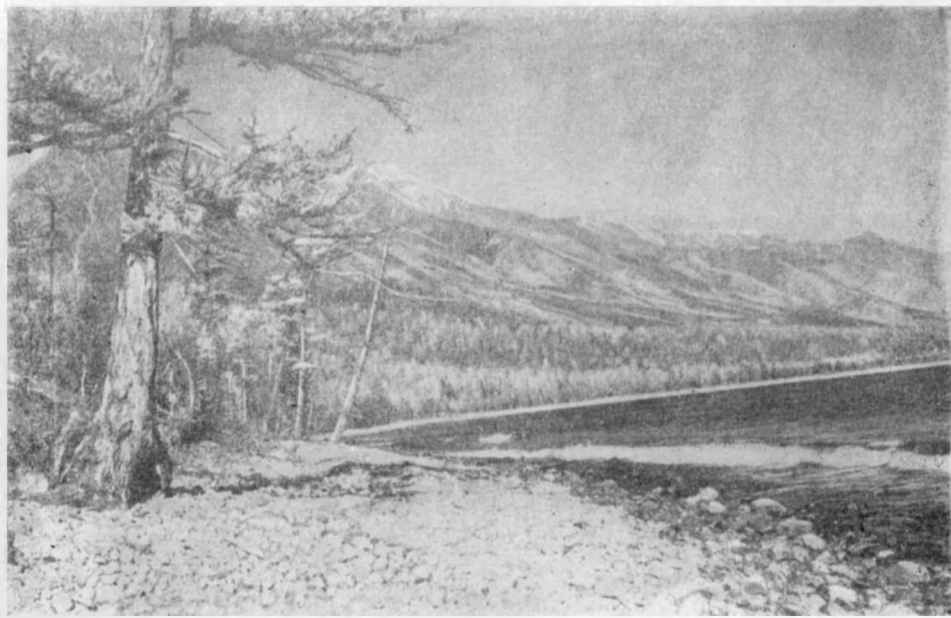


Рис. 8. Северо-западное побережье оз. Байкал. Вид на Байкальский хребет в районе мысов Кедровых.

Фото Е. К. Гречищева

водоразделами; это хребет Кропоткина (до 1600 м) и хребет Сюра (с наивысшей для всего нагорья точкой — гольцом Лонгдор — 1995 м). При отсутствии остроконечных пиков, гребней поверхность нагорья принимает характер холмистого плато.

КЛИМАТ

Климат Иркутской области резко континентальный. Лишь для побережья оз. Байкал, в силу теплового воздействия его водных масс, континентальность несколько снижена.

Характерными чертами континентального климата Иркутской области являются: 1) почти повсеместные отрицательные значения годовых температур воздуха, выражающиеся несколькими градусами ниже нуля; 2) сравнительно высокие летние температуры, составляющие для самого теплого месяца, обычно июля, среднюю величину, близкую к +18°; 3) суровая, продолжительная зима со средней температурой января около —22°, местами —31° (Благовещенский прииск); в отдельных пунктах предельные январские минимумы падают до —60°; 4) большие амплитуды колебания суточных и особенно годовых тем-

ператур воздуха (разница июля—января составляет 40—45°). Предельная же разница между максимальными и минимальными температурами почти везде превышает 70° и во многих пунктах достигает 80—90°; 5) малые годовые суммы атмосферных осадков, в среднем 300—350 мм, 45—50% которых приходится на лето. Зимние осадки в виде снега составляют всего лишь около 10%.

Летом развивается циклоническая деятельность, часты осадки. Зимой же устанавливается на длительное время антициклональная погода с суровыми морозами при ясном небе и почти полном безветрии. Переходные периоды кратковременны: весна засушлива, но характеризуется быстрым ходом потепления и спорадическими ветрами; осенью переход суточных температур через 0° начинается с первой декады октября.

Средние годовые температуры воздуха достигают —6, —7° в северной части области и —1, —2° в южной полосе. Наиболее высокая средняя годовая температура, как исключение, положительная (0,4°), относится к бух. Песчаной на западном берегу оз. Байкал.

Длительность теплого и холодного сезонов и сроки их наступления подчиняются фактору широтной зональности, а также воздействию местных особенностей ландшафта, в первую очередь влиянию водных масс «сибирского средиземного моря» — оз. Байкал. Холода наступают на севере области в конце сентября, на юге — в середине октября.

Годовые суммы атмосферных осадков на всей территории области составляют от 158 мм (Ольхон) до 488 мм (Слюдянка). На наветренных западных склонах Байкальских гор и Восточного Саяна количество осадков достигает 600—800 мм, а на северо-западных склонах хр. Хамар-Дабан — более 1000 мм. На плоскогорье выпадает в среднем 350—400 мм осадков в год, понижаясь местами до 300 мм и менее (Баяндай). В годовом распределении явно преобладают летние осадки (45—50%), на долю зимних приходится 10—15%; немного больше падает на весну и значительно больше (25%) — на осень.

Максимальная мощность снежного покрова (35—50 см) приходится на март; в восточной части Ангаро-Ленского водораздела и в районах лесостепи она падает до 15—25 см.

В районе оз. Байкал осадки распределяются неравномерно. Станции западного берега, куда западные ветры после переваливания через Приморский хребет приходят иссушенными, показывают менее 200 мм за год, а на с. Ольхон даже 158 мм. Обильнее всего орошаются верхние части склона Хамар-Дабана, обращенного к Байкалу. Здесь выпадает более 1300 мм осадков в год.

Давая оценку климата как фактора, влияющего на развитие и направление современных денудационных процессов, следует отметить прежде всего благоприятные условия для проявления инсоляционного и морозного выветривания на данной территории. Большие суточные амплитуды колебания температур, превышающие в летние месяцы 20°, а также и величины годовых амплитуд в 40—45°, большое число случаев повторных переходов температур через 0° (почти везде более 100 случаев за год) — все это стимулирует физическую дезинтеграцию горных пород. Накоплению делювиальных россыпей, каменных морей, «курумов» благоприятствует и топография местности с наличием высокоприподнятых поверхностей и крутых склонов.

Низкие и устойчивые зимние температуры в сочетании со снежным покровом небольшой мощности; не защищающим почвы от глу-

бокого промерзания, и сравнительно коротким летом предопределяют образование и сохранение многолетней, или «вечной» мерзлоты почвы. Вся территория области, за исключением клина, вдающегося в Приангарье с запада, лежит в пределах мерзлотной зоны, но степень проявления мерзлотности неодинакова в разных частях, что объясняется указанными выше климатическими факторами.

Глубина сезонного, зимнего, промерзания в зависимости от степени обнаженности почвы и ее увлажнения различна и в крайних случаях может достигать 2,5—3 м.

На образование и размещение участков с мерзлотой, на степень мерзлотности и мощность мерзлоты оказывают большое влияние широко распространенные вообще в Восточной Сибири зимние инверсии температур воздуха.

Мерзлота имеет некоторое рельефообразующее значение. К формам мерзлотного происхождения, встречающимся на территории Иркутской области, относится бугристый ландшафт, бугры пучения в несколько метров высотой с подземными наледями (гидролакколиты), полигональные грунты и каменные многоугольники в горно-тундровых районах, наледи в речных долинах, способствующие развитию боковой эрозии.

Летние дождевые паводки, приуроченные к концу теплого сезона, к периоду наибольшего оттаивания мерзлоты, стимулируют сравнительно высокую эффективность деформаций русла.

ГИДРОГРАФИЯ

Бассейны и речные системы. На территории Иркутской области имеются два крупных водосборных бассейна: Енисея (Карское море) и Лены (море Лаптевых).

Самая обширная по размерам орошаемой площади — система Енисея. Она включает в себя промежуточный сточный водоем Байкала и следующие реки: Нижнюю Тунгуску — на протяжении 1314 км своего верхнего течения и Ангару, вытекающую из оз. Байкал. Ангара принимает со стороны Саян ряд крупных притоков: реки Иркут, Китой, Белую, Оку с Ией, Уду с Бирюсой. Из правых притоков крупным является только р. Илим. Миновав порожистый участок, Ангара ниже устья р. Едармы выходит за пределы области.

К системе р. Лены, истоки которой лежат на западном склоне Байкальского хребта, в Иркутской области относится верхнее течение самой р. Лены до изгиба колена, обращенного к югу выше устья р. Олекмы (с. Березовское), и ее правые притоки: Киренга и Витим.

Почти все реки имеют ступенчатый продольный профиль. В руслах часты пороги, водопады (р. Уда-Чуна) и многочисленные участки с каменисто-валунным ложем — «шиверы» (рис. 9). Наиболее известны крупные пороги (с частными уклонами до 0,1 и более) на Ангаре. Например, Падунский порог является местом сооружения самой мощной в мире Братской ГЭС. В системе Лены пороги развиты по рекам Киренге, Чуе, Витиму. На последнем известны огромные, непроходимые для судов Делюн-Оронский и Парамский пороги.

Водный режим рек, исключая своеобразную Ангару, имеет следующие общие черты. Зимой резко сокращается питание, уменьшается сток, малые реки промерзают до дна, и на них образуются наледи.

Даже на таких крупных реках, как Лена (у г. Киренска) расходы воды падают до величин, составляющих всего около 10% от средней годовой нормы. Питание же р. Ангары регулируется естественным водохранилищем Байкала, и она очень мало сокращает зимний сток. Ангара же является и наиболее многоводной рекой, расход воды которой даже вблизи ее истока составляет в среднем 1940 м³/сек. Наиболее высокие показатели стока с единицы поверхности водосбора имеют притоки южного берега Байкала, а наиболее низкие — реки лесостепных районов Приангарья. В годовом ходе отмечается резкое преобладание весенне-летнего стока. Выделяются два основных типа рек: 1) максимум стока 50% и более приходится на весну — реки Нижняя Гунгуска, Лена и ее притоки; 2) максимум приходится на летний сезон — левые притоки Ангары, стекающие с Саяна, притоки южного берега Байкала и р. Витим.

Амплитуды колебания уровней особенно значительны на реках системы р. Лены, составляя от 6 до 10 м. На притоках Ангары амплитуды колебания уровней обычно не превосходят 4—5 м. Однако катастрофические наводнения наблюдались на реках Иркуте, Китое, Белой (1952—1953 гг.).

В районах с засушливым климатом — в лесостепи Приангарья — при длительных периодах бездождья небольшие реки пересыхают.

Замерзание рек из-за больших скоростей течения и уклонов, отчасти из-за горного характера их русел происходит преимущественно за счет формирования внутриводного (донного) льда, что особенно хорошо выражено на р. Ангаре. Накапливающийся всплывший на поверхность донный лед — шуга — образует заторы в стесненных участках русла, что приводит к подъему воды и разливу ее по пойме*.



Рис. 9. Водопад в каньонообразном участке долины р. Уды.

Фото С. П. Коноплева

* Зимние наводнения Ангары, происходившие в средней части течения реки в декабре, а в верхнем течении — в январе, в будущем, после завершения строительства каскада ангарских плотин, прекратятся, как прекратились они уже в районе г. Иркутска.

Замерзание рек приходится на конец октября — середину ноября. Рано замерзает Лена (в третьей декаде октября), позднее — левые притоки Ангары (середина ноября). Иркутское водохранилище на Ангаре с площадью акватории 180 км² замерзает в конце октября. Сама же Ангара ниже плотины Иркутской ГЭС на протяжении 15—20 км вовсе не замерзает.

Толщина льда на реках в среднем 70—100 см, хотя даже в одном и том же пункте может сильно различаться в смежные годы (например, на Ангаре у Балаганска: в 1937 г. 36 см, в 1934 г. 141 см).

Вскрытие рек растягивается на период с третьей декады апреля (притоки Ангары) до середины мая (Витим). Средняя продолжительность физической навигации (периода открытого русла) 155—190 дней.

Большие величины падения реки области благоприятствуют использованию их энергии как «белого угля».

Озера. Совершенно исключительное положение занимает огромный водоем оз. Байкал, обеспечивающий питание Ангары со стоком более 60 км³ воды за год. При отсутствии стока через Ангару уровень оз. Байкал за счет притока вод повышался бы ежегодно на 185 см; его фактические годовые колебания, при установившемся соотношении притока и стока, составляют в среднем 94 см.

Впадина оз. Байкал — глубочайшая в мире тектоническая депрессия с наименьшей отметкой дна — 1286 м ниже уровня мирового океана. Отметка уровенной поверхности Байкала 454 м над ур. моря. Котловина озера протягивается с юго-запада на северо-восток на 636 км при средней ширине 50 км (наибольшая 87 км), имеет слегка серповидную форму, более круто изогнутую в южной части, оканчивающейся Култукским заливом. Площадь водной поверхности озера 31 500 км². Объем водной массы 23 тыс. км³. К территории Иркутской области относится западный берег озера и часть южного.

Из общего количества воды, поступающей в оз. Байкал, на долю речного питания приходится 74%, на долю конденсации водяных паров из атмосферы — 8% и 18% — на атмосферные осадки, выпадающие на поверхность зеркала озера. Расходная часть баланса складывается из поверхностного стока Ангары в количестве 94,5% и испарения 5,5%.

Береговая линия озера вдоль южного и западного берегов слабо изрезана, за исключением пролива, соединяющего открытый Байкал с Малым морем.

Из островов оз. Байкал, занимающих площадь около 750 км², самым крупным является Ольхон (длина 69 км, ширина 13 км), поверхность его занята горным кряжем высотой до 1300 м над уровнем озера. На расстоянии 10 км от мыса Ижемей (восточный берег острова) установлена наибольшая глубина оз. Байкал — 1741 м*; таким образом, здесь на коротком участке разность высот берега и дна превышает 3 тыс. м.

Котловина оз. Байкал складывается из трех впадин, ясно выделяющихся на батиметрической карте: южная, глубиной 1473 м, отделена от средней повышением «Селенгинского мелководья» с глубинами, не превышающими 500 м. Средняя, самая глубокая (1741 м) впадина отделена от северной узким поднятием Академического хребта, обозначающего свои вершины на глубине 400—600 м и протягивающегося от

* Появившиеся в печати сведения о большей максимальной глубине оз. Байкал (1940 м) являются ошибочными. — *Прим. ред.*

северной оконечности о-ва Ольхон через Ушканьи острова на мыс Валужан, севернее Чивыркуйского залива. Самая большая по площади, но с глубинами до 980 м северная впадина сохраняет общие для оз. Байкал черты рельефа дна — быстрое нарастание глубин у берегов, особенно у западного.

Температура воды пресноводного оз. Байкал испытывает сезонные изменения только в своем верхнем слое, до глубины 200—250 м. Ниже лежащие слои показывают до самого дна ничтожно медленное понижение температур. Из-за большого давления в придонных слоях температура воды несколько ниже 4° С.

Наблюдения, произведенные на оз. Байкал 18 августа 1929 г., показали следующее изменение температуры с глубиной (Соколов, 1952).

Глубина, м	0	10	25	50	100	200	300	400	500	600
Температура воды, С° . .	13,78	12,19	7,46	4,35	3,85	3,56	3,53	3,49	3,46	3,40

В зимний период подо льдом температурная стратификация воды, как и в других озерах умеренной зоны, имеет обратный характер, т. е. температура повышается с глубиной.

Время наибольшего прогрева поверхностного слоя воды запаздывает по сравнению с прогревом суши и приходится не на июль, а на август:

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Температура воды, С° . .	0,1	0,2	0,3	1,1	2,6	7,2	11,8	13,8	9,9	6,1	2,0	0,8

Из-за большой консервативности водных масс, медленно прогреваемых и охлаждающихся, оз. Байкал оказывает заметное влияние на климат прилежащих к берегам районов.

Характерно, что на всем побережье оз. Байкал наблюдается смещение годового максимума температуры воздуха с июля на август, а годовые амплитуды сокращаются до 30—35° за счет повышения зимних температур и понижения летних.

Температура над оз. Байкал зимой (в декабре) выше, чем над сушей почти на 11°, а летом (в июне) — ниже на 5,6°; минимум температуры на Большом Ушканьем острове смещается с января на февраль.

Оз. Байкал замерзает в начале января и вскрывается в начале мая в южной половине и к июню — в северной. Толщина льда в зависимости от сроков замерзания изменяется от 75 до 140 см. Поверхность ледяного покрова частью торосистая, в зимние морозы образуются трещины и щели.

Ветровой режим на оз. Байкал в силу своеобразной морфологии котловины озера, обрамленной стеной гор, имеет свои особенности. Ветры фронтального происхождения, приходящие преимущественно с запада, ориентируются в пределах котловины озера вдоль его оси и принимают либо юго-западное направление («култук»), либо северо-восточное («баргузин» и «верховик»). Особенно большой скоростью, до 30 м/сек, отличаются ветры типа воздухопадов, возникающие у западных берегов озера в осенний сезон в условиях больших градиентов давления между охлаждающейся сушей Прибайкалья и еще теплыми водными массами озера. Эти ветры, обладающие силой ураганов, называемые по-местному «сарма» в Малом море и «харахайха» в Голоустной, по размерам развиваемого ими волнения делают небезопасным плава-

ние небольших судов и затрудняют (равно как и ветры другого происхождения) буксировку леса в плотках-сигарах с восточного берега озера.

Высота байкальских волн при очень сильных ветрах превосходит 3 м.

Кроме оз. Байкал, в Иркутской области имеется несколько групп сравнительно небольших озер, котловины которых могут быть отнесены к следующим генетическим типам (Зонов, 1950): а) ледниково-эрозионные — в Саянах, Хамар-Дабане, Байкальском хребте; б) карстово-суффозионные — в Ленско-Киренгском районе; в) термокарстовые (мерзлотно-провальные) — в межгорных понижениях Восточного Саяна; г) долинно-эрозионные, остатки древней сети — Тутурские озера в системе Лены, озера пойменные в расширенных долин и в долинах крупных рек (Нижняя Тунгуска); д) прибрежно-лагунные — «соры» на Байкале; е) таежно-болотистые — небольшие зарастающие водоемы в зоне тайги.

Болота. В Иркутской области болот немного. Для Приангарья они вообще нехарактерны. Только в южной части, в Присаянской четвертичной депрессии, по нижнему течению рек Китоя и Белой, имеются болота площадью в несколько сотен квадратных километров: Урикские между реками Большим Елохом и Уриком, Картагонские в долине одноименной реки (левый приток Китоя), Наракские между реками Онотом и Малой Белой и др.

На севере, в долинах системы Лены и Нижней Тунгуски, болота хотя и часты, но неглубоки, имеют слабо развитую торфовую подстилку.

Низменные болота, наиболее развитые по всей области, относятся в большинстве случаев к типу травянисто-кустарниковых «ерников», имея в растительном покрове осоку, пушицу, тростники, вейник и кустарниковые формы березы. Типичными представителями низинных торфяных болот являются болота Южного Приангарья в поймах и на низких террасах рек Китоя и Белой («Большое море» и «Малое море» вблизи устья р. Алангар). Болота верховые, сфагновые, питающиеся атмосферными осадками, приурочены к возвышенным участкам, свободным от накопления грунтовых вод. Вообще верховые болота здесь менее распространены.

ПОЧВЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Почвы. Наиболее широко на территории Иркутской области распространены подзолистые почвы под хвойными лесами. Они приурочены преимущественно к возвышенным участкам рельефа. Это северная и центральная части Средне-Сибирского плоскогорья, северные склоны Восточного Саяна и хребты Байкальского нагорья. Мощность оподзоленного горизонта этих почв 10—20 см, иногда повышается до 30—35 см; содержание гумуса от 1 до 5%. На вершинах хребтов подзолистые почвы сменяются горно-тундровыми хрящевато-суглинистыми почвами.

В западной части Средне-Сибирского плоскогорья на карбонатных материнских породах развиты наиболее богатые гумусом слабоподзолистые темные почвы. На севере, а также на восточной окраине области, под влиянием мерзлоты подзолистые почвы переходят в болотные и скрытоподзолистые.

Повсюду в условиях пересеченного рельефа наблюдаются весьма частые переходы подзолистых почв в заболоченные, аллювиально-луго-

вые разности в долинах и в щебенчатые, каменистые — на вершинах гор и крутых склонах. На юге области в полосе Черемховско-Канской депрессии распространены выщелоченные и деградированные черноземы. Содержание гумуса в них в отдельных местах достигает 17—18%.

В Унгинской степи Приангарья небольшими пятнами встречаются солонцовые почвы.

Болотные, луговые, аллювиально-луговые, горно-луговые и горно-тундровые почвы распространены на отрицательных и плоских формах рельефа, на высоких гипсометрических уровнях. Среди болотных почв преобладают торфяно-глеевые разности с мощностью торфа 30—50 см или же болотно-луговые с еще меньшей мощностью торфянистого слоя. Они залегают под карликовыми ивами и березками — под «ерником».

Горно-луговые и горно-тундровые почвы имеют обычно дерново-глеевые или торфяно-дерновые горизонты мощностью в несколько сантиметров, подстилаемые щебнем или глинисто-щебневыми грунтами.

Сравнительно часто встречаются слабопodzольистые песчаные боровые почвы. Они распространены по долине Уды (Чуны), в нижнем течении Оки и Ии (Приангарье).

Растительность. До $\frac{3}{4}$ площади Иркутской области занято хвойными лесами. В ландшафтном отношении Иркутская область относится к таежной зоне, за исключением небольших лесостепных участков в Приангарье, а также гольцовых зон в горных местностях.

Хвойные леса представлены двумя основными типами насаждений, свойственными северной половине территории в полосе Средне-Сибирского плоскогорья и всему Витимскому плоскогорью. Первый тип — темнохвойная, кедрово-пихтовая с примесью лиственницы сырая тайга, из-за лесных пожаров уцелевшая только в самых глухих районах, как, например, на Ангаро-Ленском водоразделе, в предгорьях Саяна и некоторых других местах. Подлесок сырой тайги представлен ольховником (*Alnus fruticosa*), «свинным» багульником (*Ledum palustra*), черникой (*Vaccinium myrtillus*) и др.

Второй тип — светлые лиственничные или лиственнично-сосновые леса с примесью березы и осины, переходящие на более сухих и инсолируемых участках в сосновые боры. Они распространены в бассейне рек Нижней Тунгуски, Лены и в Приангарье. Часто они являются вторичными, заменившими старую, пострадавшую от гарей темнохвойную тайгу. Лиственница представлена двумя видами: в Прибайкалье и по левобережью Лены произрастает лиственница сибирская (*Larix sibirica*), а к востоку — лиственница даурская (*Larix dahurica*), более приспособленная к произрастанию на мерзлых почвах. В подлеске лиственничных лесов распространены таволжник (*Spirea media*), шиповник лесной (*Rosa acicularis*), голубика (*Vaccinium uliginosum*), рододендрон даурский (*Rhododendron dahuricum*) и др. Ель (*Picea obovata*) обычно встречается в смеси с другими породами, иногда составляя небольшие самостоятельные насаждения в речных долинах и в защищенных заболоченных падах.

В речных долинах, кроме ельников, развиты луга с разнотравьем, злаковыми и мотыльковыми растениями.

Среди тайги часто встречаются обширные пространства гарей. По образному выражению акад. В. Л. Комарова (1924), в дореволюционный период «главным потребителем сибирского леса являлся огонь».

На черноземных почвах развиты лесостепные и степные ландшафты, не составляющие, однако, сплошной широтной зоны, а представленные прерывистыми участками в Южном Приангарье.

Совершенно особый облик носит растительность горных районов области. Склоны Восточного Саяна заняты лиственничными, елово-пихтовыми лесами с примесью кедра, субстратом для которого служат каменные развалы. Верхняя граница леса проходит на высоте 1800—2000 м — в зависимости от влажности почв, экспозиции склонов и других условий. Лес представлен чаще лиственницей, реже кедром. Выше, на торфянистых почвах, начинается неширокий пояс кустарников из зарослей березки (*Betula rotundifolia*) серебристой ивы (*Salix vestita*), караганы гривастой (*Caragana jubata*), кустарниковой ольхи (*Alnus fruticosa*), пахучей смородины (*Ribes graveolens*) и альпийской таволги (*Spirea alpina*).

Выше 2000 м, в гольцовом поясе, преобладают высокогорные каменистые либо торфянистые тундры с мхами и кустистыми лишайниками, очень редко перемежающиеся с альпийскими лугами.

Характеризуя в целом горную растительность, нельзя не сказать о слабом развитии альпийских лугов. Верхняя граница лесов по мере движения на север и на восток понижается (до 1100—1200 м), что объясняется особенностью климата, а также и самым фактором снижения абсолютных отметок вершин, гребни и крутые склоны которых даже на меньших высотах благоприятны для развития на них лесной растительности.

Наконец, особенностью флоры Иркутской области, по мнению В. Л. Комарова, считается появление новых видов, как-то: в субальпийском поясе — кедрового стланика (*Pinus pumila*), даурского рододендрона в подлеске сосновых насаждений, бадана (*Bergenia crassifolia*) и др.

ЭКОНОМИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

До Великой Октябрьской социалистической революции вся Восточная Сибирь являлась колониальной окраиной царской России и была главным поставщиком золота и ценной пушнины.

Иркутская область, кроме золотодобывающей промышленности, размещенной в Лено-Витимской тайге, с числом рабочих до 13 тыс. человек, имела до революции угольную промышленность в Черемховском бассейне (с числом рабочих до 7 тыс. человек и размерами добычи от 0,5 до 1 млн. т в год) и несколько десятков мелких предприятий пищевой и легкой промышленности (винокуренные, солеваренные, кожевенные, лесопильные заводы; фарфоровая, спичечная, пимокатная, суконная фабрики и др.) с общим количеством работающих не свыше 100 человек на каждом предприятии.

Сельское хозяйство было развито слабо и имело потребительский характер. Посевная площадь составляла в 1913 г. 446 тыс. га. Ежегодно в область ввозилось из Западной Сибири несколько миллионов пудов хлеба.

В современных границах область образована в сентябре 1937 г., в административном отношении ее территория делится на 32 района, из которых 6 входят в состав Усть-Ордынского Бурятского национального округа.

Общая численность населения области по переписи 1959 г. составляет 1 млн. 979 тыс. человек. Население области быстро растет, о чем свидетельствуют следующие данные: в 1913 г. в области числилось 687 тыс. жителей, в 1926 г. — 866 тыс. чел., в 1939 г. — 1304 тыс. чел., в 1959 г. — 1979 тыс. человек. Таким образом, за годы Советской власти население области увеличилось почти в три раза.

Сравнительно слабая обжитость территории (в среднем 2,6 чел. на 1 км²) вызывает недостаток трудовых ресурсов. В связи с этим возникает задача развития в области таких предприятий, которые бы обеспечивали наиболее высокую производительность труда. Наряду с этим предстоит значительно увеличить численность населения за счет организованного переселения.

К началу 1959 г. в области имелось 15 городов (в том числе пять областного подчинения — Иркутск, Черемхово, Ангарск, Усолье-Сибирское, Братск) и 40 поселков городского типа. Высокий процент городского населения (62%) соответствует индустриальному профилю области.

Размещено население области крайне неравномерно. Свыше 80% всего населения живет в прижелезнодорожной полосе, причем свыше половины населения области сосредоточено в Иркутско-Черемховском районе. В остальных районах население главным образом размещается по долинам рек Ангары, Лены и их притоков и по главным автомобильным трактам. Значительные территории остаются почти неосвоенными.

Наиболее обжиты и освоены в сельскохозяйственном отношении лесостепные пространства в юго-восточной части области.

Кроме русских, украинцев, белорусов, татар, в области живут буряты и небольшие группы эвенков, якутов и тофов.

Иркутская область является промышленным районом Восточной Сибири, специализированным в народном хозяйстве СССР как главный поставщик слюды, один из главных производителей золота и пушнины, самый крупный в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке район добычи каменного угля и соли, а также заготовок леса. Одновременно это район развивающегося машиностроения, химической, пищевой и легкой промышленности. В настоящее время область превращается в один из важнейших центров гидроэнергетики и энергоемких производств и железорудной промышленности. Промышленность области отличается быстрыми темпами развития.

В связи с созданием новых отраслей производства структура промышленности области значительно изменилась. Доля отраслей тяжелой промышленности с 51% в 1940 г. поднялась до 65%. В настоящее время главными отраслями промышленности по стоимости продукции являются пищевая, лесная, горнодобывающая, металлообрабатывающая, а по числу рабочих первое место занимает лесная, второе горнодобывающая, третье — машиностроение.

Промышленное развитие области опирается на богатые сырьевые и энергетические ресурсы. В Иркутской области сосредоточены большие и разнообразные природные богатства. По качеству и запасам гидроэнергии области принадлежит одно из первых мест в СССР. Только р. Ангара в пределах области может обеспечить выработку электроэнергии до 48 млрд. квт·ч в год. Кроме того, большие потенциальные запасы энергии несут в себе крупные притоки р. Ангары — реки Иркут, Китой, Белая, Ока, а также Лена и Витим.

Исключительно высокая отдача ангарских ГЭС обусловлена высокой зарегулированностью стока. Строительство гидроэлектростанций на Ангаре проходит в благоприятных геологических условиях. В результате удельные капиталовложения на установленный киловатт будут по Братской ГЭС в 2—3 раза ниже, чем по крупным волжским электростанциям. При очень малых капитальных затратах и объемах работ на Ангаре можно получить огромные массы дешевой электроэнергии себестоимостью около 1 коп. за 1 квт·ч. Так, на Братской гидроэлектростанции при установленной мощности 4500 тыс. квт будет вырабатываться ежегодно свыше 20 млрд. квт·ч электроэнергии. Примерно такие же показатели будет иметь проектируемая Усть-Илимская ГЭС.

Важным экономическим преимуществом Иркутской области является и то, что ее богатейшие гидроэнергетические ресурсы сочетаются с крупными запасами дешевого топлива.

Промышленное производство и строительство потребовали много электроэнергии. Энерговооруженность промышленности области особенно выросла в послевоенные годы в связи со строительством новых промышленных электростанций в Иркутско-Черемховском районе. После завершения строительства Иркутской гидроэлектростанции мощностью 660 тыс. квт общая мощность электростанций области по сравнению с 1913 г. значительно возросла.

С пуском первой очереди Братской ГЭС Иркутская область станет крупнейшим энергетическим центром Восточной Сибири. Схема энергетического использования р. Ангары предусматривает в дальней-

шем строительство ниже Иркутска Усть-Илимской ГЭС мощностью 4 млн. квт, Суховской и Тельминской ГЭС.

Большие перспективы имеет строительство крупных тепловых электростанций, использующих дешевые черемховские и азейские угли открытой добычи. Мощные тепловые и гидроэлектростанции будут соединены линией высоковольтных передач через Канск—Красноярск с городами Кемерово и Новосибирском и войдут в состав крупнейшей энергетической системы Центральной Сибири (Иркутск—Новосибирск). В настоящее время линия электропередачи соединила Иркутскую ГЭС с г. Братском.

Наличие мощных источников дешевой электроэнергии будет определять дальнейшее экономическое развитие Иркутской области как важнейшего центра энергоемких производств в стране. Этому будет способствовать и высокая обеспеченность области необходимыми для этого минеральными ресурсами.

Добыча слюды и золота — самые старые отрасли горнодобывающей промышленности области, имеющие общесоюзное значение. По запасам золота Лено-Витимский район является одним из ведущих в СССР. В Иркутской области расположены богатейшие месторождения слюды — мусковита.

Важное место в экономике области занимает угольная промышленность. Иркутский (Черемховский) каменноугольный бассейн является главной топливной базой, сосредоточивающей половину всей добычи угля Восточной Сибири. Угли бассейна являются высококалорийным энергетическим топливом и вместе с тем представляют собой высококачественное сырье для химического производства. В Иркутском бассейне имеются малосернистые спекающиеся угли (кармагайские, новометелкинские), пригодные для коксования в смеси с отошающими добавками.

В пределах области находится восточная окраина Канско-Ачинского бурогоугольного бассейна (до недавнего времени эксплуатировалась Урало-Ключевское месторождение, теперь законсервированное). Многочисленные месторождения южной оконечности Тунгусского бассейна еще слабо изучены и не используются.

Размеры добычи угля непрерывно растут. Современный Черемховский бассейн дает угля в год значительно больше, чем было добыто за все двадцать лет существования бассейна до революции — свыше 17 млн. т. К концу семилетия добыча угля в этом бассейне достигнет 21 млн. т, из них 85% будет добываться открытым способом. Будут построены новые крупные угольные разрезы на Черемховском месторождении (Сафроновский, Артем IV—А и др.) и на Азейском месторождении, близ Тулуна.

Среди отраслей горнодобывающей промышленности большие перспективы развития имеет новая для области железорудная промышленность, опирающаяся на большие запасы железной руды, разведанные в Ангаро-Илимском железорудном районе, объединяющем ряд месторождений — Коршуновское, Рудногорское, Татьянинское и др. Ангаро-Илимские железные руды — магнетиты отличаются высоким содержанием железа, хорошей обогатимостью и легкоплавкостью. Значительная часть месторождений может обрабатываться открытым способом.

В первую очередь будет освоено Коршуновское месторождение. Здесь начато строительство одного из самых крупных в стране Коршуновского горнообогатительного комбината, рассчитанного на добычу

12 млн. т сырой руды в год. Кроме того, в области добываются тальк, гипс, известняк, каолин, кварцевый песок, кирпичные глины и другие строительные материалы.

Наряду с расширением добычи и промышленного использования перечисленных видов минерального сырья будут развиваться также новые отрасли горнодобывающей промышленности: добыча магнетита, графита, флюсующих и химических известняков, кварцита и других для нужд химической промышленности, металлургии и производства строительных материалов.

Большое развитие получит добыча соли на базе богатейшего Усольского месторождения поваренной соли, где построен большой солеварочный завод.

Химическая промышленность, занимающая в настоящее время еще сравнительно небольшое место в стоимости валовой продукции области, в ближайшее время превратится в ведущую отрасль промышленности. Уголь, соль, чистые известняки, гипс и другие полезные ископаемые, а также древесина являются сырьевой базой различных химических производств, что в сочетании с дешевой электроэнергией создает благоприятные условия для создания в городах Усолье-Сибирском и Ангарске крупных центров химической промышленности.

Строящийся нефтепровод от Омска до Иркутска обеспечит сырьем развивающуюся нефтеперерабатывающую промышленность области.

Машиностроение области специализируется на производстве оборудования для горнодобывающей промышленности, металлургии и химической промышленности, на судостроении и судоремонте. Центрами машиностроения являются города Иркутск, Усолье-Сибирское, Ангарск и Черемхово.

Бурный рост энергетического, промышленного и транспортного строительства предъявляет большие требования к промышленности строительных материалов. Несмотря на богатые запасы различных минерально-строительных материалов для цементного, керамического, стекольного и других производств, эта отрасль была до недавнего времени представлена только кирпичными заводами, самые крупные из которых (Лисихинский и Ново-Ленинский) размещены в Иркутске.

Новая промышленность строительных материалов создана в г. Ангарске в связи с потребностями строительства: производство шлаковой ваты, пенобетона, сухой штукатурки и др. Построена первая очередь крупного Иркутского цементного завода в Ангарске и проектируется второй цементный завод в Братско-Тайшетском районе. Кроме того, начато строительство завода керамических изделий в Ангарске и ряда новых кирпичных заводов, заводов гипсовых деталей, керамических блоков, сборного железобетона и других в Иркутске, Шелехове, Усолье-Сибирском.

Лесная промышленность является ведущей в области.

Свыше 67% территории области покрыто лесами, главным образом хвойными. Здесь лес — важнейшее богатство; запасы спелой и приспевающей древесины составляют 7,9 млрд. м³. На юге преобладают сосна и кедр, на севере — лиственница. Особенно высокими качествами отличаются сосновые насаждения в районах среднего течения Ангары и по р. Оке. Крупные запасы ценной древесины способствуют широкому развитию лесозаготовок. Промышленные заготовки деловой древесины выросли по сравнению с дореволюционным периодом (около 0,6 млн. м³) в 20 раз и превышают 12 млн. м³. Значительная часть продукции лесной

промышленности идет за пределы области — в Среднюю Азию, в Поволжье и на Дальний Восток. Преобладает вывоз круглого леса.

Обработка древесины отстает от роста лесозаготовок, поэтому одновременно с предстоящим увеличением лесозаготовок до 18—20 млн. м³ в год планируется создание крупной деревообрабатывающей промышленности, обеспечивающей переработку в пределах области большей части заготавливаемой древесины. Наряду со строительством новых лесопильных предприятий создаются предприятия домостроения, мебельные фабрики и цехи фибролитовых изделий, древесноволокнистых и древесностружечных плит, а также проектируются крупные целлюлозно-бумажные комбинаты в Братске, Ново-Чунске, Ангарске, Черемхово.

Иркутская область имеет все возможности стать крупнейшим районом гидролизной промышленности. Предстоит дальнейшее развитие этой отрасли в целях использования не только отходов лесопиления, но и огромного количества дровяной древесины.

В западных лесных районах области развития лесохимия — подсочка древесины и сбор живицы, используемой для переработки на канифоль, скипидар и другие ценные продукты.

Важнейшими предприятиями пищевой промышленности являются чаепрессовочная фабрика, мясокомбинаты, самый крупный из которых — Иркутский. Молочная промышленность представлена мелкими масло-сыроваренными заводами; предприятия спирто-водочной промышленности, которая начала развиваться в области еще в XIX столетии, имеются в Тельме, Заларинском районе (Троицкий завод). Иркутске, Тулуне. Мукомольная промышленность сосредоточена в крупных городах и на пристанях Ангары и Лены. Рыбная промышленность наиболее развита на оз. Байкал — в районе Малого моря. На о-ве Ольхон в пос. Хужир построен рыбоконсервный завод.

Легкая промышленность представлена семью швейными фабриками, трикотажной, сапоговаляльной фабриками, пятью кожевенно-обувными предприятиями, сосредоточенными в Иркутске, Черемхово, Усолье-Сибирском, Тельме, Ангарске и Зиме. Легкая и пищевая промышленность Иркутской области не только удовлетворяет потребности области, но обеспечивает Якутию, Забайкалье и дает часть продукции в Монгольскую Народную Республику.

Сельское хозяйство Иркутской области по размерам посевных площадей занимает второе место в Восточной Сибири после Красноярского края, но по размерам животноводства стоит на четвертом месте, уступая по общей численности скота Красноярскому краю, Читинской области и Бурятской АССР.

Направление сельского хозяйства зерново-животноводческое.

Земельный фонд Иркутской области характеризуется слабой освоенностью. Из 78 млн. га земли около 90% занято лесом и кустарниками, болотами и водами, а площадь сельскохозяйственных угодий составляет менее 3,7%, распаханная площадь составляет немногим больше 2%. Общая площадь используемых сельскохозяйственных угодий к концу 1958 г. достигала 2479 тыс. га, в том числе пашни 1638 тыс. га.

Посевные площади по сравнению с 1913 г. выросли почти в три раза и достигли в 1959 г. 1350 тыс. га. Особенно выросли посевы пшеницы — в 8 раз, картофеля — в 7, овощей — в 15, кормовых культур — в 30 раз.

Колхозы и совхозы Иркутской области за последние 5 лет увеличили посевную площадь на 40% против площади 1953 г. Это явилось результатом распашки 395 тыс. га целинных и залежных земель.

Размещение сельского хозяйства по территории области неравномерно. В юго-восточной преимущественно лесостепной части области, примыкающей к железной дороге, на территории, которая занимает всего $\frac{1}{6}$ часть области, сосредоточено $\frac{3}{4}$ пахотных земель, почти $\frac{4}{5}$ посевов пшеницы, $\frac{2}{3}$ крупного рогатого скота и свиней, $\frac{3}{4}$ поголовья овец и коз.

Особый характер имеет оленеводческо-промысловое хозяйство эвенков и якутов в Катангском и Бодайбинском районах, тофов — на юге Нижнеудинского района.

Иркутская область — один из важнейших районов охотничьего промысла СССР, дающий значительные количества ценной пушнины. Леса изобилуют ценным пушиным зверем. Свыше 30 видов зверей являются объектами пушного промысла, главное место среди них занимают белка, соболь, ондатра. Основными районами охотничьего промысла являются северные таежные районы по Лене, Витиму, Илим, среднему течению Ангары и Чуны, по Н. Тунгуске и в Восточном Саяне (Торфалария).

В большинстве районов распространены лесные промыслы — сбор кедровых орехов и ягод.

Транспорт имеет важнейшее значение для области. Между тем, по обеспеченности средствами передвижения область стоит на одном из последних мест в СССР. На 1000 км² территории приходится 2,2 км железных дорог, 2 км автодорог с твердым покрытием и 6,2 км освоенных судоходством речных путей.

В грузообороте области главную роль играет железнодорожный транспорт. Сибирская железнодорожная магистраль имеет в пределах области протяженность 1742 км. Непрерывный рост грузооборота, увеличившегося за послевоенный период более чем в три раза, создает большую грузонапряженность Восточно-Сибирской железной дороги. В 1962 г. все движение от Иркутска до Москвы будет осуществляться по электрифицированной дороге.

В будущем значительно разгрузят железную дорогу от перевозок нефтяных грузов строящиеся нефтепроводы от Омска до Иркутска.

Важное значение для связи с Ленским бассейном и особенно для освоения гидроэнергетических и сырьевых ресурсов среднего течения Ангары имеет построенная в последние годы новая железная дорога Тайшет — Лена протяжением 712 км. Дорога пересекла ценные лесные массивы по рекам Чуна, Оке, среднему течению Ангары, подошла к порожиному участку Ангары, где завершается строительство мощной Братской ГЭС, а также к Ангаро-Илимской группе месторождений железных руд.

Водный транспорт в области развит слабо. Из 10 тыс. км общей длины рек в пределах области пригодны для судоходства 5,4 тыс. км, а эксплуатируются 4,8 тыс. км.

Судоходство наиболее развито по р. Ангаре; из 1100 км ее протяженности в пределах области для судоходства используется 683 км от Иркутска до Братска, ниже проходу судов препятствуют большие пороги: Падунский, Пьяный, Шаманский и др. Основной грузопоток идет вниз по реке до Заярска.

Важное значение для судоходства имеет оз. Байкал с его акваторией площадью 31 тыс. км². По Байкалу пароходные рейсы проводятся на всем протяжении (около 600 км) от порта Байкал до г. Нижне-Ангарска (Бурятская АССР). Навигация на оз. Байкал продолжается 7—8 месяцев и имеет регулярный характер, несмотря на трудные условия плавания, вызываемые нередкими бурями и туманами.

Река Лена протекает по территории области на протяжении 1900 км, из которых пригодно для регулярного судоходства 1192 км (от Усть-Кута). Выше Усть-Кута до Качуга судоходство возможно только на мелкосидящих судах и сплавом.

Общая протяженность автожелезных дорог в области составляет 22,9 тыс. км. Из них имеют твердое покрытие 1600 км. Автомобильный транспорт обеспечивает массовые перевозки грузов по верхнеленским трактам: Якутскому (Иркутск—Качуг), Ангаро-Ленскому (Заягск—Осетрово), по Тункинскому тракту (Иркутск—Култук—граница МНР) и на отдельных участках Московского тракта. В пятой пятилетке построена автомобильная дорога от Чечуйска на Лене к Подволошино на Нижней Тунгуске для связи с отдаленным Катангским районом.

Через территорию области проходят важные авиалинии: Иркутск—Пекин, Иркутск—Москва, Иркутск—Якутск, Иркутск—Хабаровск. Все северные районы области связаны с Иркутском регулярными авиарейсами.

В процессе индустриального развития области на ее территории формируются два крупных промышленных узла союзного значения — Иркутско-Черемховский и Братско-Тайшетский; в сферу влияния первого входят все южные районы области.

Иркутско-Черемховский промышленный узел, занимающий юго-восточную часть области, примыкающую к Байкалу, имеет выгодное экономико-географическое положение. Он находится на важнейших железнодорожных и водных путях, имеет развитую сеть автомобильных дорог, связывающих его с бассейном Лены и Монголией. Здесь сосредоточены большие энергетические ресурсы верхней части Ангары и Иркутского угольного бассейна, имеются крупные запасы разнообразного минерального сырья (соль, известняки, каолины, магнезит, тальк, кварциты, слюда, графит и др.). В районах Иркутско-Черемховского промышленного узла сосредоточено $\frac{2}{3}$ всего населения области и большая часть городского населения.

На долю этих основных промышленных районов области в настоящее время приходится $\frac{3}{4}$ всей промышленной продукции, свыше 90% продукции машиностроения, добычи угля, химической и кожевенно-обувной промышленности и свыше 70% обработки слюды, производства строительных материалов, продукции пищевой и швейной промышленности. Здесь построена Иркутская ГЭС и развернулось строительство крупных тепловых электростанций, предприятий химической, алюминиевой промышленности, машиностроения и производства строительных материалов.

В составе Иркутско-Черемховского узла выделяются четыре крупных промышленных центра: Иркутск (гидроэнергетика, машиностроение, легкая и пищевая промышленность, в ближайшие годы — производство алюминия), Ангарск и Усолье-Сибирское (нефтепереработка, химия, машиностроение, производство стройматериалов, легкая промышленность и солеварение), Черемхово (добыча угля, углехимия, машиностроение).

Меньшее значение имеют города Зима (деревообработка), Свирск (машиностроение), Слюдянка (горнодобывающая промышленность). К Иркутско-Черемховскому промышленному узлу примыкают основные сельскохозяйственные районы области, включая Усть-Ордынский Бурятский национальный округ.

Братско-Тайшетский промышленный узел объединяет группу северо-западных районов области, расположенных вдоль основной железнодорожной магистрали, начиная от Тулуна и по линии Ленской железной дороги, тяготеющих в своем экономическом развитии к двум основным промышленным центрам — Тайшету и Братску. В этих районах живет около $\frac{1}{4}$ всего населения области.

Промышленность районов Братско-Тайшетского узла еще недостаточно развита. Их доля в промышленной продукции области составляет около 20%. В настоящее время это в основном район лесной промышленности, на долю которого приходится свыше 60% лесозаготовок области и около половины производства пиломатериалов, а также вся продукция гидролизной промышленности. Перспективы развития Братско-Тайшетского узла связаны с использованием колоссальных запасов гидроэнергии среднего течения Ангары (на базе которой строится Братская и проектируется Усть-Илимская гидроэлектростанции), а также дешевого топлива (Азейское месторождение бурых углей) и минерально-сырьевых и лесных ресурсов. Здесь сосредоточены большие запасы железной руды (Ангаро-Илимская железорудная провинция), каменных углей (окраинные части Иркутского, Канско-Ачинского и Тунгусского бассейнов) и других полезных ископаемых.

На основе огромных запасов дешевой электроэнергии Братской ГЭС и местных топливных и сырьевых ресурсов будут созданы крупные центры энергоемких производств, а также лесной и деревообрабатывающей, целлюлозно-бумажной, горнорудной промышленности, черной металлургии и машиностроения.

На базе открытой разработки Азейского месторождения бурых углей здесь предстоит создание угольной промышленности, строительство крупной ГРЭС и организация целого ряда теплоемких производств, а также развитие легкой и пищевой промышленности и производство строительных материалов. Перспективная специализация главных промышленных центров Братско-Тайшетского узла представляется в следующем виде: Братск (гидроэлектростанция, энергоемкие производства, целлюлозно-бумажная и деревообрабатывающая промышленность), Тайшет (черная металлургия, лесная промышленность), Нижнеудинск (обработка слюды, деревообрабатывающая промышленность), Тулун (угольная промышленность, мощная тепловая электростанция, производство стройматериалов, деревообрабатывающая промышленность).

На северо-востоке области за пределами двух промышленных узлов остается Лено-Витимская группа районов, еще слабо заселенных в настоящее время. В их экономике главную роль играет горнодобывающая промышленность Мамско-Чуйского и Бодайбинского районов. Строительство Мамаканской ГЭС обеспечит эти районы электроэнергией. Тяготеющие к Бодайбо и Маме ленские районы ориентируются на обслуживание Ленского судоходства и судостроение (Усть-Кут, Киренск), которые имеют важнейшее значение для развития водного транспорта и товароснабжения Якутской АССР. Значительную роль в хозяйстве лено-витимских районов имеет охотничий промысел.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Территория Иркутской области охватывает южный выступ древней Сибирской платформы — Иркутский амфитеатр. В пределы области входит также восточная часть Саяно-Алтайской каледонской складчатой зоны, расположенной в западной части Восточно-Саянского нагорья, в верховьях рек Уды, Тагула, Агула.

В процессе геологического развития периферическая часть платформы, как и примыкающая к ней в Саянах часть каледонской складчатой зоны, оказались вовлеченными в грандиозные сводовые поднятия, создавшие пояс нагорий, подковообразно охватывающий южный выступ Сибирской платформы — Восточно-Саянское нагорье и Байкальскую горную страну с Байкало-Патомским нагорьем.

Эта особенность геологического строения описываемой территории, уже давно привлекавшая внимание исследователей, и послужила причиной появления в литературе для обозначения южной части Сибирской платформы наименования «Иркутский амфитеатр». В последнем выделяются: внутреннее поле амфитеатра, в котором древний докембрийский цоколь платформы скрыт под осадочными отложениями палеозойского и мезозойского возраста, и горное обрамление амфитеатра — окаймляющий внутреннее поле пояс нагорий, представляющий в структурном отношении раздробленный разломами, поднятый и обнаженный древний докембрийский фундамент платформы. В строении нагорий в западной части Восточного Саяна принимают участие и каледонские складчатые структуры. Что касается Байкальской горной страны, то последняя включает в себя и приподнятую периферию платформы, и каледонские складчатые структуры, но это имеет место восточнее границы Иркутской области, в Забайкалье. В пределах же области обнажен древний фундамент платформы и частично (в среднем течении р. Витима) структуры переходной зоны от платформы к каледонской геосинклинали с участвующими в них кембрийскими отложениями.

Некоторые исследователи (Е. В. Павловский и др.) считают, что каледонские структуры более широко распространены в Байкальском нагорье, но отсутствие в пределах Иркутской области в Прибайкалье и западной части Байкало-Патомского нагорья фаунистически охарактеризованных отложений нижнего палеозоя, участвующих в складчатой структуре нагорья, не позволяет сейчас принять эту точку зрения.

Докембрийские отложения в Иркутской области имеют широкое распространение, особенно в пределах Саяно-Байкальской зоны сводовых поднятий, где благодаря глубокому эрозионному срезу обнажаются древнейшие толщи земной коры.

Архейский метаморфический комплекс пород широко распространен в Восточно-Саянском нагорье и Прибайкалье и лишь частично поддается более дробному стратиграфическому расчленению. Архейские породы представлены глубоко метаморфизованными кристаллическими

сланцами, в том числе ортосланцами и ортогнейсами, а также мраморами и кварцитами. Границы архейского комплекса с нижнепротерозойскими образованиями во многих случаях еще не установлены. Архейские образования расчленены лишь к югу от оз. Байкал — в районе ст. Слюдянка и хр. Хамар-Дабан. Здесь отчетливо выделяются два комплекса: нижний, относимый к среднему архею, и верхний — верхнеархейский. Почти полное отсутствие определений абсолютного возраста архейских пород и обоснованных сопоставлений архея Восточной Сибири с архейскими образованиями других районов делает условными дробное разделение архейской группы и точную датировку слагающих ее систем.

Шарыжалгайская серия (среднеархейская) — преимущественно гнейсовая толща, сложена биотитовыми, биотитово-роговообманковыми, пироксеновыми, плагиоклазовыми и другими парагнейсами.

Слюдянская серия (верхнеархейская) — гнейсово-карбонатно-сланцевая толща, сложена кристаллическими известняками, в различной степени метаморфизованными, разнообразными кристаллическими сланцами и гнейсами. С этой толщей связаны разнообразные полезные ископаемые, среди которых особое значение имеют флогопит, апатит, графит.

Протерозойские образования, подобно архейским, имеют наибольшее распространение в пределах Саяно-Байкальской горной области. Они слагают обширные пространства Байкало-Патомского нагорья, почти повсеместно обнажаются по западному берегу оз. Байкал и широко распространены внутри Восточно-Саянской горной страны.

Для районов распространения протерозойских пород в Иркутской области принято трехчленное деление протерозойской группы, причем к верхнему протерозею относят отложения «прибайкальского комплекса» и его аналогов, многими исследователями считающиеся синийскими.

Нижний протерозой наиболее полно выражен в Байкало-Патомском нагорье, а также в Восточном Саяне. Стратиграфический разрез нижнего протерозоя и геологический возраст пород, причисляемых к нижнему протерозею, остаются спорными.

К нижнему протерозею относятся (снизу): сарминская серия в Прибайкалье, муйская серия Байкало-Патомского нагорья и ряд свит (бирюсинская, алыджерская, камчадалская и др.) в Восточном Саяне.

Средний протерозой распространен также в Байкало-Патомском и Восточно-Саянском нагорьях, где в состав его входят метаморфизованные известняки, сланцы и эффузивные образования, составляющие сложную толщу, мощность и вещественный состав которой еще точно не установлены. В Байкало-Патомском нагорье к среднему протерозею относят падринскую и тепторгинскую серии, аналогами которых в Прибайкалье считаются акитканская серия и анайская свита. В Восточном Саяне к среднему протерозею относится сложный комплекс пород, несколько различный в отдельных структурно-фациальных зонах Саяна.

К верхнему протерозею относятся разнообразные по составу, преимущественно терригенные осадочные породы, в различной степени метаморфизованные, иногда довольно значительно. Верхнепротерозойские отложения горноскладчатого обрамления внутреннего поля Иркут-

ского амфитеатра существенно различны между собой (например, бодайбинская и делюнуранская серии Байкало-Патомского нагорья, байкальская серия в Прибайкалье и др.).

Особое положение в разрезе верхнепротерозойских толщ занимают карбонатные и обломочные породы голоуспенской, улунгуйской и качергатской свит западного побережья оз. Байкал, составляющие так называемый байкальский комплекс, и их стратиграфические аналоги в других районах. Возраст этих пород вызывает большую дискуссию. Вероятно, байкальский комплекс является аналогом рифейских отложений Европейской части СССР и синийской формации Восточной Азии.

Палеозойские отложения слагают внутреннюю часть Иркутского амфитеатра и окраины Тунгусского бассейна, а также отдельные участки Восточного Саяна и Байкало-Патомского нагорья. Стратиграфическое расчленение их, основанное на палеонтологическом материале, удастся произвести только для Сибирской платформы; что же касается складчатых зон, то в них часто оказывается затруднительным как отделение низов палеозойской группы от верхнего протерозоя, так и расчленение палеозойских отложений на системы.

Отложения кембрийского возраста наиболее полно представлены в Иркутском амфитеатре. Нижнекембрийские отложения выражены здесь комплексом прибрежно-лагунных и мелководных осадков мощностью более 3000 м с гипсоносными, соленосными и нефтеносными фациями. Нижнекембрийская толща, сложная по фациальному составу, делится на карагасскую, ушаковскую (аналогом которой является оселочная свита Восточного Саяна) и мотскую свиты, относимые к алданскому ярусу, и хемогенные преимущественно отложения усольской, бельской, булайской и ангарской свит, входящих в состав ленского яруса нижнего кембрия. Карагасская свита кварцитов, доломитов и конгломератов распространена только в Восточном Саяне. Нижнекембрийский возраст имеют также некоторые отложения центральной части Байкало-Патомского нагорья в бассейне р. Витима; кроме того, нижнекембрийские отложения распространены в пограничной части Восточного Саяна (р. Кизыр). Они представлены обломочными и карбонатными породами с археоциатами и трилобитами.

Средний отдел кембрийской системы не имеет в Иркутской области широкого развития, что, вероятно, связано с проявлением в пределах ее территории ранних движений салаирского тектогенеза. К среднему кембрию раньше относили всю толщу кембрийских карбонатных пород Иркутского амфитеатра, но последние определения остатков трилобитов и брахиопод заставляют понизить возраст большей части названной свиты до нижнего кембрия. Возможно присутствие среднего кембрия в окраинных частях Тунгусской впадины (литвинцевская свита).

Верхний отдел кембрийской системы с некоторой условностью выделяется на Сибирской платформе. Он представлен лагунными красноцветными отложениями с гипсом и медистыми песчаниками (верхоленская свита), залегающими со скрытым несогласием на породах нижнего кембрия. Возраст свиты определяется по ее положению в разрезе ниже нижних горизонтов ордовика.

Вне пределов Сибирской платформы большая часть кембрийских отложений выделяется условно и не может быть отнесена к определенному отделу системы.

Ордовикские отложения в Иркутском амфитеатре расчленены на основании палеонтологических данных и литологического состава осадков на три отдела: нижний ордовик — устькутская и ийская свиты — мелководные песчано-карбонатные отложения; средний ордовик — мамырская или криволицкая свита — песчано-глинистые фосфоритоносные отложения; верхний ордовик — братская или макардовская свита — красноцветные глинисто-песчаные отложения.

Силурийские отложения имеют в Иркутской области незначительное распространение. К ним относится кежемская песчано-доломитовая свита, несогласно лежащая на ордовикских породах в Иркутском амфитеатре, и некоторые обломочные отложения неясного стратиграфического положения в Восточном Саяне.

Девонские отложения (нерасчлененные), по-видимому, могут быть выделены во внутренней части Восточного Саяна и, по последним данным, в Присянье, между г. Тайшетом и г. Нижнеудинском. Они представлены мелководными морскими и континентальными осадками. Стратиграфический разрез девонских отложений и их мощность еще точно не установлены.

Отложения каменноугольного возраста входят в состав угленосной толщи южной и восточной окраин Тунгусского бассейна. Большинство исследователей к каменноугольной системе относят отложения тушаминской свиты — нижний и средний отделы системы, катскую и ереминскую свиты — средний и верхний отделы ее. Не исключено, что часть отложений, ниже определяемых как каменноугольные, имеет более молодой (нижнепермский) возраст.

В пределах области к перми относятся угленосные отложения внутренних районов Тунгусского бассейна, по среднему течению р. Нижней Тунгуски. Они представлены стрелкинской свитой, за которой почти безоговорочно признается верхнепермский возраст.

Мезозойские отложения широко распространены в Восточной Сибири и в большинстве случаев разделены достаточно подробно.

Триасовая система представлена вулканогенно-континентальными отложениями Тунгусской структурно-вулканической зоны (Тунгусский бассейн). К нижнему триасу, по данным спорово-пыльцевого анализа и по залеганию на отложениях верхней перми, относятся туфогенные отложения юго-восточной части Тунгусского угленосного бассейна (туфогенный отдел тунгусской свиты С. В. Обручева). Этот же возраст предположительно имеют вулканические брекчии железорудных месторождений Ангаро-Илимского района.

Юрские отложения среди отложений мезозоя имеют наиболее широкое распространение. Они представлены континентальными, обычно угленосными отложениями в Иркутском амфитеатре и в юго-восточной части Тунгусского бассейна — от среднего течения Ангары до верховьев Нижней Тунгуски.

В Иркутском угленосном бассейне, так же как и на юго-восточной окраине Канского бассейна, большая часть юрских отложений принадлежит к среднему отделу системы (доггер), хотя, вероятно, нижняя часть разреза (заларинская свита) включает и нижний лейас. В последние годы предполагают присутствие в Иркутском бассейне осадков верхнеюрского возраста, но по этому вопросу еще не может быть высказано определенное мнение.

В северных районах области, по периферии Тунгусского бассейна, юрские отложения, по-видимому, относятся к лейасу, продол-

жая на юго-запад нижнеюрские отложения Вилуйской впадины. Здесь обнаружены и морские отложения лейаса (бассейн р. Чоны).

Меловые отложения имеют в области ограниченное распространение и представлены небольшим пятном на Октябрьском железорудном месторождении на Ангаро-Удинском водоразделе.

Кайнозойские отложения Восточной Сибири принадлежат к неогеновой и четвертичной системам. При этом неогеновые отложения распространены преимущественно в Прибайкалье. Четвертичные отложения развиты в молодых тектонических впадинах, в эрозионных депрессиях древних долин Ленского золотоносного района и в районах последнего оледенения Восточно-Саянского нагорья.

До последнего времени третичные отложения на геологических картах Иркутской области показывались нерасчлененными. Данные последних лет позволяют во многих случаях выделить отложения неогеновой системы, датируемые как миоцен — плиоцен, а также установить отсутствие отложений палеогеновой системы. Последнее позволяет высказать предположение о возможном отсутствии их в Восточной Сибири. В соответствии с этим на геологической карте выделяются отложения неогена, представленные континентальными, озерными и речными отложениями, в некоторых случаях угленосными.

Четвертичные отложения Восточной Сибири имеют различное происхождение и пока еще слабо изучены. На геологической карте выделены два типа отложений: преимущественно аллювиальные четвертичные отложения нерасчлененные, имеющие большую мощность и закрывающие большие площади в тектонических и эрозионных депрессиях, и ледниковые четвертичные отложения в тех районах Восточно-Саянского нагорья, где они поддаются картированию.

Магматические породы, развитые в Иркутской области, разнообразны как по составу и происхождению, так и по возрасту.

Среди магматических пород докембрия выделяется разнообразная группа гранитоидов и их производных, возраст которых не всегда удается определить. Архейские граниты по своему составу преимущественно лейкократовые, биотитовые, гнейсовидные, обычно ассоциируют с гранито-гнейсами.

Протерозойские граниты и гранитоиды имеют широкое распространение в Восточно-Саянском нагорье и Байкало-Патомской горной стране. Они представлены преимущественно биотитовыми, реже двуслюдяными и биотитово-роговообманковыми разновидностями, часто гнейсовидными. Граниты часто ассоциируют с граносиенитами и гранодиоритами. Характерной особенностью протерозойских гранитов является широкое развитие пегматитов (Мамско-Чуйский, Бирюсинский районы).

По-видимому, внутри каждого магматического цикла имело место несколько отдельных фаз внедрения интрузий.

Помимо разнообразных гранитов, в состав докембрийских магматических комплексов входят основные и ультраосновные породы. Они распространены преимущественно в Байкало-Патомском нагорье и отчасти в Прибайкалье. Главную роль среди этих пород играют сильно метаморфизованные, амфиболизированные габбро, габбро-анортозиты, менее распространены также сильно измененные серпентиниты, оливиниты и пироксениты. Возможно к докембрию принадлежат и ультраосновные породы неопределенного возраста, развитые в Восточном Саяне и Байкало-Патомском нагорье, хотя часть из них может оказаться нижнепалеозойской.

Порфиры, возраст которых определяется как верхний протерозой, широко развиты по западной окраине Байкало-Патомского нагорья.

Магматические комплексы палеозоя в пределах Иркутской области также очень разнообразны как по составу входящих в них пород, так и в возрастном отношении.

Собственно нижнепалеозойские гранитоиды образуют довольно значительные массивы в Восточном Саяне и частью в Байкало-Патомской горной стране; в Восточном Саяне выделяется, кроме того, особая группа субщелочных нижнепалеозойских интрузий граносиенитов и сиенитов, имеющая своих аналогов и в Байкальской горной области, вплоть до нефелиновых сиенитов.

Основные и ультраосновные породы палеозойского возраста распространены в форме небольших массивов в Восточном Саяне и Байкало-Патомской горной стране. Среди них преобладают породы габброидной магмы — габбро-долериты, габбро-диабазы.

Палеозойские — нижнемезозойские магматические породы представлены интрузивной и дайковой фациями сибирских траппов и туфогенными пирокластическими породами в Иркутском амфитеатре и по периферии Тунгусского бассейна.

Мезозойские магматические породы, возраст которых не может считаться бесспорным, представлены небольшими интрузиями и дайками щелочных и субщелочных гранитоидов в Прибайкалье и Байкальской горной области.

Кайнозойские магматические породы представлены базальтами, излияние которых в Прибайкалье связано с образованием впадин байкальского типа и приходится на неоген — начало плейстоцена.

Тектоническое строение территории Иркутской области довольно сложно, так как в ходе общего структурного развития Восточной Сибири она оказалась охваченной разнообразными тектоническими процессами, создавшими в ее пределах своеобразные наложенные тектонические формы, нередко маскирующие основные черты древней структуры.

Главнейшими древними структурными элементами описываемой территории являются: 1) южный выступ Сибирской платформы — Иркутский амфитеатр; 2) каледонская складчатая зона внутренней части Восточного Саяна, расположенная в верховьях рек Кизыра и Казыра, Уды, Бирюсы и Тагула; 3) переходная зона древних глубинных разломов, проходящих внутри Восточно-Саянского нагорья и отделяющих Сибирскую платформу от сопредельной складчатой зоны (Н. А. Флоренсов и др., 1957 г.; Одинцов, 1958).

На этот основной структурный фон наложены более молодые тектонические формы, создающие внешний облик тектоники области. Наиболее резко выраженными из них оказываются молодые мезо-кайнозойские поднятия Саянского и Байкальского нагорий, в которые вовлечены как окраины платформы, так и смежные с ними каледонские структуры. Эти краевые антеклизы Иркутского амфитеатра, включающие в себя разнородные древние структурные элементы, окаймляют его внутреннее поле, закрытое чехлом нижнепалеозойских и мезозойских пород.

Внутри сводовых поднятий, будучи связаны с ними генетически, развиты крупные тектонические впадины, входящие в систему Байкало-Монгольских разломов, частично совпадающих (на оз. Байкал) с зоной древних краевых разломов платформы.

На периферии внутреннего поля амфитеатра, вдоль подошвы Саянского и Байкальского сводовых поднятий, расположены более мелкие кайнозойские впадины, выполненные неогеновыми и четвертичными отложениями.

В своей северной части Иркутская область захватывает юго-восточную периферию верхнепалеозойской Тунгусской впадины и раннемезозойской Тунгусской структурно-вулканической зоны.

Приведенное выше общее геолого-структурное районирование территории Иркутской области позволяет следующим образом классифицировать частные тектонические формы:

1. Древние структуры фундамента платформы: а) складчатые структуры докембрия, имеющие преобладающее северо-западное простираие в саянской части сводового поднятия и северо-восточное простираие в Байкальской горной области, меняющееся на широтное и даже северо-западное в северной части Байкало-Патомского нагорья; б) древние разломы краевой зоны платформы северо-западного простираия в Саянском нагорье и северо-восточного простираия в Байкальской горной области.

2. Нижнепалеозойские структуры: а) складчатые структуры каледонской складчатой зоны Восточного Саяна; б) складчатые структуры нижнепалеозойского покрова внутреннего поля Иркутского амфитеатра.

Последние структуры довольно разнообразны. Основными из них считались две крупные краевые впадины — Присаянская и Прибайкальская и разделяющая их сложная Ангарская антеклизы (В. Г. Васильев, И. П. Карасев и др., 1958 г.), но новейшие данные не подтверждают существования последней. На фоне более крупных структур развиты локальные структурные формы, имеющие характер пологих куполов и мульд. Вдоль подножия Байкальского нагорья нижнепалеозойские породы охвачены линейной складчатостью, основы которой, вероятно, заложены каледонским тектогенезом, но в окончательном формировании структур принимали участие и более молодые движения, связанные с формированием Байкальского сводового поднятия.

В особую структурную форму должны быть выделены резкие линейные складки нижнепалеозойских пород, типа плакантиклиналей, обычно осложненные разрывами, которые образуют локальную зону в северо-восточной части Иркутского амфитеатра в бассейнах рек Непы и Нижней Тунгуски и проявляются изолированно в других частях амфитеатра, повсюду сохраняя выдержанное северо-восточное простираие (Жигаловская антиклиналь, Тубинская антиклиналь и др.). Возможно, что в формировании этих складок участвовали и более поздние движения, чем каледонские.

3. Среднепалеозойские структуры имеют наименьшее развитие в осадочном покрове Иркутского амфитеатра. В настоящее время к ним может быть отнесен сравнительно узкий прогиб, выполненный девонскими отложениями, проходящий вдоль подошвы Саянского нагорья от района ст. Тайшет до района г. Нижнеудинска. В структурном отношении указанный прогиб, еще очень плохо изученный, продолжает на юго-восток Рыбинскую впадину.

4. Верхнепалеозойские и раннемезозойские структуры представлены впадиной Тунгусского бассейна каменноугольно-пермского возраста и нарушениями, связанными с формированием в триасе Тунгусской структурно-вулканической зоны. Верхнепалеозойские породы Тунгусского бассейна при общем спокойном залегании иногда участвуют в общей поло-

гой складчатости осадочного покрова платформы и разрывных нарушениях небольшой амплитуды. Нарушения, связанные с внедрением и изливаниями основной магмы сибирских траппов, выразились в образовании разрывов осадочного покрова, использованных траппами в процессе поднятия.

5. Верхнемезозойские и мезо-кайнозойские структуры в своих проявлениях в значительной мере связаны с формированием охарактеризованных выше сводовых поднятий — Саянского и Байкальского. Вдоль подошвы Саянского нагорья была заложена в юре крупная впадина, охватывавшая Иркутско-Черемховский и Канский бассейны, позднее разобщенные поднятием Удино-Бирюсинского водораздела.

Во внутренних частях Иркутско-Черемховского бассейна юрские отложения залегают спокойно, лишь изредка участвуя в общей пологой складчатости пород осадочного покрова. На периферии же бассейна, в Присяянье и Прибайкалье, юрские отложения вовлечены в резкие дислокации, видимо, связанные с новейшими движениями в сводах, и нередко тектонически перекрыты более древними породами в надвиговых структурах (Ангарский надвиг).

Указанный выше Байкало-Монгольский пояс разломов и тектонических впадин, проходящий вдоль юго-восточной границы области, представляет собой современную сейсмическую зону высокой активности с 10-балльными землетрясениями.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

АРХЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ
И ВОСТОЧНОГО САЯНА

Архейские образования Восточной Сибири выходят на поверхность в пределах системы горных сооружений, располагающихся к югу и юго-востоку от обширной Ленско-Енисейской плоской возвышенности, большая часть которой сложена спокойно залегающими мощными толщами палеозойских осадочных пород. В Иркутской области архейские образования сплошной полосой (с некоторыми перерывами) обнажаются в Западном Прибайкалье (в районе, примыкающем к Малому морю: о-в Ольхон, с. Еланцы, нижнее течение рек Сармы, Анги и Бугульдейки), в Юго-Западном Прибайкалье (по побережью оз. Байкал, от пос. Большие Коты до ст. Байкал), в Южном Прибайкалье (в Слюдянском районе) и в пределах Восточного Саяна (рис. 10).

Большое значение для изучения сибирского архея до сих пор имеют работы И. Д. Черского.

С 1873 по 1886 г. И. Д. Черский исследовал архей в Китойском и Тункинском хребтах, в Еловском отроге Тункинских Альп, в Прибайкалье, по берегам оз. Байкал и в Забайкалье. В итоге своих работ И. Д. Черский отверг представления некоторых геологов о том, что кристаллические породы Прибайкалья являются метаморфическими аналогами сравнительно молодых, преимущественно девонских, осадочных пород, и отнес их к толщам лаврентьевского (архейского) возраста. Эту древнейшую сибирскую формацию И. Д. Черский разделил на два яруса или этажа: н и ж н и й э т а ж, состоящий из гнейсов, гранито-гнейсов и гранитов, связанных взаимными переходами, хлоритовых слюдяных и роговообманковых сланцев, кварцитов и порфиоров, переходящих в порфиroidы и хлоритовые сланцы; в е р х н и й э т а ж, сложенный перемежающимися пластами кристаллического известняка или доломита с полевошпатовыми породами, также связанными между собой постепенными переходами. Граница между породами нижнего и верхнего этажей нерезкая и отмечается появлением кварцитов и очковых гнейсов.

И. Д. Черский первый оценил мощность нижнего этажа архейских толщ в 21 000 м и верхнего — в 6600 м. Им введено понятие о «саянских» (северо-западных) и «байкальских» (северо-восточных) простираниях сибирских пород вообще и архейских в частности. Он указывал, что породы архейской формации изогнуты в складки (иногда опрокинутые), причем саянские простираня приурочены к юго-западному краю Байкала, в то время как в большей, северо-восточной части пре-

обладают байкальские простирания, и эти два направления разделены узкой полосой примерно широтных простираний и сдвигов.

И. Д. Черский (18866) указывал на бесконтурность вод, отлагавших лаврентьевскую толщу, и на их высокую температуру. С его точки зрения, лаврентьевская толща не подвергалась значительным послепермскими перемещениям и антиклинальные складки являются досилурийскими хребтами, а лежащие между ними синклинали — первичными долинами. Архейские граниты, по его мнению, не являются магматическими.

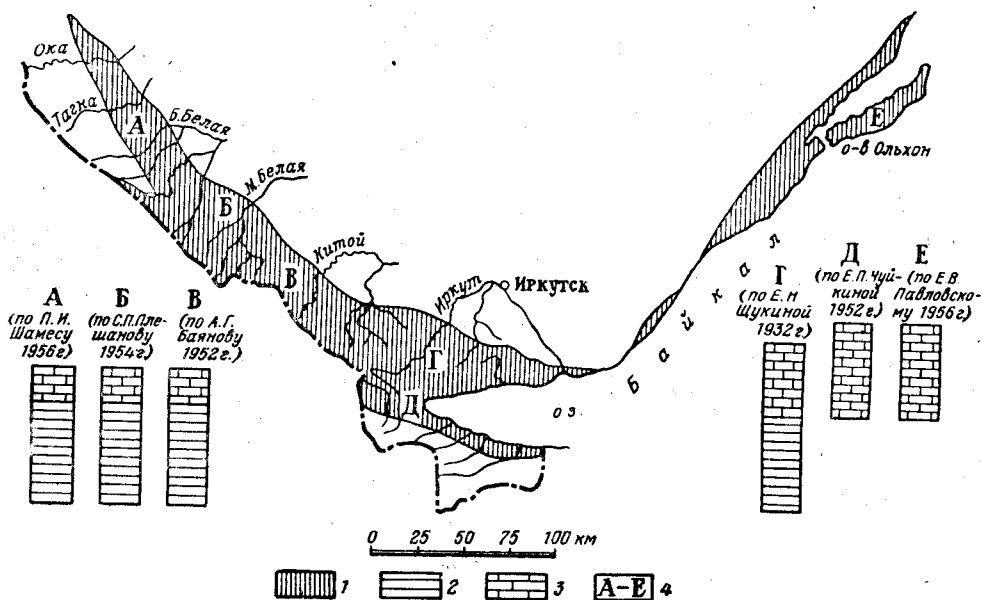


Рис. 10. Распространение архейских пород на территории Иркутской области

1 — площади распространения архейских пород; 2 — шарыжалгайская или ангарская серия; 3 — селдянская серия; 4 — стратиграфические колонки, составленные в произвольном масштабе

И. Д. Черский отрицал изверженное происхождение гранитов архея; изверженными он считал только молодые диабазы, досилурийские афаниты, порфиры и жильные породы мыса Толстого, между реками Селенгой и Китой.

Взгляды Черского по сибирскому архею долго оставались почти единственными. В первом томе «Геологии Сибири» (19356) В. А. Обручев отмечал, что «позднейшие исследования подтвердили, в общем, правильность такого деления архея Прибайкалья на две свиты разного состава и возраста, хотя в отношении детального изучения архейского комплекса за 50 истекших лет после работы Черского сделано еще очень мало».

После 1935 г. архейские породы Иркутской области изучались более интенсивно.

К настоящему времени недостаточная и крайне неравномерная изученность байкальского и восточноаянского архея в ряде случаев затрудняет точное установление возраста пород. В эту группу образований иногда включают, вероятно, глубоко метаморфизованные отло-

жения более молодого возраста, и, наоборот, часть диафторированных архейских образований местами отнесена к протерозою. Естественно, что трудности в вопросе отнесения тех или иных пород к архею вследствие повторного метаморфизма могут сильно осложнить стратиграфическое расчленение архейских парапород и сопоставление отдельных архейских разрезов.

Так, в Слюдянском районе в результате неоднократного картирования различных масштабов было установлено, что местный архей может быть разделен на две свиты: нижнюю, названную шарыжалгайской, * распространенную преимущественно в районе ст. Култук, к западу и югу от нее, и верхнюю — слюдянскую, развитую главным образом в районе ст. Слюдянка и к востоку от нее. Вблизи устья р. Утулика, между ключами Голландским и Курковочным, среди преимущественно развитых здесь пород слюдянской свиты, наблюдаются выходы своеобразных пород, названных в 1948 г. Ф. В. Кузнецовой «курковочным комплексом». Породы этого комплекса резко отличаются от пород слюдянской свиты, и считались эти образования аналогами шарыжалгайской свиты. По заключению Ф. В. Кузнецовой, породы курковочного комплекса, несомненно, относятся к слюдянской свите, но переработаны и диафторированы под влиянием интрузий протерозойских гранитов. Это установлено Кузнецовой по следующим признакам: а) простирания их совпадают с простиранями прилегающих горизонтов слюдянской свиты; б) при детальном стратиграфическом расчленении архейских парапород и при изучении их петрографического состава в курковочном комплексе были обнаружены породы некоторых горизонтов слюдянской свиты, причем установлено постепенное изменение породообразующих минералов; в) именно на площади распространения отложений курковочного комплекса обнаружены послеперархейские граниты, с внедрением которых связаны значительные изменения и преобразования архейских пород слюдянской свиты и возникновение специфических (диафторированных) образований курковочного комплекса.

История геологического развития отдельных участков территории Иркутской области — ее горных сооружений, где наблюдаются выходы архея, — была различной. Поэтому естественно ожидать, что архейские породы этой территории весьма разнообразны по своему составу, даже если бы он определялся только одним метаморфизмом. Они претерпели по крайней мере однократный метаморфизм в конце архея и затем могли быть переработаны в более позднее (послеархейское) время. Степень переработки архейского комплекса позднейшими тектоническими и вулканическими процессами была неодинакова для различных структур. В пределах Иркутской области можно выделить участки, где архейские породы не испытали совсем или почти совсем никакого наложенного послеперархейского метаморфизма. Обычно они очень невелики по площади; наибольшим из них является Слюдянский район. С другой стороны, наблюдаются участки, где архейские породы испытали не менее двух раз повторный регрессивный метаморфизм. Такие участки известны в отдельных местах Восточного Саяна и в Прибайкалье.

Д. С. Коржинский в своих работах (1945, 1947) детально описал закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири, причем эти закономерности выведены им для всей архейской

* Названия свит даны в 1931 г.; в дальнейшем тексте согласно номенклатуре, принятой в более новых работах, соответствующие отложения объединяются в серии.

толщи Восточной Сибири или для всего «алдано-слюдянского геологического комплекса» в целом.

Алдано-слюдянский комплекс представлен гранитами, мигматитами, гнейсами и кристаллическими сланцами, мраморами и кварцитами. Ему подчинены также небольшие габбро-диабазовые и ультраосновные интрузии, встречаемые во всех областях развития архея Восточной Сибири. Эти интрузии прорваны гранитами и пегматитами и метаморфизованы наравне с вмещающими их боковыми парапородами архея. Последовательность образования пород алдано-слюдянского комплекса по Коржинскому, следующая: а) отложение осадочных, частично, возможно, вулканогенных толщ; б) внедрение небольших габбро-диабазовых и ультраосновных интрузий; в) складчатость и глубинная инъекция гранитной магмы, сопровождаемая полной перекристаллизацией всех более древних пород.

Первичный метаморфизм пород алдано-слюдянского комплекса, по общему мнению, чрезвычайно глубок и однороден. Об однородности можно говорить только в том случае, если не выделять отдельно наложенных постмагматических явлений метасоматического характера, локально распространенных и связанных с внедрением в архейскую толщу архейских же пегматитов.

Среди архейских пород Восточной Сибири Д. С. Коржинский выделяет по минералогическим признакам ряд групп, из которых наиболее распространенными являются следующие: а) известковистые (или насыщенные кальцием), которые разделяются еще на подгруппы, в зависимости от степени насыщения их железом; б) кварцсодержащие породы (насыщенные кремнекислотой).

Стратиграфическая приуроченность тех или иных архейских минеральных ассоциаций дана им лишь в общем виде, и то главным образом для Алданского массива.

На основании изучения парагенезиса минералов в породах архейского алдано-слюдянского комплекса Д. С. Коржинский пришел к выводу о том, что они образовались при относительно высокой температуре и на большой глубине. «По сравнению с высокотемпературными породами других комплексов горных пород особенностью алдано-слюдянского комплекса является полная неустойчивость гроссуляра, волластонита, периклаза, что позволяет относить этот комплекс к фации особенно большой глубинности (безгроссуляровая фация). Другой важной особенностью является неустойчивость ассоциации железо-магнезиального граната с клинопироксеном или роговой обманкой, за исключением бескварцевых и железистых, бедных магнием пород (фаялитовые породы). С другой стороны, ассоциация гиперстена с полевыми шпатами весьма характерна для этого комплекса («фация гиперстеновых гнейсов») и позволяет отличать его от комплексов средней глубинности метаморфизма» (Коржинский, 1945).

Список первичных, сравнительно высокотемпературных минералов архейских пород Восточной Сибири невелик, из них главными породообразующими минералами являются лишь около двадцати. Такие минералы, как альбит, тремолит, актинолит, мусковит, хлорит, эпидот и другие, присутствуют в породах алдано-слюдянского комплекса, возможно, только в виде гистерогенных, средне- и низкотемпературных образований. Они часто замещают более высокотемпературные минералы и свидетельствуют о наложении нового, более молодого метаморфизма на первичные архейские метаморфические образования. Если возник-

новение гистерогенных минералов проявляется широко и носит более или менее региональный характер, то это свидетельствует о переработке архейских пород ниже- или верхнепротерозойскими или каледонскими гранитами. Менее широко в породах распространены гистерогенные минералы, связанные с диафторезом, который возникает вследствие рассеяния архейских толщ молодыми жильными породами.

Явления регионального повторного регрессивного метаморфизма архейских толщ Восточной Сибири уже давно были детально изучены Д. С. Коржинским (1939). Для Станового хребта им отмечено образование высокотемпературных гнейсов и сланцев вблизи массивов протерозойских гранитов из пород архейского комплекса вследствие их перекристаллизации и интенсивной мигматизации. Парагенезис в этих вновь возникших высокотемпературных породах существенно отличается от парагенетических закономерностей, что связано с различной глубиной. Одной из наиболее характерных особенностей новых высокотемпературных образований является отсутствие среди них гиперстеновых гнейсов. Здесь широко развиты роговообманковые гнейсы и сланцы, имеющие подчиненное значение в архейских толщах. Для них обычны также гранатовые амфиболиты и гранатово-роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы. Местами в шлифах высокотемпературных пород Д. С. Коржинский наблюдал непосредственное замещение гиперстена роговой обманкой с альмандином. В этих же условиях повторного регионального метаморфизма, но уже при средней температуре могут развиваться мусковитовые гнейсы, обычно приуроченные к зонам внедрения в архейскую толщу протерозойских мусковитовых пегматитов.

Особое внимание Д. С. Коржинский уделил исследованию гнейсоидов, или низкотемпературных образований, возникающих при диафторезе архейских пород. В процессе превращения высокотемпературных образований алдано-сландянского комплекса в гнейсоиды некоторые первичные минералы остаются без изменения, другие же распадаются и дают новообразования, представленные альбитом, мусковитом, серицитом, светлым чешуйчатым биотитом, эпидотом и др. Особенно интересны явления распада плагиоклазов. В гнейсоидах устойчив только чистый альбит, а анортитовая молекула плагиоклазов дает включения вторичных минералов в альбите. В результате получают ситовидные кристаллы альбита с равномерно распределенными в них включениями; такие кристаллы носят название «наполненных полевых шпатов». Характер включений в них закономерен и позволяет выяснить первичный состав не только плагиоклаза, но и всей архейской породы. Эти наблюдения Д. С. Коржинский сделал в Становом хребте. Однако подобные породы можно наблюдать и в пределах Иркутской области. Таковы, например, породы архея, развитые вблизи ст. Култук (Прибайкалье), ошибочно относимые многими геологами к наиболее древней толще архея (шарыжалгайской свите или шарыжалгайскому комплексу). Выше уже отмечены подобные явления в куркочном комплексе архея близ р. Утулика. В 1941 г. в Восточном Саяне, в верховьях р. Оки, породы, содержащие наполненные полевые шпаты и соответствующие гнейсоидам Д. С. Коржинского, были описаны В. Н. Лодочниковым под названием плерогнейсов. Он считал, что образование этих пород связано с постмагматическими процессами, которые характерны только для пород архейской группы. Сейчас доказано, что архейские породы сравнительно легко подвергаются диафторезу и что породы, близкие к гнейсоидам (или плерогнейсам), могут возникнуть не только под воздейст-

вием протерозойских или каледонских гранитов, * но и при воздействии на архейские образования и более молодых (предположительно палеозойских) магматических пород (Фролова и Клековкин, 1945). Архейские диафториты, связанные с различными по составу и возрасту магматическими проявлениями, на описываемой территории встречаются часто.

Д. С. Коржинский (1945) указывает, что явления, связанные с внедрением архейских гранитов и пегматитов, приводили к образованию в архейских высокотемпературных породах таких низкотемпературных минералов, как хлорит, серпентин, цеолиты и др. Но низкотемпературные образования, генетически связанные с архейскими гранитами и пегматитами, наблюдаются только в зонах контакта, имеют сравнительно малое распространение и обладают специфическими чертами, указывающими на глубинный характер их образования.

Можно сказать, что архейские породы Восточной Сибири вообще и Иркутской области, в частности, с одной стороны, отличаются выдержанностью и постоянством своего минералогического состава и литологических особенностей; с другой стороны, они здесь могут быть и весьма разнообразны, что обуславливается геологической историей того района или участка, где они встречаются, составом и особенно количеством магматических проявлений.

Несмотря на трудность стратиграфического расчленения и сопоставления архейских пород, на основании имеющихся в настоящее время геологических данных можно дать общий обзор архейского комплекса Иркутской области и сделать некоторые заключения по стратиграфии и тектонике архейских пород по архейскому магматизму и по полезным ископаемым, связанным с архейским комплексом.

В Слюдянском районе (южная оконечность оз. Байкал) разрез архейских парапород изучен наиболее детально, кроме того, именно здесь архейские образования подверглись наименьшей послепаратерrestrial переработке.

Большой интерес с точки зрения характеристики архейского комплекса Слюдянского района представляют работы Е. П. Чуйкиной, Ф. В. Кузнецовой и других авторов. Наиболее детально ими была изучена слюдянская свита, близкая по составу к верхней свите (этажу) И. Д. Черского.

Слюдянская свита, по описаниям этих исследователей, непосредственно залегает на нижнегнейсовой толще (очевидно, аналогичной нижнему этажу И. Д. Черского) и представлена чередованием биотитовых и биотитово-гранатовых гнейсов (последние часто обогащены силлиманитом и графитом либо обоими этими минералами одновременно; в некоторых слоях эти гнейсы инъецированы гранитным веществом, местами содержат гиперстен или энстатит), диопсидово-роговообманковых, диопсидово-роговообманково-гиперстенных, биотитово-роговообманковых и биотитово-диопсидово-роговообманковых плаггиоклазовых сланцев (среди которых резко преобладают диопсидово-роговообманковые) и мраморов, чистых или содержащих линзы и прослои кварцитов или кварцево-диопсидовых пород. При детальном картировании слюдянская свита была расчленена на 24 стратиграфических горизонта, а последние объединены в три согласно залегающие подсвиты или толщи — нижнюю, среднюю и верхнюю.

* Предположение В. Н. Лодочникова об исключительно архейском происхождении плерогнейсов не подтвердилось и для Восточного Саяна (Лурье и Обручев, 1950).

Нижняя толща слюдянской свиты имеет общую мощность в 1800 м и объединяет 11 горизонтов. Мраморы здесь слагают примерно 40% всего разреза, причем они образуют прослой среди гнейсов и пироксено-амфиболово-плагноклазовых сланцев мощностью от нескольких метров до 230 м. Часто отдельные прослои и горизонты мраморов содержат кварциты и тонкие прослои диопсидово-амфиболово-плагноклазовых сланцев. Местами же, особенно в мощных пачках мраморов, они не содержат ни линз, ни прослоев силикатных пород. Бiotитово-гранатовые гнейсы (с силлиманитом и графитом или без них) слагают около 45% нижней толщи, а диопсидово-роговообманковые сланцы и их разновидности — около 15%.

Средняя толща слюдянской свиты характеризуется увеличением в ее составе основных (преимущественно диопсидово-роговообманковых) парасланцев, которые составляют около 30% от общей мощности толщи. Здесь эти породы чередуются с биотитово-гранатовыми гнейсами, мраморами или с кварцево-диопсидовыми породами. Мраморы здесь составляют примерно около 20% от мощности толщи и слагают только один горизонт мощностью около 125 м, внутри которого находятся прослой биотито-диопсидово-роговообманково-плагноклазовых сланцев. Мощность средней толщи определена в 500 м; внутри нее было выделено пять горизонтов.

Верхняя толща слюдянской свиты, расчлененная на восемь горизонтов, характеризуется значительным содержанием мраморов (примерно до 60% от мощности всей толщи). Здесь они слагают горизонты мощностью 30—50 м, чередующиеся с биотитовыми и биотитово-гранатовыми гнейсами и основными парасланцами, и только в нижних частях толщи содержат прослой и линзы кварцитов. На долю сланцев в верхней толще приходится около 20% общей мощности толщи. Видимая мощность верхней толщи слюдянской свиты составляет примерно 400 м.

Таким образом, видимая мощность слюдянской свиты определяется в 2700 м.

В 1950 г. Е. П. Чуйкина и Ф. В. Кузнецова после обследования значительной большей площади разрез толщи архея дали в следующем виде (снизу):

Шарыжалгайская свита мигматитов, биотитовых и пироксеновых гнейсов и сланцев, слюдяных и актинолитовых сланцев относится к самым низам разреза архея Южного Прибайкалья на том основании, что здесь повсеместно видна обильная мигматизация пород и именно в этой свите наблюдаются наиболее крупные выходы гранитных интрузий.

Слюдянская свита представлена чередованием мраморов, биотитовых и биотитово-гранатовых гнейсов и пироксено-амфиболовых сланцев. Однако ее разрез приводится авторами в стратиграфически обратном порядке по сравнению с описанием 1949 г. Наиболее обогащенная мраморами «верхняя» толща, очевидно, должна непосредственно залегать на породах шарыжалгайской свиты. Контакт шарыжалгайской и слюдянской свит несогласный, тектонический.

Харогольская свита, непосредственно и согласно залегающая на слюдянской свите, в нижних частях сложена мощной толщей диопсидово-роговообманковых, двупироксеновых и роговообманковых сланцев, местами переходящих в пироксеново-актинолитовые гнейсы. Выше в составе харогольской свиты появляются кальцифиры, пахучие известняки и биотитово-гранатовые гнейсы.

Безыменская свита сложена биотитово-гранатовыми и биотитовыми гнейсами и содержит подчиненное количество мраморов и пироксеновых гнейсов. На породы этой свиты налегают образования хамардабанской свиты, относимой уже к протерозою.

В 1951 г. Ф. В. Кузнецова пришла к заключению, что шарыжалгайская свита является стратиграфическим эквивалентом харагольской и безыменской свит.

Б. М. Роненсон (1954 г.), производивший детальные исследования слюдянских месторождений флогопита, считает, что слюдянская свита является нижним членом стратиграфического разреза этого района и его основная архейская структура представляет собой антиклинорий с осью широтного простирания. Наблюдения Ю. З. Елизарьева на месторождении «Перевал» по Тункинскому тракту (Елизарьев и Голдырев, 1958) подтвердили мнение И. Д. Черского, Н. В. Фроловой и других исследователей о том, что слюдянская свита является верхней частью разреза и структура, таким образом, представляет собой синклиний, а не антиклинорий. Нижнюю часть разреза, по их представлениям, слагают породы, впервые изученные в истоках р. Ангары и от ст. Байкал до ст. Култук (Кругобайкальской ж. д.), где обнажены породы не только шарыжалгайской, но и других свит (слюдянской и главным образом харагольской и безыменской). Изложение противоречивых взглядов показывает, насколько трудно решение вопросов, связанных со стратиграфией этих толщ.

В Юго-Западном Прибайкалье детальное картирование, сопровождаемое стратиграфическим расчленением парапород архея, не производилось, но по работам В. П. Маслова и М. М. Лаврова (1933) и Д. С. Коржинского (1937б, 1945) здесь достаточно отчетливо можно выделить две свиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя свита сложена биотитовыми, гиперстеновыми, роговообманковыми и гранатовыми гнейсами, значительно инъецированными и мигматизированными. Среди гнейсов часто наблюдаются прослойки пироксеновых амфиболитов различной мощности, которые имеют осадочное происхождение и часто содержат прослойки маломощных мраморов (Коржинский, 1937б). Эти параамфиболиты можно параллелизовать с пироксеновыми и пироксено-амфиболово-плагиоклазовыми сланцами, выделяемыми в различных свитах и толщах Слюдянского района. Д. С. Коржинский отмечал здесь наличие и ультраосновных метаморфических пород (оливиновых, гиперстено-авгитовых, роговообманковых), слагающих согласные пластовые тела (несколько метров мощности) и имеющих, вероятно, первично магматическое происхождение. Такие же ортопороды отмечались и в Слюдянском районе.

Верхняя свита этого района сложена аналогичными гнейсами и пироксеновыми сланцами, но в верхней части разреза они часто чередуются с более или менее мощными горизонтами мраморов, кальцифиров и кварцитов, иногда чистых, но чаще всего обогащенных диопсидом, иногда кордиеритом и полевыми шпатами.

При сопоставлении геологических карт этих двух смежных районов видно, что обе свиты архея Юго-Западного Прибайкалья находят свое продолжение в шарыжалгайской свите у южной оконечности оз. Байкал. Шарыжалгайскую свиту, по-видимому, нужно рассматривать как комплекс пород харагольской, безыменской и, в меньшей степени, слюдянской свит, переработанных послеперархейскими геологическими процессами; нижнюю же гнейсовую свиту Юго-Западного Прибайкалья можно

сопоставить с харагольской и безыменской свитами Южного Прибайкалья,* а верхняя свита, сложенная гнейсами, сланцами, мраморами и кварцитами, сопоставляется со слюдянской свитой, вероятно, главным образом с ее нижней толщей. Мощности нижней и верхней свит Юго-Западного Прибайкалья пока не установлены.

Район Западного Прибайкалья, где архейские породы сравнительно широко распространены вдоль прибрежной полосы, охарактеризован в ряде работ Е. В. Павловского и А. И. Цветкова (1936, 1938в, 1939в, 1948а). Архейские парапороды расчленяются здесь на три части.

Самыми древними являются разнообразные кварцитовые сланцы, белые и розоватые. В верхних частях этой толщи появляются пачки слюдяно-гранатовых сланцев. Общая мощность этой толщи, по мнению Е. В. Павловского и А. И. Цветкова, несколько сотен метров.

Средняя часть архея Западного Прибайкалья представлена частым чередованием амфиболовых, хлоритово-эпидотовых, биотитово-рогово-обманковых, роговообманково-эпидотовых, роговообманково-мусковитовых и других сланцев с кристаллическими известняками. Мощность отдельных пластов составляет десятки метров, а общая мощность средней части разреза архея приблизительно несколько сотен метров.

Верхняя часть разреза сложена кристаллическими известняками с форстеритом, тремолитом, диопсидом. Кристаллическим известнякам подчинены горизонты светлых кварцитовых сланцев. Мощность верхней толщи 1000—2000 м. Таким образом, общая мощность разреза парапород архея Западного Прибайкалья оценивается Павловским и Цветковым в несколько километров.

Породы всех толщ архея этого района несут следы интенсивного механического воздействия, проявляющиеся в их сланцеватости (в том числе во многих разновидностях известняков), в волнистом угасании и изгибах зерен минералов, сопровождаемых нередко микроразрывами отдельных индивидуумов, и, наконец, в частичном раздроблении породы. Все эти явления, распространенные здесь очень широко, мало характерны для большинства архейских пород описанных выше районов. Тип метаморфизма архейских толщ Западного Прибайкалья также несколько иной. Можно с уверенностью говорить о том, что в данном случае существенное значение имел послеперархейский контактовый метаморфизм, наложенный на явления первичного архейского глубинного регионального метаморфизма. Это доказывается как минералогическим составом пород, так и их изменением около контактов и на контактах с протерозойскими породами, рвушими все эти толщи. Очевидно, явления послеперархейской переработки и диафтореза получили здесь значительно большее развитие, чем это наблюдалось в ранее описанных районах, особенно на южной оконечности оз. Байкал в Слюдянском районе.

Допуская, что мощности всех членов разреза архея Западного Прибайкалья Е. В. Павловским и А. И. Цветковым были несколько завышены, и учитывая наложенную послеперархейскую переработку парапород архея, можно полагать, что все три толщи архея Западного Прибайкалья можно сравнивать со слюдянской свитой, т. е. что здесь это самые верхние части прибайкальского архея. Выделенные в этом районе толщи архея, очевидно, могут быть сопоставлены с тремя толщами слюдянской свиты.

* Разделить эти свиты в пределах Юго-Западного Прибайкалья, так же как и в остальных районах Иркутской области, пока не представляется возможным.

Такое предположение подкрепляется еще и тем, что на о-ве Ольхон (по сообщению Павловского и Ескина) выходят не только эти три толщи, характерные для Западного Прибайкалья. В нижних частях разреза архея о-ва Ольхон появляются мощные биотитовые и биотитогранатовые гнейсы с прослоями пироксеновых и амфиболовых сланцев, которые соответствуют, по-видимому, нижней гнейсовой свите Юго-Западного Прибайкалья и харагольской и безыменской свитам Южного Прибайкалья. Не останавливаемся здесь на четырехчленном делении архейских парапорд, предложенном А. С. Кульчицким (1957) для архея Западного Прибайкалья, так как после работ Е. В. Павловского и А. С. Ескина на Ольхоне, где архейская толща подразделяется на одиннадцать стратиграфических горизонтов, по всей прибрежной полосе Западного Прибайкалья (наблюдения И. В. Шергина в 1955—1956 гг.) можно проследить почти все эти горизонты архейских пород (рис. 11, 12).

Перейдем к описанию архейских парапорд Восточного Саяна и к сопоставлению их с архейским разрезом побережья оз. Байкал в пределах Иркутской области. М. Л. Лурье и С. В. Обручев (1950) условно подразделяют архейские парапорды Восточного Саяна на три отдела— нижний, средний и верхний.

Для нижнего отдела характерно преобладание гнейсов (пироксеновых, биотитово-роговообманковых, биотитово-гранатовых, биотитовых, силлиманитовых, кордиеритовых и др.), а для всей толщи нижнего отдела архея Восточного Саяна свойственно обилие амфиболитов; кроме того, встречаются редкие и тонкие прослой мраморов и кварцитов.

Средний отдел слагается разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами, мраморами и доломитами. В нижних частях разреза преобладают биотитовые гнейсы, среди которых очень редки прослой карбонатных пород. Для верхней части средней толщи характерно обилие амфиболо-пироксеново-карбонатных кристаллических сланцев, прослоев и линз мраморов и доломитов. «В верхней части этой толщи, на границе между гнейсами и вышележащим горизонтом мраморов (до 1000 м), в Тункинских белках нами найден горизонт конгломератов мощностью до 300—400 м, состоящих из гальки биотитовых гнейсов, сцементированных таким же биотитовым гнейсом. В верхней части горизонта конгломератов появляются гальки мраморов, иногда достигающие 50 см в диаметре. Там же, в Тункинских белках, в составе среднего архея обнаружена толща мраморов и доломитов мощностью до 4000 м с очень небольшими и редкими прослоями кристаллических сланцев и гнейсов. Характерно обилие доломитов» (Лурье и Обручев, 1950).

Верхний отдел архея представлен преимущественно мелкозернистыми гнейсами, кристаллическими сланцами, иногда содержащими прослой мраморов.

В прибрежной полосе оз. Байкал, от ст. Култук до ст. Байкал, между ст. Култук и пос. Тибельты и в бассейне р. Иркуты (Зыркузунское ущелье) разрез архейских парапорд, по Е. Н. Щукиной, следующий (снизу):

Ш а р ы ж а л г а й с к а я с в и т а, сложенная биотитовыми, биотитово-гранатовыми, биотитово-роговообманковыми, пироксеновыми, слюдитыми и актинолитовыми сланцами и гнейсами с редкими маломощными прослоями пироксеновых известняков (кальцифиров), пара- и ортоамфиболитами и мигматитами.

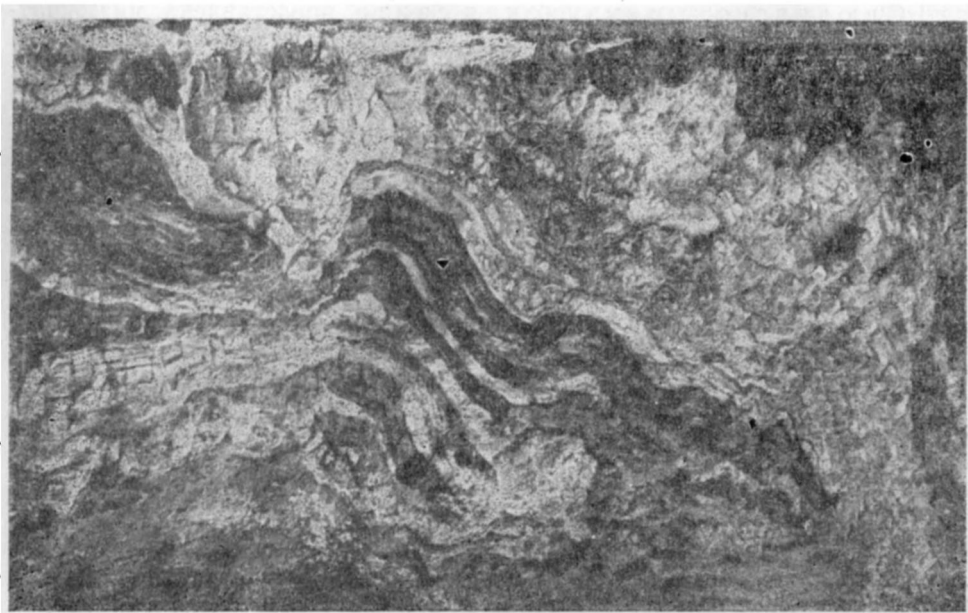


Рис. 11. Структура архейских пород Приольхонья.
Фото А. С. Ескина

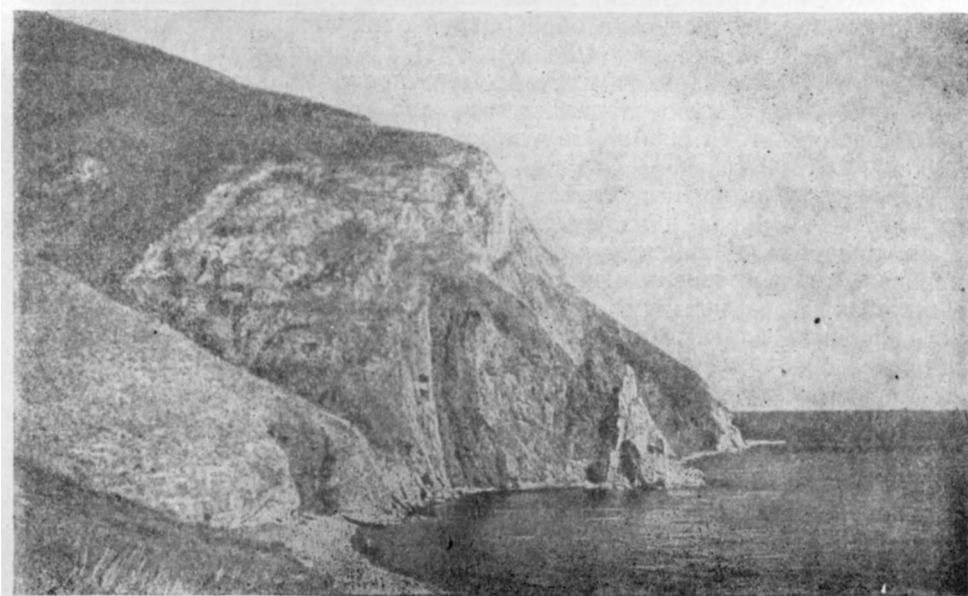


Рис. 12. Антиклинальная структура в архейских породах Приольхонья.
Фото А. С. Ескина

Слюдяноско-зыркузунская свита представлена многократным чередованием графитосодержащих карбонатных пород (мраморы, кристаллические известняки, кальцифиры) с пироксеново-амфиболовыми, биотитово-гранатовыми, биотитовыми гнейсами, амфиболитами; часто встречаются мигматиты, милонитизированные породы и катаклазиты. Мощность свиты 1100 м. По мнению Е. Н. Шукиной и Н. Н. Падурова, породы слюдяноско-зыркузунской свиты являются аналогами кристаллической толщи архея района Слюдянки.

В бассейне рек Китоя, Ирети и Малой Белой Ю. К. Дзинкас, А. Г. Баянов и Б. Н. Швецов в 1951 г. выделили два отдела архея. Нижний отдел сложен графитосодержащими мраморами, силлиманитовыми сланцами, гранатовыми и биотитово-роговообманковыми гнейсами мощностью 1300 м. Верхний отдел представлен гранатовыми, пироксеновыми, биотитово-амфиболовыми, силлиманитово-двуслюдянными, альбитовыми гнейсами, амфиболитами, амфиболовыми сланцами, редкими пропластками кварцитов и кристаллических известняков мощностью 4500 м.

Сопоставление разрезов архея бассейнов рек Китоя, Ирети и Малой Белой и юго-западного побережья оз. Байкал было сделано С. П. Плешановым, по данным которого основание архейского комплекса (нижний архей) здесь слагают породы, отнесенные некоторыми исследователями (Ю. К. Дзинкас) к верхнему отделу, а с его точки зрения, они являются аналогами шарыжалгайского комплекса. Выше лежащие породы (верхний архей, по С. П. Плешанову, или «древние» образования, по Ю. К. Дзинкас) С. П. Плешанов сравнивает со слюдяноско-зыркузунской свитой Е. Н. Шукиной.

В бассейнах рек Онота, Урика, Большой Ермы и Большой Белой широкое развитие архейских образований отмечается И. А. Кобеляцким (1942 г.), И. К. Минеевым (1946 г.), В. Н. Павлиновым (1951 г.) и др. По мнению П. И. Шамеса и В. А. Богочкова (1956 г.), толща архея этого района отчетливо разделяется на два комплекса (снизу): ёрминский мощностью до 6000 м и хулгарэ-жалгинский мощностью 4000—5000 м.

Ёрминский комплекс (гнейсово-сланцевая свита, по И. А. Кобеляцкому и А. Г. Баянову), залегающий в основании нормального разреза архея, представлен биотитово-гранатовыми, биотитовыми, амфиболово-биотитовыми, гранатово-амфиболовыми гнейсами, плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, причем последние в нижних частях разреза слагают выдержанные по простиранию горизонты мощностью до 6000 м. Следует заметить, что И. А. Кобеляцким в верховьях рек Урика и Онота в этой же толще наблюдались прослои кристаллических известняков и кварцитов. Здесь же было установлено несогласное залегание протерозойских карбонатных пород на древних архейских образованиях.

Хулгарэ-жалгинский комплекс (карбонатно-сланцевая свита, по А. Г. Баянову), помимо гранатовых, биотитовых, биотитово-амфиболовых гнейсов и плагиогнейсов, содержит мощные пласты графитовых мраморов, тогда как амфиболиты здесь встречаются спорадически и не образуют крупных пластовых тел. Из сравнительно редко встречающихся архейских образований этого верхнего комплекса А. Г. Баяновым были установлены гиперстеновые, дупироксеновые и гранатово-амфиболовые гнейсы, кварцево-кордиеритовые кристаллические сланцы и диопсидово-скаполитовые породы мощностью 4000—5000 м.

К северо-западу от описанного района, в долине р. Оки и ее левых притоков (А. Я. Колтун, 1951—1952 гг.), архей может быть расчленен на три отдела. Нижний отдел (гнейсово-сланцевая свита) характеризуется присутствием биотитовых, амфиболовых, пироксеново-биотитовых, гранатово-силлиманитовых, гранатово-слюдяных гнейсов и плагиогнейсов, кварцево-гиперстеновых кристаллических сланцев и амфиболитов, образующих отдельные прослои. Средний отдел архея (карбонатно-гнейсовая свита) представлен амфиболовыми, биотитовыми, гранатовыми гнейсами и гранито-гнейсами с многочисленными прослоями кварцитов, графитосодержащих мраморов и кристаллических известняков. Наиболее полный разрез среднего отдела, как отмечает А. Я. Колтун, вскрыт долинами рек Урда-Оки и Большой Белой.

Породы верхнего отдела архея (комплекс инъекционных гнейсов и сланцев), выделенного А. Я. Колтуном в долине р. Большой Белой, по исследованиям С. П. Плешанова, нужно рассматривать как сильно мигматизированные разновидности гнейсов и кристаллических сланцев нижнего отдела (гнейсово-сланцевой свиты). По-видимому, такая поправка С. П. Плешанова вполне справедлива, так как петрографическая характеристика верхнего и нижнего отделов по стратиграфической схеме А. Я. Колтуна практически отличается лишь наличием повышенного количества мигматитов в верхнем отделе. К тому же А. Я. Колтун нигде не наблюдал стратиграфических контактов между средним и верхним отделами архея, которые он выделил.

Архей верховьев рек Уды и Ии изучался В. Г. Котельниковым (1933), В. Г. Дитмаром (1939 г.), Е. С. Бобиным, К. К. Хазановичем (1940 г.) и др. По исследованиям А. Л. Додина и Г. И. Кириченко в 1951 г., в бассейнах рек Уды и Ии мощная толща архейских образований представлена биотитовыми, гранатовыми, пироксеново-биотитовыми, роговообманковыми, двуслюдяными гнейсами и амфиболитами, причем в этой толще часто встречаются мощные (до 1000 м в бассейне р. Ии) пласты графитосодержащих мраморов и кальцифиров. Отнесение А. Л. Додиним графитосодержащих мраморов с пачками биотитовых и биотитово-гранатовых гнейсов и кварцитов к кембрию вызывает большое сомнение, тем более что и сам исследователь признает большое сходство этих пород с архейскими мраморами.

В 1939 г. В. Г. Дитмаром по левым притокам р. Уды (реки Шито, Медек, Огнит) были установлены архейские биотитовые и гранатово-двуслюдяные гнейсы и кварцево-скаполитовые кристаллические сланцы, чередующиеся с кварцитами.

Метаморфические толщи, залегающие далее к северо-западу в пределах Восточного Саяна, в Бирюсинском слюдоносном районе, большинство геологов сейчас относит к протерозою. Таким образом, многие исследователи Восточного Саяна придерживаются двучленного деления архейских парапород. Внутриформационные конгломераты, встречающиеся в верхней части разреза средней архейской толщи, в действительности являются протерозойскими (Лурье, Обручев); по ним хорошо отбивается граница между археем и протерозоем.

Метаморфизм, превративший цемент конгломератов в биотитовые гнейсы, связывается с протерозойскими или каледонскими интрузиями. Кристаллические известняки, залегающие выше конгломератов, часто содержащие углистые примеси, почти совершенно не изменены, что нехарактерно для архейских мраморов Иркутской области. Метаморфизм пород верхней части саянского архея, описанный М. Л. Лурье и

С. В. Обручевым (мелкозернистые гнейсы и сланцы), как показали наблюдения ряда геологов (Ноздрин, Иванова, Мешкова и др.), неравномерен, слабо проявляется вдали от гранитных интрузий, имеющих протерозойский, а местами каледонский возраст; иногда в этих породах видны реликты псаммитовых структур, что также нехарактерно для архейских образований Восточной Сибири. Таким образом, архейские парапоры Иркутской области (побережья оз. Байкал и Восточный Саян) отчетливо расчленяются на две толщи — нижнюю и верхнюю.

Нижняя толща, известная в геологической литературе под названием шарыжалгайской (которую Н. В. Фролова и Ю. З. Елизарьев предлагают назвать ангарской серией, так как она впервые была изучена вблизи истоков р. Ангары), сложена преимущественно различными гнейсами и сланцами. Эта свита распространена в пределах Иркутской области довольно широко; к ней можно отнести значительную часть шарыжалгайского комплекса, харагольскую и безыменскую свиты южной части оз. Байкал, нижнюю толщу гнейсов о-ва Ольхон, нижнюю гнейсовую свиту Юго-Западного Прибайкалья, нижний отдел архея Восточного Саяна (Лурье и Обручев), верхний отдел архея (по Ю. К. Дзинкас) в бассейнах рек Китоя, Ирети и Малой Белой; ёрминский комплекс в бассейнах рек Онота, Урика, Большой Ермы и Большой Белой; нижний отдел архея или гнейсово-сланцевую свиту в долине р. Оки и нижнюю часть разреза архейских образований в верховьях рек Уды и Ии. Мощность описываемой свиты архейских парапород Иркутской области оценивается от 1000 до 15 000 м. Подстилающие шарыжалгайскую свиту образования в пределах описываемой территории нигде еще встречены не были, и полная ее мощность еще не определена. Но цифра 15 000 м все же кажется завышенной; по-видимому, мощность шарыжалгайской свиты вряд ли превышает 5000—6000 м. Что касается возраста ее пород, то хотя здесь и неизвестны более древние породы, все же нет оснований считать, что эта свита представляет самый нижний отдел архея Восточной Сибири.

Сопоставление архейских разрезов Прибайкалья и Восточного Саяна с разрезами архея Олекмо-Витимской горной страны и Алданского массива скорее заставляет считать, что здесь обнажены средние части стратиграфического разреза всего архея Восточной Сибири (Фролова, 1958*).

Верхняя толща архея характеризуется тем, что в ней мраморы (кристаллические известняки) чередуются с различными гнейсами, кристаллическими сланцами преимущественно основного состава и кварцитами. Сюда можно отнести слюдянскую свиту южной оконечности оз. Байкал, верхнюю свиту архея Юго-Западного Прибайкалья, все толщи архея Западного Прибайкалья и мраморы архея бухты Ая, средний архей (Лурье, Обручев) Восточного Саяна до конгломератов, слюдянско-зыркузунскую свиту бассейна р. Иркуты, «древние архейские образования», выделенные Ю. К. Дзинкас в бассейнах рек Китоя, Ирети и Малой Белой, хулгарэ-жалгинский комплекс бассейнов рек Урика, Онота, Большой Ермы и Большой Белой, карбонатно-гнейсовую свиту долины р. Оки и карбонатные породы среднего течения р. Барбитая.

* Так как в геологической литературе для нижней части архейского разреза принят термин «шарыжалгайская свита (комплекс)», на геологической карте сохранено это название, а верхняя часть разреза называется «слюдянский комплекс». —
Прим. ред.

По мнению ряда исследователей, эту толщу существенно карбонатных пород лучше всего именовать слюдянской серией, так как именно в Слюдянском районе она широко распространена и хорошо изучена. Видимая мощность слюдянской серии разными исследователями определяется различно (1000—6000 м), но она, вероятно, может быть оценена примерно в 3000—3500 м. По сопоставлению слюдянской серии с разрезом алданского архея и по ее стратиграфическому положению можно предположить, что она относится к верхнему архею Восточной Сибири.

Шарыжалгайская и слюдянская серии прослежены по всей описываемой территории и представлены однообразными и выдержанными толщами пород с хорошо заметными сравнительно узкими синклинальными архейскими структурами, внутри которых развиты отложения слюдянской серии. Детали архейских структур выясняются только при тщательном картировании сравнительно крупных масштабов, с соответствующим стратиграфическим расчленением архейских парапород. Простирация шарниров синклинальных структур архея, так же как и преобладающее простирание архейских пород Иркутской области, непостоянны. Для южного побережья Байкала и для восточных частей Восточного Саяна характерно почти правильное широтное простирание. В Западном Прибайкалье распространены «байкальские», или северо-восточные простирания, в то время как в большей части Восточного Саяна наблюдаются «саянские», или северо-западные простирания. Архейские складки характеризуются тем, что здесь выделяются структурные элементы различных порядков, от промадных синклинорий и антиклинорий вплоть до плейчатости. Осевые плоскости складок обычно наклонены, что и обуславливает опрокинутый или лежащий характер их.

Исследователи архейских образований Иркутской области и Восточной Сибири сходятся в мнении о том, что геологическая история архея этой территории началась с накопления осадков. Имеются разногласия по вопросу о том, за счет разрушения каких пород шло образование архейского осадочного материала (Фролова, 1950, 1951), был ли он чисто осадочным или смешивался с вулканогенным материалом и на каком субстрате отлагались эти первичные архейские осадочные породы.

Позднее произошло внедрение в архейскую осадочную толщу гипабиссальных основных и ультраосновных интрузивов, образующих среди архейских парапород линзы и пластовые залежи различной мощности и протяженности. Интрузивные тела сминались в складки вместе с осадочными (возможно, частично вулканогенными) породами и были метаморфизованы одновременно с ними. Степень метаморфизма ортопород такая же, как и у вмещающих их парапород; ортопороды превращены в амфиболиты и ультраосновные кристаллические сланцы. В ортопородах основного типа иногда наблюдается бластоофитовая структура, доказывающая магматическую природу этих образований.

После внедрения основных и ультраосновных интрузивов произошло архейское складкообразование, одновременно с которым внедрились различные гранитные тела и была метаморфизована вся архейская толща.

Вопросы образования гранитоидов архея и количество фаз кислого магмопроявления здесь не могут еще считаться разрешенными. На этот счет существует несколько весьма различных мнений.

М. Л. Лурье и С. В. Обручев (1950), кроме интрузий основного состава, среди ортопород архея Восточного Саяна выделяют ортогнейсы,

равномернозернистые и содержащие небольшие порфиридные выделения розового полевого шпата, и собственно граниты. В 1939 г. А. И. Сулоев для Слюдянского района выделил три фазы внедрения кислых архейских магматических пород: 1) интрузию аляскитовых и биотитовых микроклиновых гранитов; 2) инъекцию гранит-пегматитов и гибридных пород щелочно-сиенитово-габброидной фации и 3) инъекцию жильной фации — пегматитов, связанных с гранитами, и жильных сиенитов, пегматитов и лампрофиров. По Д. С. Коржинскому (1947), точка зрения Сулоева, которую поддерживают также П. В. Калинин (1939 г.) и Б. М. Роненсон, совершенно неверна.

Коржинский считает (1947), что пироксеновые сиениты, монцититы и лампрофиры, выделяемые А. И. Сулоевым и П. В. Калининым в отдельную магматическую фазу, представляют собой измененные основные и ультраосновные магматические тела. «Характерной чертой гранитной интрузии является то, что связанные с ней в небольшом количестве более основные производные — гранодиориты, сиениты, кварцевые диориты — всегда возникают в явной связи с ассимиляцией или мигматизацией боковых пород и никогда не имеют характера дифференциатов». Н. В. Фролова (1953) считает, что среди гранитных пород восточно-сибирского архея можно выделить два типа: 1) ультраметаморфические граниты, преимущественно аляскитового, реже гранодиоритового типа, образующие сравнительно крупные согласные тела и сопровождающиеся полями мигматизации вмещающих пород; 2) магматические гранит-пегматиты палингенного характера, дающие либо согласные, либо секущие тела.

Вопросы о происхождении архейских гранитов и фазах их образования не могут считаться решенными, но, несмотря на ряд расхождений, все исследователи так или иначе связывают вопрос метаморфизма архейских толщ с образованием гранитов.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА

В пределах Восточного Саяна протерозойские отложения широко распространены, они слагают крупный грабен, протягивающийся от р. Ии до р. Урика, Главный Саянский антиклинорий в бассейнах верхних течений рек Уды и Казыра, а также большие поля в бассейнах рек Большой Бирюсы, Онота и в других местах.

Впервые сводная схема стратиграфии протерозоя Восточного Саяна была предложена С. В. Обручевым (1942). Изучением протерозоя занимался большой круг исследователей (Е. С. Бобин, Н. А. Флоренсов, И. А. Кобеляцкий и М. М. Одинцов, С. В. Обручев и М. Л. Лурье, А. Л. Додин, Г. И. Кириченко, Д. В. Титов, О. П. Алексеева, С. П. Плешанов, А. Г. Баянов, П. В. Дубин, А. Н. Рассказчиков, В. П. Руднев и др.). Большинство стратиграфических построений указанных авторов имеет узко локальный характер и не может быть основой для региональных построений. Единичные сводные работы (Обручев и Лурье, 1950; Кобеляцкий и Одинцов, 1947б) значительно устарели.

Дискуссионным пока является также и вопрос о делении протерозоя на подгруппы. С. В. Обручев и другие исследователи неодно-

кратно высказывали мысль о трехчленном делении протерозоя. С некоторой долей условности эта точка зрения может быть принята и в настоящее время.

В основу трехчленного деления положены следующие данные:

1. Выделяемые в разрезе протерозоя Восточного Саяна три толщи отличаются литологическим составом: нижняя — преимущественно гнейсово-карбонатная, средняя — песчаниково-эффузивная, верхняя — песчано-глинистая.

2. Степень метаморфизма указанных толщ различна. Нижняя толща, перекристаллизованная в гнейсы и кристаллические сланцы, содержит типичные минералы средней зоны метаморфизма: гранат, биотит, дистен, ставролит, амфиболы. В средней части разреза метаморфизм пород доходит до стадии филлитовых сланцев и зеленокаменной фации эффузивных пород, и лишь в зонах контактового метаморфизма приобретает облик, характерный для пород средней зоны метаморфизма. Наконец, в верхней толще протерозоя влияние регионального метаморфизма едва заметно; почти все породы сохраняют первичный состав и структуру, метаморфические новообразования в основном ограничиваются хлоритом и серицитом.

3. Каждой из выделенных толщ соответствует определенный интрузивный комплекс. Так, верхняя толща протерозоя прорывается лишь каледонскими диабазами и Огнитской интрузией щелочных гранитоидов девонского возраста. Средняя толща, кроме того, прорывается гранитными интрузиями саянского и бирюсинского комплексов. Наконец, для нижней части разреза характерен онотский интрузивный комплекс, породы которого нигде не прорывают отложения верхней и средней части разреза.

4. Разделение протерозоя на три подгруппы подтверждается наличием перерывов в осадконакоплении, фиксируемых по выпадению отдельных подгрупп из разреза. Так, И. М. Русановым на водоразделе рек Урика и Черной отмечено налегание амфиболово-сланцевой свиты, относимой к среднему протерозою, на архейские образования с резким угловым несогласием, в бассейне р. Иркута, по пади Безымянной, А. А. Малышевым наблюдалось налегание пород олхинской свиты, относимой к верхнему протерозою, на отложения архея также с резким угловым несогласием. Для бассейна р. Онота несогласное залегание нижнего протерозоя на архейских породах отмечалось С. П. Плешановым. Таким образом, на архейских образованиях трансгрессивно залегают все три подгруппы протерозоя, что свидетельствует о наличии значительных перерывов между ними.

Основное затруднение при сопоставлении разрезов Восточного Саяна заключается в том, что отдельные части этого региона в протерозое имели различное геологическое развитие, что, естественно, отразилось на характере структур и фациальном облике образовавшихся в это время пород. В 1958 г. Д. В. Титов, В. Д. Мац и П. И. Шамес в пределах Восточного Саяна выделили четыре структурно-фациальные зоны (см. рис. 42): Присаянскую, Бирюсинскую, Дербинско-Удинскую и Иркутско-Каахемскую*.

* Обоснование выделения структурно-фациальных зон см. в подразделе «Тектоника Восточного Саяна». Присаянская, Бирюсинская и Дербинско-Удинская структурно-фациальные зоны находятся в пределах Иркутской области, Иркутско-Каахемская — на территории Тувы и Бурятии.

Нижний протерозой

Нижнепротерозойские осадочно-метаморфические образования известны в Присаянской, Бирюсинской и Дербинско-Удинской структурно-фациальных зонах. В Присаянской зоне они развиты в бассейнах рек Онота, Малой Ирети и Андота. В разрезах по р. Оноту и его притокам (рекам Савиной, Малой Биби и др.) эти отложения подразделены К. М. Наделяевым на камчадальскую свиту (нижнюю) и свиту Соснового Байца (верхнюю).

Камчадальская свита. В основании ее залегают темно-серые, почти черные амфиболиты, сменяющиеся темно-серыми кварцитами мощностью 500 м. Выше залегает 100-метровая толща оталькованных магнетитов, доломитов и доломитизированных известняков; свита заканчивается роговообманковыми сланцами и гнейсами, переходящими по простирацию в слюдистые сланцы. Общая мощность свиты 1000—1100 м. Геологосъемочными работами последних лет (Плешанов, Сушкевич, Ширококов, Шамес и др.) нижнепротерозойский возраст свиты определенно доказывается на основании ее несогласного залегания на архейских породах в бассейне р. Онота (Плешанов), постепенного перехода в заведомо нижнепротерозойские отложения свиты Соснового Байца, более слабого по сравнению с архейскими образованиями проявления регионального метаморфизма (почти повсеместное наличие реликтов первичных структур и т. д.).

Свита Соснового Байца. Наиболее полно изучена по р. Оноту и в бассейне р. Малой Ирети. М. В. Поляков и В. В. Смирный указывают, что в ее основании залегает толща параамфиболитов, вмещающая нижний горизонт железорудных кварцитов, перемежающихся со слюдистыми и гранатово-слюдистыми сланцами. Выше амфиболиты постепенно сменяются толщей гранатово-биотитовых сланцев, которые перекрываются слюдистыми амфиболитами; в последних встречено 5 пластов железистых кварцитов мощностью от 1 до 10 м. Стратиграфически выше залегает горизонт актинолитовых, биотитовых и биотитово-мусковитовых сланцев, в нижней части которого встречаются тонкие пропластки амфиболитов и железорудных кварцитов. Разрез свиты завершается светло-серыми безрудными кварцитами мощностью до 50 м. Общая мощность свиты, по данным М. В. Полякова, 1500—2000 м.

По направлению на юго-запад состав свиты Соснового Байца, как показывают исследования И. М. Широковой и В. П. Руднева, проведенные в 1958 г., претерпевает постепенные фациальные изменения, выражающиеся в смене параамфиболитов и железистых кварцитов двусланчатыми гнейсами, которые в бассейне р. Малой Ирети уже преобладают в верхней половине разреза свиты.

К северо-западу от р. Онота, в бассейнах рек Ермы и Тагны Белой, к аналогам свиты Соснового Байца В. П. Зенченко и А. Л. Додиним в 1957 г. были отнесены актинолитовые и серицитовые сланцы, содержащие железорудные кварциты, залегающие среди архейских образований. Как показали геофизические и петрографические исследования (Галанов, Зилов и Шамес, 1959 г.), указанные породы представляют собой бластомилониты архейских гнейсов и амфиболитов, приуроченные к зоне крупного разлома. Магнетитовое оруденение, явившееся основным признаком для сопоставления со свитой Соснового Байца, связано с гидротермально-метасоматическими процессами и не имеет стро-

гой стратиграфической приуроченности, характерной для гематитовых руд свиты Соснового Байца.

В 1959 г. А. В. Колесниковым и З. М. Анисимовой нижнепротерозойские породы были изучены по рекам Зиме, Андоту, Баширу и Одаю. Эти исследователи объединили их в андотскую свиту*. Нижняя часть ее представлена в основном кристаллическими известняками и доломитами с редкими линзами амфиболовых сланцев и кварцитами мощностью до 50 м. В верхах разреза преобладают роговообманковые сланцы, среди которых изредка встречаются тонкие пропластки биотитовых гнейсов и кварцитов; суммарная мощность свиты доходит до 2500 м. А. В. Колесников и З. М. Анисимова считают андотскую свиту аналогом камчадальской свиты р. Онога, однако не исключено, что разрез нижнего протерозоя бассейна р. Зимы включает и нижние части разреза свиты Соснового Байца. Это подтверждается и наличием в андотской свите железистых кварцитов, близких по составу и структурно-текстурным особенностям к железистым кварцитам свиты Соснового Байца.

В Бирюсинской структурно-фациальной зоне нижнепротерозойские отложения широко распространены, занимая значительную площадь. Наиболее хорошо изучены породы нижнего протерозоя на Бирюсинско-Тагульском междуречье, где большинством исследователей (Дубин, Рик, Рассказчиков, Коробов и др.) они были объединены в бирюсинскую свиту**.

Бирюсинская свита. Для бассейнов рек Тагула и Гутара А. Н. Рассказчиковым и П. В. Осокиным (1957 г.) приводится следующий ее разрез: в основании залегают биотитово-плагиоклазовые гнейсы, часто инъекционные, чередующиеся с редкими маломощными прослоями амфиболово-биотитовых гнейсов и одиночными пластами кристаллических известняков и актинолитовых параамфиболитов. Эти породы слагают нижнюю подсвиту, мощность которой доходит до 2000 м.

Разрез средней части свиты начинается пачкой гнейсов и кристаллических сланцев биотито-плагиоклазово-ортоклазового состава с прослоями двуслюдяных гнейсов и сланцев с гранатом, кварцитов, параамфиболитов и кристаллических известняков. Мощность известняков доходит до 250—500 м; суммарная мощность пачки — около 1000 м.

Выше залегает 700-метровая толща двуслюдяных кристаллических сланцев с относительно редкими и маломощными прослоями кристаллических известняков, кварцитов и амфиболовых сланцев. Разрез завершается пачкой двуслюдяных сланцев, содержащих гранат, дистен и реже ставролит. Мощность пачки 400—450 м.

Верхняя часть бирюсинской свиты, мощностью до 500 м, представлена амфиболово-биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, параамфиболитами и актинолитовыми сланцами с подчиненными прослоями биотитовых гнейсов, кварцитов, серицитовых гранатово-слюдистых сланцев. Суммарная мощность бирюсинской свиты (Рассказчиков и Осокин) оценивается в 5000 м. Для Гутаро-Бирюсинского слюдоносного района И. К. Коробов дает примерно ту же мощность.

В 1958 г. в верхнем течении р. Уды бирюсинская свита была детально изучена В. П. Рудневым, выделившим в ее разрезе две подсвиты, сопоставимые с нижней и средней частями разреза Бирюсинско-Тагульского междуречья. Сравнение разрезов по рекам Уде и Тагулу указы-

* Породы андотской свиты впервые описаны в 1949 г. В. И. Антипиным, который относил их к архею.

** Поле развития пород бирюсинской свиты повсеместно ограничено разломами.

вает на выдержанность состава свиты на всем ее протяжении. Фациальные изменения сводятся в основном к незначительному уменьшению роли карбонатных пород по направлению на юго-запад.

Возраст бирюсинской свиты пока еще точно не определен. С. П. Коноплев, И. А. Кобеляцкий, С. В. Обручев, А. Л. Додин и другие геологи породы этой свиты относят к архею на основании глубокого метаморфизма, имевшего, по их мнению, региональный характер. А. Н. Рассказчиков, П. В. Осокин, П. В. Дубин и другие исследователи главным фактором преобразования пород свиты считают контактовый метаморфизм, вызванный внедрением верхнепротерозойских гранитоидов; на этом основании они бирюсинскую свиту относят к нижнему протерозою. Этой точки зрения в настоящее время придерживается большинство геологов. В. П. Руднев по р. Уде наблюдал некоторую дисгармоничность складчатости нижней и средней подсвит бирюсинской свиты. Он считал, что интенсивная мигматизация, характерная только для нижней подсвиты, может быть связана с процессами ультраметаморфизма. На основании этих данных предполагается, что нижняя возрастная граница бирюсинской свиты может быть условно опущена до верхнего архея.

В 1951 г. в бассейне р. Хайламы А. Л. Додиним были описаны нижнепротерозойские образования, относимые к кукшерской свите. Породы свиты залегают в крупной синклинальной структуре, крылья которой сложены гнейсами и мраморами нижней и средней частей бирюсинской свиты.

Кукшерская свита (Додин) представлена гранатово-мусковитовыми, слюдяными, хлоритовыми и амфиболово-слюдяными сланцами, переслаивающимися между собой и нередко выклинивающимися по простиранию, в них часто встречаются прослои метаморфизованных песчаников и кварцитов. Среди кварцитов наблюдаются гематитово-магнетитовые разновидности, по облику и составу близкие железистым кварцитам свиты Соснового Байца Присаянской зоны. В нижней части свиты в виде небольших прослоев и линз мощностью от 2—3 м до десятков метров изредка прослеживаются серые, белые и розоватые кристаллические известняки, иногда содержащие примесь графита. Мощность свиты, по данным А. Л. Додина, 2500—3000 м.

При сравнении разрезов обнаруживается литологическое сходство пород кукшерской свиты с породами верхней подсвиты бирюсинской свиты, кроме того, они имеют близкую степень метаморфизма, а также одинаковые условия залегания в синклинальных структурах, крылья которых сложены гнейсами и мраморами нижней и средней подсвит бирюсинской свиты.

В Дербинско-Удинской зоне породы нижнего протерозоя слагают ядро и крылья Главного Саянского антиклинория. В основании разреза здесь залегает алыгджерская свита, выделенная в 1958 г. В. П. Рудневым в верхнем течении р. Уды.

Алыгджерская свита. Разрез этой свиты следующий (снизу):

1. Толща гнейсов кордиеритово-биотитовых с гранатом, пироксеновых амфиболитованных и биотитово-роговообманковых	1400 м
2. Графитизированные кварциты, переслаивающиеся с биотитово-графитовыми сланцами	620 "
3. Гнейсы амфиболово-биотитовые	140 "
4. Биотитовые плагиогнейсы, чередующиеся с пироксеново-биотитовыми плагиогнейсами, нередко содержащими графит	1350 "
5. Биотитово-пироксеновые сланцы, переслаивающиеся с гнейсами	50 "
Суммарная мощность свиты 2200 м.	

Контакт алыгджерской свиты с подстилающими породами в пределах Дербинско-Удинской зоны на поверхности не обнаруживается.

Дербинская свита. Вверх породы алыгджерской свиты сменяются согласно залегающими мраморами дербинской свиты. По данным В. П. Руднева, нижние части разреза дербинской свиты* представлены часто перемежающимися кварцитами, слюdistыми кварцитами, биотитовыми гнейсами и мраморами. Для всех пород характерно присутствие графита, содержание которого иногда доходит до 20%. Верхняя часть свиты сложена графитовыми мраморами, лишь изредка сменяющимися маломощными линзами кварцитов. Неполная мощность свиты В. П. Рудневым оценивается в 4500 м.

К северо-западу от р. Уды, в верховьях рек Тагула, Гутара и Агула, нижнепротерозойские образования, аналогичные дербинской свите, описаны в 1958 г. А. Н. Рассказчиковым под названием толщи Агульского озера. Нижняя часть толщи состоит из часто чередующихся прослоев темно-серых кварцитов, биотитовых гнейсов и графитистых, иногда мусковитизированных мраморов. Неполная мощность этой части разреза доходит до 500 м. Верхняя часть разреза толщи Агульского озера сложена массивными, плитчатыми и полосчатыми мраморами, почти повсеместно содержащими графит. Среди мраморов встречено несколько маломощных (30—60 м) прослоев кварцитов и биотитовых гнейсов.

Сравнение разрезов дербинской свиты р. Уды и толщи Агульского озера Гутаро-Агульского междуречья свидетельствует о их полной аналогии, подчеркнутой также общим структурным положением.

По направлению на юго-восток (бассейн р. Уды) и северо-запад (Гутаро-Агульское междуречье) отмечается наращивание разреза нижнего протерозоя. В бассейне р. Чатыг-Хема выше мраморов дербинской свиты А. Н. Рассказчиков выделяет сигачскую толщу, сложенную гнейсами биотитового, биотитово- и пироксеново-амфиболового состава, изредка чередующимися с прослоями мраморов и слюdistых кварцитов. Более высокое положение сигачских гнейсов по отношению к дербинской свите нельзя считать полностью доказанным. Так, Г. Ю. Гаген-Торн сигачская толща параллелизуется с алыгджерским комплексом, залегающим, как установлено В. П. Рудневым, ниже дербинских мраморов.

В невыясненных соотношениях с другими частями разреза нижнего протерозоя находится также выделенная А. Н. Рассказчиковым в верховьях р. Малого Тагула янгозинская толща**, состоящая из темно-серых и серых вонючих мраморов, нередко слюdistых и пиритизированных, с пластиами кварцитов мощностью до 150 м. Янгозинской толщей (по Рассказчикову) завершается разрез нижнего протерозоя Дербинско-Удинского района.

Сравнивая разрезы нижнего протерозоя Присянской, Бирюсинской и Дербинско-Удинской зон, можно увидеть в них некоторые общие черты. Так, камчадальская свита литологически и по положению в разрезе условно сопоставляется со средней подсвитой бирюсинской свиты, верхняя подсвита которой (кукшерская свита) по наличию железистых кварцитов очень сходна со свитой Соснового Байца Присянской зоны. Аналогом нижней подсвиты бирюсинской свиты условно можно считать алыгджерскую свиту Дербинско-Удинской зоны. В направлении на юго-

* Контакт дербинской свиты с вышележащими отложениями протерозоя в районе р. Уды проходит по линии разлома.

** А. Д. Смирнов янгозинскую и сигачскую толщ объединяет в янгинскую свиту.

запад и запад от Присаянской зоны к Дербинско-Удинской отмечается увеличение роли карбонатных осадков (дербинская, янгозинская свиты, толща Агульского озера) при заметном уменьшении количества терригенных пород.

Средний протерозой

Отложения среднего протерозоя наиболее полно изучены в пределах Присаянской структурно-фациальной зоны, в бассейнах рек Тагула, Ии, Белой Зимы, Оки, Большой Белой и Урика, где они залегают в громадном грабене среди архейских и нижнепротерозойских пород (табл. 1).

В междуречье Большой Бирюсы и Тагула, недалеко от поля развития бириусинской свиты А. Н. Рассказчиковым и П. В. Осокиным в 1956 г. была описана тагульская свита, относимая к среднему протерозою.

Тагульская свита. По данным А. Н. Рассказчикова, Д. В. Титова и О. П. Алексеевой, разрез ее следующий (снизу):

- | | |
|--|--------------|
| 1. Песчаники метаморфизованные, темно-зеленые, с прослоями амфиболитизированных основных пород, к которым в верхней части добавляются серые кварциты и черные биотитизированные мелкозернистые песчаники | 1000 м |
| 2. Песчаники и амфиболитизированные диабазы, зеленые и зелено-серые, с прослоями голубоватых туфогенных сланцев | около 2000 „ |
| 3. Эффузивы серые с вкрапленниками плагиоклаза и амфибола | 1015 „ |
| 4. Сланцы зеленые, хлоритово-кварцевые и кварцево-роговообманковые | 150—200 „ |
| 5. Эффузивы грязно-бурые с красными пятнами, сменяющиеся кордиеритовыми сланцами с прослоями серых метаморфизованных тонкозернистых песчаников со сгустковыми скоплениями биотита | 6—7 „ |
| 6. Сланцы серицитово-кварцевые, серицитовые и двуслюдяные, хлоритизированные, переслаивающиеся с мелкокристаллическими альбитизированными известняками | 1000 „ |

Гнейсы, встречающиеся в этой толще, являются продуктами контактового метаморфизма, о чем свидетельствует их приуроченность к экзоконтактовым зонам гранитных массивов. По составу, особенно по присутствию эффузивных образований, тагульская свита может быть сопоставлена с эффузивно-сланцевой толщей р. Ии.

Шаблыкская свита. В основании разреза среднего протерозоя р. Ии, по данным О. П. Алексеевой, залегают шаблыкская свита, представленная комплексом туфов и эффузивов кислого и основного состава с тонкими прослоями сланцев. В составе свиты преобладают туфы кварцевых и фельзитовых порфиров, нередко встречаются амфиболиты, в виде тонких частых прослоев залегают микросланцы кварцево-хлоритового, серицитово-биотитового и биотитово-роговообманкового состава. Породы, слагающие шаблыкскую свиту, чрезвычайно невыдержанны, нередко по простиранию отмечаются переходы кислых эффузивов в основные, эффузивов — в сланцы и амфиболиты, последние (Алексеева) являются метаморфизованными разностями основных эффузивных пород. Мощность свиты около 1000 м.

Сублукская свита. Выше шаблыкской свиты в разрезе протерозоя р. Ии (на отрезке между устьями рек Верхней Сублукки и Мартьяновой) выделяется сублукская свита. Переход отложений шаблыкской свиты в сублукскую постепенный. Свита представлена преимущественно песчаниково-сланцевыми отложениями. Среди сланцев преобладают серицито-кварцево-хлоритовые, кремнисто-хлоритовые,

Сопоставление стратиграфических схем среднего и верхнего протерозоя Присяянской структурно-фацальной зоны

	Река Ия (О. П. Алексеева, А. П. Таскин)	Зиминско-Окинское междуречье (М. С. Старовойтова, Н. З. Башеринцен и др.)	Бельско-Урикское междуречье (А. Я. Колтун, В. И. Серебренников и др.)	Иретско-Иркутное междуречье (В. И. Рожковский, И. М. Ширококов)
Верхний протерозой	Аршанская свита Карбонатно-глинистые и глинистые сланцы, прослой доломитов и полимиктовых песчаников. Мощность 2500—3000 м.	Окинская свита Хлоритовые и хлоритово-серицитовые сланцы, кварцевые песчаники, известняки. Мощность 2000—2500 м	Урицкая свита Хлоритовые и хлорито-серицитово-глинистые и углито-глинистые сланцы, известняки, известковистые сланцы. Мощность до 3000 м	Олхинская свита Глинистые сланцы, известняки, в том числе и псевдоолитовые. Мощность 450—650 м
	Верхнейская свита Хлоритовые и хлорито-серицитовые сланцы, прослой песчаников. Мощность 800—900 м			
	В разрезе отсутствуют	Ермосохинская свита Конгломераты, песчаники, редко пестроцветные алевролиты. Мощность 800—1000 м	Ермосохинская свита Конгломераты, кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники. Мощность 900—1000 м	В разрезах отсутствуют
Средний протерозой	Сублукская свита Псаммитовые и глинистые сланцы, прослой туфов, туфопесчаников и эффузивов. Мощность 1300—1500 м	Далдарминская свита Филлитовидные сланцы, прослой метаморфизованных песчаников, туфопесчаников, гравелитов. Мощность от 2000 до 4000 м	Переходный горизонт Филлитовидные сланцы, метаморфизованные песчаники, амфиболиты. Мощность 850—1000 м	Сублукская серия Кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, туфы, филлитовидные сланцы. Мощность 2500—3000 м
	Шаблыкская свита Кислые и основные эффузивы, туфы, прослой хлоритовых и серицитово-биотитовых сланцев. Мощность 1000 м	Харагольская свита Псаммитовые, реже филлитовидные сланцы. Мощность до 2000 м	Большереченская свита Биотитовые, псаммитовые, реже филлитовидные сланцы с гранатом и андалузитом. Мощность 1500—1600 м	

карбонатно-хлоритовые, слагающие пачки мощностью 50—100 м. В разрезе свиты часто встречаются песчаники полимиктового, аркозового и кварцевого состава, которые иногда переходят во внутриформационные конгломераты с хлоритово-карбонатным и песчаным цементом с галькой туфов, сланцев, роговиков и песчаников. Мощность прослоев конгломератов до 50 м. В сублукской свите нередко прослои кислых и основных эффузивов, а также их туфов, по простиранию быстро выклинивающихся и сменяющихся сланцами и песчаниками. Мощность сублукской свиты 1300—1500 м.

По направлению к юго-востоку в отложениях сублукской и шаблыкской свит количество эффузивного материала постепенно уменьшается, и уже в бассейне р. Калуги и в верховьях р. Улыра А. П. Таскиным (1959 г.) отмечается спорадическое появление эффузивов среди существенно песчано-сланцевой сублукской свиты; в бассейне р. Зимы А. В. Колесников, З. М. Анисимова, М. С. Старовойтова разрез среднего протерозоя, переходящий по простиранию в сублукскую и шаблыкскую свиты, подразделяют на харагольскую и далдарминскую свиты*, выделенные П. В. Дубиним.

Харагольская свита бассейна р. Зимы представлена псаммитовыми сланцами биотитового, биотитово-андалузитового и биотитово-гранатового состава. Изредка присутствуют прослои грубозернистых туфопесчаников с характерными обломками «черного» кварца. В верхней части разреза свиты присутствуют прослои филлитовидных сланцев, роль которых постепенно возрастает вверх по разрезу. Мощность отложений свиты около 2000 м.

Далдарминская свита. Разрез далдарминской свиты наиболее хорошо изучен в бассейнах рек Ярмы и Белой Зимы, где М. С. Старовойтовой она разделена на три подсвиты. Нижняя подсвита представлена переслаиванием кварцевых песчаников, реже гравелитов с углисто-глинистыми сланцами. Для средней подсвиты характерно возрастание роли глинистых и углисто-глинистых сланцев. Псаммитовые породы, представленные преимущественно туфопесчаниками, встречаются лишь в виде маломощных прослоев. Разрез верхней подсвиты далдарминской свиты начинается с горизонта мелкозернистых песчаников мощностью до 700 м, который постепенно сменяется углстыми тонкозернистыми песчаниками и алевролитами. В верхах подсвиты изредка встречаются 25—30-метровые прослои карбонатных пород.

Суммарная мощность далдарминской свиты около 2000 м. П. В. Дубин, а затем А. В. Колесников и З. М. Анисимова считали далдарминскую свиту более древней, чем харагольская. На основании исследований последних лет (Старовойтова, Дубовин, Шамес и др.) можно предположить, что отложения харагольской свиты подстилают породы далдарминской свиты.

Большереченская свита. В бассейне рек Оки и Большой Белой разрез среднего протерозоя начинается с большереченской свиты, выделенной в 1954 г. А. Г. Баяновым и С. П. Плешановым**. Нижняя

* А. В. Колесников и З. М. Анисимова, основываясь на двучленном делении протерозоя, харагольскую и далдарминскую свиты относили к верхнему протерозою.

** П. В. Дубин отложения по р. Оке, отнесенные С. П. Плешановым к большереченской свите, выделил в 1956 г. под названием харагольской свиты, указав при этом на разновозрастность свит. Данные крупномасштабной геологической съемки доказывают тождество харагольской и большереченской свит.

стратиграфическая граница большереченской свиты неизвестна, ибо повсеместно породы свиты контактируют с архейскими образованиями по линии регионального глубинного разлома. По данным П. И. Шамеса, отложения большереченской свиты по р. Большой Белой могут быть подразделены на четыре горизонта.

Нижний горизонт, мощность которого устанавливается в 100—120 м, представлен темно-серыми разномасштабными кварцево-биотитовыми сланцами пятнистой текстуры с многочисленными прослоями кварцитов. Выше залегает горизонт мелкозернистых тонкополосчатых кварцево-сланцевых песчаных сланцев мощностью 270—310 м. Третий горизонт свиты, мощностью 350—400 м, характеризуется частым чередованием гранато-кварцево-сланцевых сланцев с андалузито-сланцевыми кварцевыми сланцами. Разрез большереченской свиты завершается 500-метровым горизонтом, представленным частым чередованием кварцево-сланцевых, андалузитовых, гранатовых и филлитовидных сланцев. Общая мощность свиты по р. Большой Белой устанавливается в 1500—1600 м.

Выше большереченской свиты в разрезах по рекам Оке и Большой Белой залегает сланцевая толща, по составу и положению аналогичная далдарминской свите бассейна р. Зимы. По данным А. Я. Колтуна, выделившего эту толщу в бассейне левых притоков р. Большой Белой под названием «переходного горизонта»*, она состоит из часто перемежающихся сланцевых метаморфизованных песчаников и алевролитов, параамфиболитов и филлитовидных сланцев. Роль последних постепенно возрастает вверх по разрезу.

В основании толщи по р. Большой Белой выше устья р. Малой Зимовой П. И. Шамесом были описаны конгломераты, состав гальки которых свидетельствует о местном незначительном размыве верхних горизонтов большереченской свиты. Несогласно залегающие на указанной толще базальные конгломераты вышележащей ермосохинской свиты верхнего протерозоя фиксируют значительный размыв верхней части толщи, в связи с чем по р. Большой Белой ее мощность уменьшается до 850 м по сравнению с двухкилометровой мощностью далдарминской свиты по р. Оке.

К юго-востоку от Урикско-Ийского грабена среднепротерозойские образования встречены в двух изолированных тектонических блоках: в бассейне левых притоков р. Малой Ирети (Билюты и Харантуя) и по р. Куйтуну (левый приток р. Иркут). И. М. Ширококовым в среднепротерозойских образованиях этого района выделяются две толщи, хорошо сопоставимые с шаблыкской и сублукской свитами р. Ии. Нижняя толща (аналог шаблыкской свиты) сложена метаморфизованными кварцевыми порфирами, фельзитовыми порфирами и их туфами, среди которых лишь изредка встречаются прослойки черных филлитовидных сланцев. В верхней толще (аналог сублукской свиты) соотношение эффузивных и глинистых пород обратное. Контакты среднепротерозойских пород с вмещающими толщами повсеместно тектонические. Мощность эффузивно-сланцевой толщи в бассейне р. Малой Ирети достигает 2,5—3 км.

Сопоставляя приведенные разрезы среднего протерозоя, можно заметить, что по распределению фаций и мощностей в Присянской

* «Переходный горизонт» А. Я. Колтуна был ошибочно отнесен П. И. Шамесом в 1958 г. к основанию вышележащей урикской свиты.

структурно-фациальной зоне выделяются три участка: первый, расположенный в бассейнах рек Ии и Тагула, характеризуется широким развитием эффузивно-туфогенных пород (тагульская, шаблыкская и сублукская свиты) при сравнительно небольшой (до 2500 м) мощности сводного разреза. Среди осадочных пород этого участка преобладают грубообломочные разности (песчаники, нередко конгломераты, характеризующиеся плохой отсортированностью). Для второго участка, захватывающего бассейн рек Зимы, Оки и Большой Белой, характерно редкое присутствие вулканогенных образований, преимущественное развитие

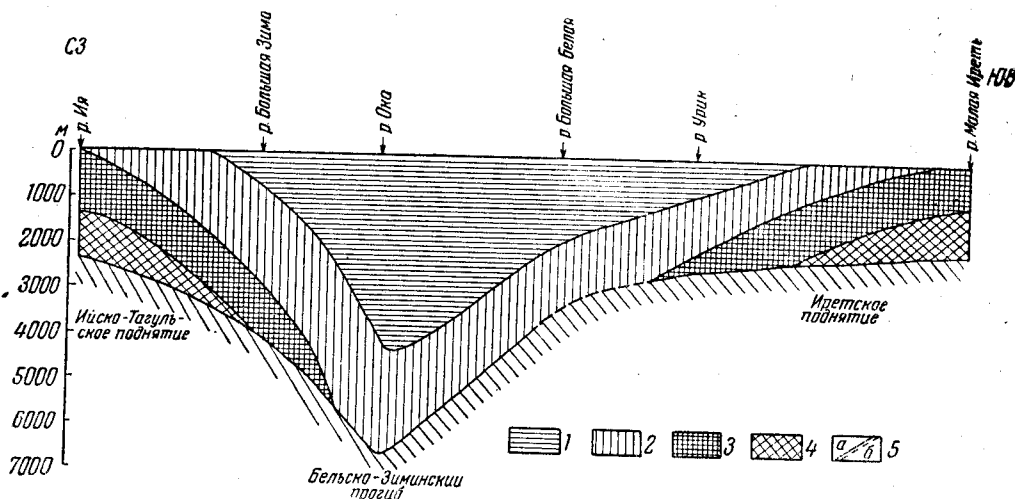


Рис. 13. Схематический литолого-фациальный разрез среднепротерозойских отложений Присаянской структурно-фациальной зоны

Фации: 1 — глинистая; 2 — песчано-глинистая; 3 — эффузивно-терригенная; 4 — эффузивная; 5 — границы между фациями: а — достоверные; б — предполагаемые

глубоководных пород (глинистые сланцы, изредка известняки), роль которых постепенно увеличивается к центру участка (р. Ока), и значительное увеличение мощности, которая по р. Оке, по данным С. П. Плешанова, достигает 6300 м. Наконец, третий участок (бассейн левых притоков М. Ирети и р. Куйтуна) характеризуется преобладанием эффузивно-туфовых образований мощностью 2500—3000 м, преимущественно кислого состава, над нормально-осадочными. На основании этого можно считать, что в среднепротерозойское время участок Зиминско-Бельского междуречья имел тенденцию к опусканию (Бельско-Зиминский прогиб), а остальные два участка были относительно подняты (Ийско-Тагульское и Иретское поднятия) (рис. 13).

В Бирюсинской структурно-фациальной зоне заведомо среднепротерозойские образования почти отсутствуют. Лишь на ее юго-восточной окраине, в бассейне р. Большой Белой, в 1959 г. В. А. Богачковым и А. Я. Колтуном обнаружены метаморфизованные псаммитовые сланцы, залегающие в опущенных тектонических блоках, сопоставляемые ими с большереченской свитой Присаянской зоны. Не исключено, что верхняя подсвита бирюсинской свиты при более тщательном изучении может быть отнесена к среднему протерозою. По литологии и по степени метаморфизма верхние части бирюсинской свиты сходны с больше-

реченской, залегающей в основании среднего протерозоя Присаянской зоны. На участках, где аналоги большереченской свиты выделены среди пород бирюсинской свиты (бассейн р. Большой Белой), в разрезе последней отсутствует верхняя подсвита, но это предположение не может считаться доказанным.

О среднепротерозойских отложениях Дербинско-Удинской зоны имеются лишь отрывочные, порой противоречивые сведения. По литологическому составу, характеру метаморфизма и структурным особенностям к среднему протерозою условно могут быть отнесены описанные А. Н. Рассказчиковым на Гутаро-Агульском междуречье породы инжигейской и гутарской толщ, слагающие изолированные тектонические блоки, в силу чего их стратиграфическое положение и соотношения между собой остаются неясными. Предполагается, что в основании разреза залегает инжигейская толща, сопоставимая с урманской свитой, развитой северо-западнее, на территории Красноярского края.

Инжигейская толща. В состав этой толщи входят часто перемежающиеся зеленые хлоритово-карбонатно-кварцевые, хлоритово-эпидотовые, амфиболово-пироксеновые, эпидотово-актинолитовые сланцы, метаморфизованные полимиктовые известковистые песчаники, роговики и карбонатные породы. Часть сланцев, судя по реликтам первичных структур, произошла за счет изменения основных эффузивов. Мощность толщи может быть определена условно в пределах 1000—2500 м.

Гутарская толща* описана по рекам Малому Тагулу, Гутару, Доде, Малой и Большой Янгозе. Она сложена известняками и доломитами от светло-серого до черного цвета, преимущественно массивной текстуры, с сероводородным запахом. Изредка встречаются тонколистватые прослои известковистых сланцев и черных кварцитов. Близкая по составу толща карбонатных пород описана также в 1958 г. В. П. Рудневым и в 1953 г. О. П. Брылиным в верхнем течении рек Кара-Бурени и Кадыр-Оса.

Сопоставляя разрезы среднего протерозоя Присаянской и Дербинско-Удинской зон, можно видеть, что роль эффузивных пород по направлению к центральной части Восточно-Саянского складчатого сооружения заметно уменьшается и одновременно увеличивается количество известняков и глинистых сланцев, что свидетельствует о более глубоководном режиме среднепротерозойского бассейна в пределах Дербинско-Удинской зоны по сравнению с Присаянской.

Верхний протерозой

Верхнепротерозойские отложения известны лишь в Присаянской и Дербинско-Удинской структурно-фациальных зонах. В Присаянской зоне они распространены в бассейнах рек Ии, Оки, Большой Белой, Урика и Олхи.

Наиболее полный разрез верхнего протерозоя описан на Урикско-Бельском междуречье, где он подразделен (снизу) на ермосохинскую и урикскую свиты.

* Л. П. Серовым породы гутарской толщи были включены в кварцито-известняково-сланцевую свиту.

Ермосохинская свита слагает одноименный хребет на водоразделе рек Большой Белой и Большой Ермы. В основании ее залегает горизонт базальных конгломератов, состав гальки которых (псаммитовые сланцы, кварциты, амфиболиты, гнейсы, эффузивы) свидетельствует о глубоком размыве пород среднепротерозойских большеереченской и далдарминской свит, а также бирюсинской свиты нижнего протерозоя. Ермосохинские конгломераты с резким угловым несогласием залегают на размытой поверхности различных горизонтов далдарминской свиты. На западном склоне хр. Ермосхин они имеют аз. пад. $180^\circ \angle 60-70^\circ$ и ложатся на мелкоффрированные филлитовидные сланцы далдарминской свиты с аз. пад. $250^\circ \angle 80-85^\circ$. Основная масса пород, слагающих свиту, представлена аркозовыми и кварцевыми песчаниками и кварцитами, среди которых изредка залегают линзы и пласты конгломератов. Мощность пород свиты на Бельско-Ерминском междуречье достигает 1000 м.

К северо-западу от реки Большой Белой ермосохинская свита постепенно выклинивается и вновь появляется лишь на хр. Башкан (бассейн р. Оки). Аналогичная конгломерато-песчаниковая толща встречается в бассейнах рек Черная Зима, Белая Зима и Ходонок, где, по данным А. В. Колесникова и З. М. Анисимовой, она выполняет узкий грабен.

Соотношения урикской свиты с ермосохинской до сих пор неясны. А. Г. Баянов и С. П. Плешанов считали, что ермосохинская свита залегает на урикской, и относили ее к нижнему кембрию. П. И. Шамес в 1958 г. ермосохинскую свиту считал верхнепротерозойской, но также залегающей выше урикской. А. Я. Колтун предполагает обратное соотношение свит с постепенными переходами между ними, что представляется наиболее вероятным.

Урикская свита наиболее полно развита в бассейнах рек Ермы и Урика, где ее породы слагают крупную Ерминскую синклиналь. По данным И. Н. Тимофеева, В. В. Дудкинського и других геологов, полученным в 1958—1959 гг., свита имеет следующий разрез (снизу):

Нижняя подсвета

- | | |
|---|-----------|
| 1. Пачка темно-серых микросланцев с одиночными тонкими прослоями известняков, которые к северу постепенно сменяются амфиболитами | 400—500 м |
| 2. Туфопесчаники и полимиктовые песчаники с редкими прослоями микросланцев. Спорадически встречаются тела кварцевых и фельзитовых порфиров, базальтовых порфиров, туфобрекчий и туфоконгломератов | 220 „ |
| 3. Микросланцы серицитовые и биотитовые с редкими прослоями углисто-серицитовых сланцев | 175—200 „ |

Средняя подсвета

- | | |
|---|-----------|
| 4. Песчаники кварцитовидные, черные и темно-серые | 80—85 „ |
| 5. Микросланцы серициново-хлоритовые и биотитовые | 75—85 „ |
| 6. Доломиты и известняки белые и серые, тонкополосчатые | 100 „ |
| 7. Кварцевые песчаники и кварциты светло-серые и темно-серые с прослоями серицитовых и биотитовых глинистых сланцев, количество которых постепенно увеличивается кверху | 190—200 „ |
| 8. Кварцевые песчаники, амфиболовые сланцы, глинисто-серициновые сланцы и известняки, часто чередующиеся между собой в виде прослоев | 225—235 „ |

Верхняя подсвита

9. Конгломераты и гравелиты, часто переходящие по простираннию в кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники	150—175 м
10. Глинистые сланцы, биотитовые, актинолитовые и серицитово-хлоритовые	100 „
11. Сланцы серицитово-глинистые с прослоями (до 10 м) известково-глинистых сланцев, известняков и доломитов	125 „

В разрезе свиты, а особенно в средней подсвите, отмечается четко выраженная ритмичность как внутри отдельных пачек пород, так и в сочетании их. Общая мощность урикской свиты по рекам Урику и Ерма 2800—3000 м.

По направлению на северо-запад, в бассейне рек Тагны, Оки, Белой Зимы, аналоги урикской свиты встречаются в выделенной С. П. Плешановым окинской свите. В бассейне р. Тагны окинская свита может быть расчленена на три подсвиты. Нижняя подсвита, хорошо обнаженная по рекам Арзаме и Хаготе, сложена тонкополосчатыми темно-серыми глинистыми сланцами, часто перемежающимися с черными углисто-глинистыми сланцами с редкими прослоями известковистых сланцев и известняков. Мощность подсвиты составляет 400 м. В средней подсвите резко увеличивается количество и мощность прослоев кварцевых песчаников. Глинистые сланцы, составляющие примерно треть разреза подсвиты, окрашены в зеленовато-серый и темно-серый цвета. Мощность ее 400—500 м. Верхняя подсвита характеризуется частым чередованием алевритовых и глинистых сланцев с тонкими и редкими прослоями известково-глинистых сланцев. Сходство литологического состава отложений окинской и урикской свит (разрез р. Урика) и налегание тех и других на песчано-конгломератные отложения ермосохинской свиты позволяют считать окинскую свиту стратиграфическим аналогом урикской.

Сходный разрез верхнепротерозойских отложений наблюдается и в бассейне р. Зимы. В отличие от тагнинского разреза, здесь вновь увеличивается роль карбонатных и туфопесчаниковых пород, встречающихся в разрезе р. Урика.

В бассейне р. Ии роль карбонатных пород еще более увеличивается. Здесь А. П. Таскиным разрез верхнего протерозоя разделяется (снизу) на верхнейскую и аршанскую свиты.

Верхнейская свита представлена зеленовато-серыми и темно-серыми хлоритово-серицитовыми и хлоритовыми глинистыми и алевритовыми микросланцами, содержащими прослойки разномасштабных песчаников преимущественно кварцевого и кварцево-полевошпатового состава мощностью до 60 м. Мощность свиты составляет 800—900 м.

Аршанская свита начинается толщей карбонатно-глинистых и глинистых сланцев с прослоями серых доломитов, перемежающихся с плитчатыми мергелями, мощностью до 1000 м. Выше залегает толща зеленовато-серых массивных тонкослоистых и косослоистых разномасштабных полимиктовых песчаников мощностью также до 1000 м. Видимый разрез аршанской свиты венчается толщей светлых массивных ирсымских (Кириченко, Алексеева) доломитов мощностью 100—150 м, перекрытых пачкой глинистых сланцев. Контакт аршанской свиты с сублукской повсеместно тектонический, что привело к возможности различного толкования их соотношений. А. Н. Рассказчиков и А. П. Таскин, основываясь на залегании аршанской свиты в ядре антиклинали,

считали ее более древней. О. П. Алексеева, Д. В. Титов, А. Л. Додин и другие геологи считают, что аршанская свита завершает разрез протерозоя.

Решение этого вопроса неразрывно связано с положением окинской (урикской) свиты, ибо аршанская свита тесно связана с последней постепенными переходами. Полученный в последнее время материал (Колтун, Дудкинский и др.) о несогласном залегании ермосохинских конгломератов на породах среднего протерозоя, залегание урикской свиты в ядре Ерминской синклинали, анализ ритмичности и другие данные позволяют решить вопрос однозначно в пользу более высокого положения урикской, а значит, и аршанской свит по сравнению с терригенно-эффузивной толщей, относимой к среднему протерозою (сублукская, большереченская и другие свиты).

За пределами Ийско-Урикского грабена верхнепротерозойские отложения известны также на юго-востоке Присяянской структурно-фациальной зоны, в бассейне р. Олхи, где М. С. Бабковой они были объединены в олхинскую свиту. По данным В. С. Исаковой (1959 г.), олхинская свита расчленяется на три подсвиты. В основании нижней подсвиты наблюдается горизонт пестроцветных глинистых пород мощностью 15—25 м, залегающий с резким угловым несогласием на размытой поверхности кристаллических пород шарыжалгайской серии архея (падь Безымянка). Выше залегают темно-серые и зеленовато-серые тонкослоистые глинистые сланцы, алевролиты и аргиллиты, содержащие пласты кремнисто-карбонатных пород с псевдооолитовой структурой. Мощность подсвиты 280—300 м. Средняя подсвита сложена преимущественно темно-серыми и черными глинисто-углистыми сланцами и битуминозными известняками с оолитовой структурой. Мощность подсвиты 100 м. Верхняя подсвита начинается 125-метровым горизонтом серых и зеленовато-серых слоистых алевролитов с прослоями аргиллитов, выше которого залегают белесые грубозернистые кварцево-полевошпатовые и темно-серые полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами. Мощность олхинской свиты 450—650 м.

З. Х. Ильясовой и Л. А. Лысовой в породах олхинской свиты были определены споры *Trachytriletes nevelensis* Tim., *T. minutus* Tim., *T. incrassatus* Naum., *Hypertrachytriletes kryshstofovichii* Tim. и др., характерные для верхнего протерозоя (Карасев и др., 1959б).

М. С. Бабкова и затем А. А. Малышев и другие исследователи считают, что разрез олхинской свиты завершается гравелитами и грубозернистыми граувакковыми песчаниками. Как показали исследования В. С. Исаковой (1959 г.), указанные породы следует относить к ушакской свите нижнего кембрия.

Сопоставление разреза олхинской свиты с разрезами верхнего протерозоя Урикско-Ийского грабена (ермосохинская, урикская или окинская и аршанская свиты) — задача чрезвычайно трудная. Как указывали Д. В. Титов и О. П. Алексеева (1959 г.), литологическим, а возможно, и стратиграфическим аналогом олхинской свиты может служить аршанская свита р. Ии. Если это предположение справедливо, то стратиграфическую аналогию можно провести между ермосохинской и урикской свитами, с одной стороны, и голоустенской свитой Прибайкалья — с другой. Отсутствие нижних частей разреза верхнего протерозоя в бассейне р. Олхи может быть объяснено крупным перерывом между голоустенской и олхинской свитами, обнаруженным В. С. Иса-

ковой и В. Д. Мацем в районе р. Безымянки и пади Щеглово, благодаря которому в Юго-Восточном Присяянье аналоги голоуспенской свиты частично, а в районе р. Олхи полностью были размыты. Этот перерыв, вероятно, имел лишь местное значение, фиксируя верхнепротерозойское Олхинское поднятие, существование которого подтверждается также анализом фаций и мощностей. Судя по преобладанию песчаниковых пород, наличию следов мелководья (косая слоистость), а также по почти полному отсутствию карбонатных пород в отложениях верхнего протерозоя, тенденцию к поднятию имел и бассейн р. Оки (рис. 14).

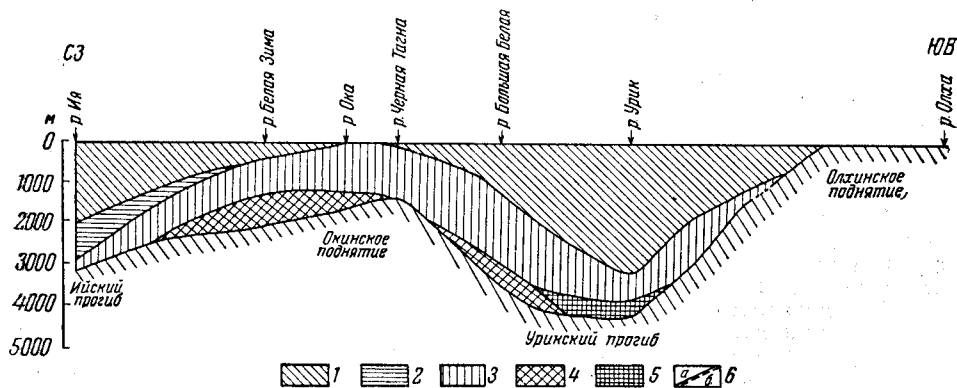


Рис. 14. Схематический литолого-фациальный разрез верхнепротерозойских отложений Присяянской структурно-фациальной зоны

Фации: 1 — глинисто-карбонатная; 2 — глинистая; 3 — песчано-глинистая; 4 — конгломерато-песчаниковая; 5 — эффузивно-терригенная; 6 — границы между фациями: а — достоверные, б — предполагаемые

Между Олхинским и Окинским поднятиями, в бассейнах рек Урика и Ермы, в верхнепротерозойское время, по-видимому, существовал прогиб, приведший к накоплению преимущественно глубоководных пород (известняки, глинистые сланцы), достигающих мощности до 3 км. Преобладание карбонатных и глинистых пород в аршанской свите р. Ии при небольшом количестве песчаниковых разностей может свидетельствовать о том, что и этот участок опускался.

В Дербинско-Удинской зоне к верхнему протерозою могут быть отнесены осадочно-вулканогенные породы, сопоставляемые П. В. Дубиным с кувайской свитой, описанной В. М. Чаиркиным в западной части Восточного Саяна (Красноярский край). По данным П. В. Дубина, аналоги кувайской свиты слагают узкие блоки на крыльях Главного Саянского антиклинория. В состав свиты входят ортоамфиболиты, перемежающиеся с глинистыми и псаммитовыми сланцами и реже известняками.

А. Н. Рассказчиков аналогом кувайской свиты считает выделенную им малотагульскую эффузивную толщу, развитую в бассейне р. Малого Тагула. Толща состоит из эффузивов основного и кислого состава и их туфов. Эта толща под названием верхнеерхнинской свиты О. П. Алексеевой и Л. П. Рик была отнесена к девону на основании слабой дислоцированности и несогласного залегания на заведомо протерозойских образованиях. Основной довод А. Н. Рассказчикова (1958 г.) о наличии

эффузивных пород малотагульской толщи в гальке базальных конгломератов карагасской свиты (Ст₁) Присаянья не может считаться решающим для окончательного выяснения вопроса о возрасте малотагульской толщи, ибо близкие по составу эффузивные породы известны и в разрезах среднего протерозоя Присаянья (Ийско-Тагульское и Иретское поднятия).

Приведем сводные разрезы протерозоя по структурно-фациальным зонам (снизу):

Присаянская зона

Нижний протерозой

Камчадальская свита. Известняки, доломиты, магнезиты, амфиболиты, роговообманковые сланцы. Мощность 1000—1100 м.

Свита Соснового Байца. Роговообманковые и двуслюдяные сланцы и гнейсы, амфиболиты, кварциты, в том числе железистые. Мощность 1500—2000 м.

Средний протерозой

Большереченская свита. Псаммитовые сланцы и гнейсы биотитовые, гранатово-биотитовые, биотитово-андалузитовые. В Ийско-Тагульском и Иретском поднятиях — эффузивы преимущественно кислого состава и их туфы. Мощность от 1000 м в поднятиях до 2000 м в Бельско-Зиминском прогибе.

Далдарминская свита. В Бельско-Зиминском прогибе — глинистые сланцы с прослоями псаммитовых сланцев. Роль последних возрастает на крыльях поднятий. В Ийско-Тагульском и Иретском поднятиях — прослой кислых и основных эффузивов и туфов. Мощность от 1000 м в поднятиях до 4000 м в Бельско-Зиминском прогибе.

Верхний протерозой

Ермосохинская свита. Конгломераты, кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники. Развита преимущественно на склонах Окинского поднятия. Мощность до 1000 м.

Урикская свита. В Урикском и Ийском прогибах — глинистые сланцы хлоритового, хлоритово-серцитового и биотитового состава, карбонатные породы, в Окинском поднятии — кварцевые песчаники и глинистые сланцы, в Олхинском поднятии — песчаники, глинистые сланцы, карбонатные породы. Мощность от 450 м на Олхинском поднятии до 3000 м в Урикском прогибе.

Бирюсинская зона

Нижний протерозой

Бирюсинская свита. Биотитовые и биотитово-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, мраморы. Мощность до 5000 м.

Нижний—средний протерозой

Кукишерская свита. Амфиболовые, гранатово-мусковитовые и хлоритовые сланцы, железистые кварциты, мраморы. Мощность 2500—3000 м.

Дербинско-Удинская зона

Нижний протерозой

Алыгджерская свита. Гнейсы биотитовые, биотитово-амфиболовые и пироксеновые, графитистые кварциты. Мощность 2200 м.

Дербинская свита. Графитистые мраморы, прослой биотитовых гнейсов и кварцитов. Мощность 4500 м.

Сигачская толща. Гнейсы биотитово-амфиболовые, биотитовые, пироксеново-амфиболовые, прослой мраморов и кварцитов. Мощность до 1500 м.

Янгозинская свита. Мраморы, прослой кварцитов. Мощность до 2000 м.

Средний протерозой (?)

Инжигейская толща. Хлоритово-карбонатные, амфиболово-пироксеновые, хлоритово-эпидотовые сланцы, известковистые песчаники, известняки. Мощность до 2500 м.
Гутарская толща. Известняки, доломиты, кварциты. Мощность до 2000 м.

Верхний протерозой

Кувайская свита. Эффузивы кислого и основного состава, туфы, глинистые сланцы. Мощность до 2000 м.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Протерозойские отложения западного побережья Байкала слагают неширокую (до 30—35 км) полосу, протягивающуюся вдоль берегов Байкала от бассейна р. Голоустной на юго-западе до северной оконечности озера. Они четко делятся на три резко различные толщи, отделенные друг от друга структурными несогласиями, что впервые было отмечено А. С. Кульчицким и В. Д. Мацем в 1953 г. (рис. 15).

Нижняя толща в последние годы получила наименование сарминской серии (Кульчицкий, 1957), средняя — акитканской серии, а верхняя широко известна в литературе под наименованием байкальского (прибайкальского) комплекса.

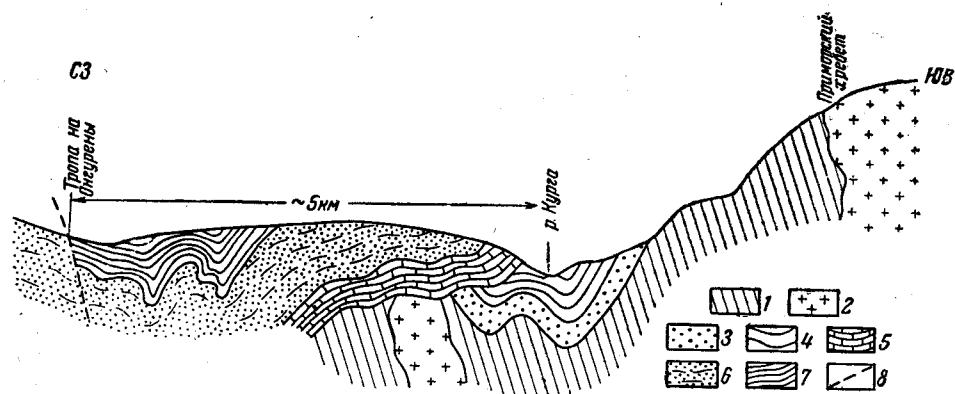


Рис. 15. Геологический разрез в верхьях р. Курги (соотношения пород нижнего, среднего и верхнего протерозоя)

Нижний протерозой (Pt_1ll): 1 — метаморфизованные песчаники; 2 — доверхнепротерозойские граниты (σPt_1). Средний протерозой (Pt_2mf): 3 — красные песчаники; 4 — зелено-лиловые сланцы. Верхний протерозой (Pt_3gl): 5 — доломиты; 6 — кварцевые песчаники; 7 — глинисто-алевритовые сланцы; 8 — тектонические нарушения

Отложения сарминской серии, представленные разнообразными сланцами и метаморфизованными песчаниками, прорваны магматическими породами, галька которых встречается в базальных конгломератах акитканской серии; акитканская серия, в значительной части сложенная кислыми эффузивами, прорвана гипабиссальными кислыми и основными породами, галька которых встречается в базальных слоях байкальского комплекса. Породы байкальского комплекса нигде в Западном Прибайкалье не прорываются магматическими породами.

Ст, us			Ущакóвская свита Конгломераты, полимиктовые песчаники
Pt ₃ kc		1300 - 1400	Качераатская свита Глинистые, глинисто-алебритовые и алебритовые сланцы, алебриты, песчаники с редкими прослоями известняков
Pt ₃ ul		900 - 1500	Улунтуйская свита Песчаники, алебриты, алебритовые, кремнистые, углистые и пестроцветные известняково-глинистые сланцы, доломитовые, водорослевые, кремневые, доломитовые известняки, глинистые и песчаные известняки, фосфориты
Pt ₃ gl		400 - 1200	Голоустенская свита Доломиты, доломитовые известняки, часта оолитовые, кварцитовидные и кварцево-карбонатные песчаники, глинисто-алебритовые и хлоритово-карбонатные сланцы, арсжилиты, мергели, конгломераты
Pt ₂ ap		950 - 1100	Анайская свита Метаморфизованные конгломераты, брекчии, конгломераты, грабелиты, песчаники, серицитово-хлоритовые, оттрелитовые сланцы, филлиты
Pt ₂ hb		1500	Хибеленская свита кварцевые порфиры, фельзитпорфиры, порфириты, туфовые сланцы, песчаники, яшмы
Pt ₂ mk		400 - 550	Малокосинская свита конгломераты, мовслоистые лиловые песчаники, алебриты и зеленолиловые сланцы, зеленые туфовые сланцы, туфы кварцевого порфира
Pt ₁ gl		600 - 700	Голечная свита конгломераты, хлоритовосерицитовые, хлоритовые и железистохлоритовые сланцы, железистые кварциты, маломощные пластовые тела кераторифов
Pt ₁ ml		1500	малоиликтинская свита Разнозернистые полевцошлатовокварцевые песчаники, серицитовоклоритовые сланцы, черные филлиты
Pt ₁ il		3000 - 3500	иликтинская свита Грубозернистые олигомиктовые и аркозовые метаморфизованные грабелиты и песчаники, серицитовоклоритовые слюдистокварцевые сланцы, измененные эрфузиды основного и среднего состава
Pt ₁ sh		600 - 700	С в и т а Ш а р т л ы Метаморфизованные разнозернистые песчаники, алебриты, биотитомусковитовокварцевые, мусковитохлоритовокарбонатные и хлоритовые сланцы, доломитовые мраморы, известняки, конгломераты, отдельные пластовые тела миндалекаменных эрфузидов основного состава
Pt ₁ hr?			Х а р г т у й с к а я свита кварциты, гнейсы, амфиболиты, метаморфические сланцы

Рис. 16. Сводный стратиграфический разрез протерозоя Западного Прибайкалья

Отложения сарминской серии подразделяются на свиту Шартлы, иликтинскую, малоиликтинскую и голечную свиты. В составе акитканской серии выделены малокозинская, хибеленская и анайская свиты. Байкальский комплекс сложен голоустенской, улунтуйской и качергатской свитами.

Отложения сарминской серии превращены в хлоритовые сланцы, породы акитканской серии — в филлиты*, а байкальского комплекса — в глинистые сланцы.

Ниже сарминской серии залегают глубоко измененные кристаллические породы архея; отложения байкальского комплекса несогласно перекрыты ушаковской свитой — базальной свитой нижнего кембрия. В составе протерозоя Западного Прибайкалья выделяются три подгруппы, а не две, как это обычно было принято для протерозоя Байкальской горной области. К нижней подгруппе относится сарминская серия, к средней — акитканская, к верхней — байкальский комплекс (рис. 16).

Верхнепротерозойский возраст байкальского комплекса в последние годы подтвержден находками характерных спор (Тимофеев, 1955) и определениями водорослей из средней части его разреза. Из сборов А. С. Кульчицкого, В. Д. Маца, А. К. Бабкина, О. П. Егоровой определен ряд новых форм строматолитов. По мнению И. К. Королюк (1951—1952 гг.), строматолиты имеют строение, типичное для верхнепротерозойских форм. Б. В. Тимофеевым споры обнаружены и в нижнепротерозойских сланцах в районе с. Большие Онгурёны.

Первые сведения по стратиграфии протерозоя Прибайкалья приводятся В. А. Обручевым (1889 г.), М. М. Тетяевым (1915а), Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1936, 1938в, 1938г, 1939в, 1939 г и др.), А. С. Кульчицким (1931, 1936) и др.

Впоследствии протерозой изучался В. С. Карпышевым (1941, 1945 гг.), С. В. Обручевым и Д. А. Великославинским (1953б), М. С. Бабковой (1955 г.), А. А. Малышевым (1954 г.), Н. В. Сухановой (1954 г.), А. С. Кульчицким (1950—1957 гг.), О. П. Егоровой (1950—1957 гг.), В. Д. Мацем (1950—1957 гг.) и др.

Наиболее полные данные по стратиграфии и составу протерозоя получены в последние годы (1953—1957) в результате работ, проведенных Иркутским геологическим управлением. Многие вопросы геологии этого чрезвычайно сложного комплекса изучены все еще крайне недостаточно, поэтому приводимые ниже данные не могут считаться окончательными. Это относится главным образом к нижнему и среднему протерозою. Стратиграфия верхнего протерозоя разработана достаточно полно и в дальнейшем, очевидно, будет лишь уточняться и детализироваться.

Нижний протерозой

Нижнепротерозойские отложения широко распространены в верховьях рек Сармы и Лены, а также в районе Елохина мыса. От архейских образований нижний протерозой повсеместно отделен крупными региональными разломами. Нигде в Западном Прибайкалье не удалось наблюдать нормальные соотношения этих толщ. Малокозинская свита,

* На контактах с интрузиями породы сарминской и акитканской серий превращены в кристаллические сланцы (биотитовые, мусковито-гранатовые и т. п.) и гнейсы.

залегаящая в основании среднего протерозоя, несогласно перекрывает нижний протерозой (рис. 17).

В составе нижнего протерозоя выделяются: свита Шартлы, иликтинская, малоиликтинская и голечная свиты*.

Свита Шартлы** распространена вдоль побережья оз. Байкал (от верховьев р. Зундука до р. Замы), в районе с. Кочериково и мысов Рита и Покойники. Контакт ее с нижележащими отложениями не наблюдался. В пади Зама и по р. Хейрему свита Шартлы согласно перекрывает песчаниками и сланцами иликтинской свиты.

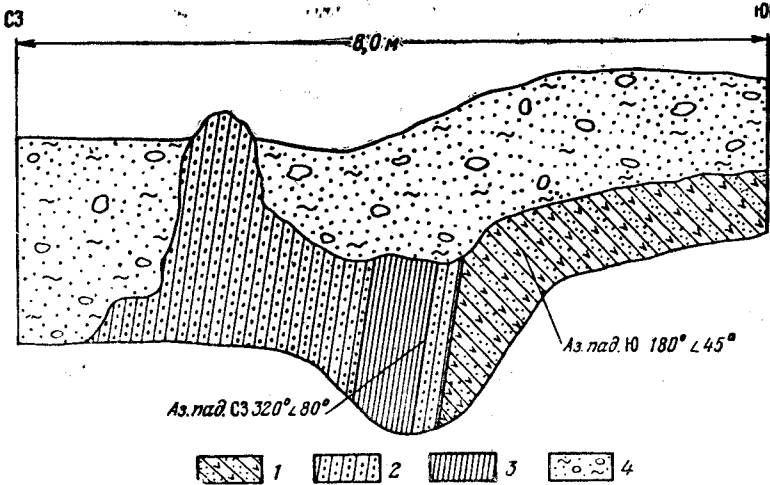


Рис. 17. Зарисовка канавы в верховьях р. Курги (несогласное наложение пород малоиликтинской свиты на отложения иликтинской свиты)

1 — разномерные полевошпатово-кварцевые песчаники иликтинской свиты ($P_{1,II}$); 2 — красные полевошпатово-кварцевые песчаники малоиликтинской свиты ($P_{1,III}$); 3 — зелено-лиловые сланцы; 4 — наносы

По пади Зама, в ее средней части, северо-западнее выходов гранитов разрез свиты следующий (снизу):

1. Песчаники мелко- и среднезернистые метаморфизованные зеленовато-серого цвета, структура которых зачастую неравномерностружчатая. Среди них отмечаются биотито-мусковитово-кварцевые сланцы и отдельные пластовые тела измененных миндалекаменных эффузивов основного состава
2. Мраморы доломитовые мелко- и среднекристаллические, белой, желтоватой, лиловой окраски
3. Песчаники метаморфизованные, чередующиеся с мусковитово-хлоритовыми, мусковитовыми и мусковитово-биотитовыми сланцами,

200—250 м

70—80 ..

* Последовательность в напластовании свит в нижнем протерозое устанавливается по соотношению пород в крупной синклинали в бассейне р. Малой Илукты, а также в крупных антиклинальных структурах района Хулуртуйского летника и мыса Покойники.

** Описанные здесь отложения впервые выделены Е. В. Павловским в составе свиты M_1 ; они были описаны в 1953 г. А. А. Малышевым под названием малоиликтинской, а В. Д. Мацем — тэтэринской свит. В работе С. В. Обручева и Д. А. Великославинского (1953) часть разреза этой толщи названа свитой Шартлы. Поскольку в печати фигурирует последнее название, мы и сохраняем его, хотя на мысе Шартлы описываемые отложения отсутствуют. В сводной стратиграфической схеме, утвержденной редакционным советом ВСЕГЕИ для государственной геологической карты м-ба 1:200 000, эти отложения включены в состав нижней подсвиты иликтинской свиты.

изредка мелкогалечные конгломераты с галькой кварца, кварцита, лейкократового плагногранита, гранит-аплита, гранито-гнейса	200—300 м
4. Сланцы мусковито-хлоритово-карбонатные, переходящие по простиранию в доломитовые мраморы	100—150 ..
5. Сланцы мусковитово-хлоритовые и мусковито-хлоритово-карбонатные с прослоями разнозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников и известняков	200—300 ..
6. Мраморы доломитовые	70—80 ..
Далее на протяжении 150 м обнажены граниты	
7. Песчаники разнозернистые, полевошпатово-кварцевые	около 300 ..
8. Сланцы зеленые хлоритовые	около 300 ..
Последние два горизонта, вероятно, принадлежат хотской свите.	
Общая мощность видимой части разреза 840—1160 м.	

К юго-западу от р. Замы карбонатные и хлоритово-карбонатные отложения свиты Шартлы непрерывно прослеживаются до верховья р. Зундука, где они обрываются крупным массивом гранитов, и юго-западнее со свитой Шартлы можно лишь условно сопоставлять мало-мощные карбонатные и хлоритово-карбонатные породы, обнажающиеся в районе ур. Зоной и в среднем течении р. Курмы.

К северо-востоку от р. Замы карбонатные породы в низах разреза сарминской серии широко распространены от с. Кочериково и далее к северо-востоку. Хлоритово-карбонатные сланцы с отдельными не выдержанными по простиранию горизонтами песчанистых доломитизированных известняков слагают подножие юго-восточного склона Байкальского хребта.

В окрестностях с. Малые Онгурёны песчаники и хлоритово-карбонатные сланцы свиты Шартлы обильно инъецированы нижнепротерозойскими гранитами и превращены в биотитовые и двуслюдяные гнейсы и амфиболиты. Ранее эти образования выделялись в самостоятельную хулуртуйскую (В. Д. Мац, 1954 г.) или онгурёнскую (С. Обручев, Велюславинский, 1953б) свиты. На амфиболитах и гнейсах здесь залегает мощная (около 2—3 км) толща кварцитов и мусковитово-кварцевых сланцев, перекрытых песчаниками и филлитами иликтинской свиты. Кварциты и мусковитово-кварцевые сланцы, возможно, следует выделять в отдельную свиту. Не исключено, что выделяемая А. С. Кульчицким харгитуйская свита включает разновозрастные кварцито-сланцевые толщи, одна из которых, вероятно, действительно залегает в основании видимого разреза нижнего протерозоя и может быть параллелизована с кварцитами и сланцами окрестностей с. Малые Онгурёны. Другая же, описанная А. С. Кульчицким в верховьях р. Сармы, сопоставляется с чайской свитой среднего протерозоя.

Верхняя часть разреза свиты Шартлы сравнительно хорошо обнажена по р. Хейрему, где по направлению от устья пади вверх по течению реки разрез ее следующий (снизу):

1. Скрытокристаллическая лиловато-зеленоватая-серая песчано-карбонатная порода, видимая мощность ее	25—30 м
2. Алевролиты зеленоватые-серые мелкозернистые карбонатизированные	5—8 ..
3. Милониты кварцевого порфира	50 ..
4. Карбонатная порода лиловато-кремовато-серая, видимая мощность которой	30—40 ..
Перерыв (около 800 м)	
5. Песчаник зеленоватый-серый мелкозернистый	10 ..
6. Сланцы полосчатые и пятнистые кремво-зеленые хлоритово-карбонатные с прослоями алевролитов и песчаников	100 ..
7. Песчаники желто-серые и зеленоватые-серые с редкими зернами «черного» кварца, видимая мощность	30—40 ..

В обнажениях, расположенных выше по течению р. Хейрема, среди хлоритово-карбонатных сланцев появляются отдельные увеличивающиеся по мощности прослой зеленовато-серых разномерных песчаников (псаммитовых сланцев), которые затем начинают резко преобладать в составе отложений и, очевидно, знаменуют переход к монотонной толще песчаников и сланцев иликтинской свиты. Еще далее к северу по пади Покойники вновь хорошо обнажены отложения свиты Шартлы, залегающие в ядре крупной антиклинали, четко вырисовывающейся в обрывах правого борта пади, в ее приустьевой части. Разрез этой свиты здесь следующий (снизу):*

- | | |
|--|-----------------|
| 1. Конгломераты темно-серые и зеленоватые. Галька конгломератов представлена красным лейкократовым гранитом, кварцем и зеленым сланцем. Конгломераты чередуются с серыми кварцевыми песчаниками, мощность их | более 200—300 м |
| 2. Песчаники лиловые и серые кварцевые | около 50—60 „ |
| 3. Сланцы зеленые карбонатно-хлоритовые | около 100—150 „ |
| Общая мощность свиты в районе Хейрем — Покойники 600—700 м. | |

С отложениями свиты Шартлы условно можно сопоставить мощную толщу мраморов и хлоритовых сланцев, развитую на Ушканьих островах.

Если верны приведенные сопоставления**, то в отложениях свиты Шартлы можно заметить некоторые закономерные изменения, выражающиеся в том, что мощность ее заметно увеличивается в северной части района, наряду с этим намечается увеличение роли карбонатных пород в ее составе по направлению с юго-запада на северо-восток.

Как нетрудно заметить, общим наиболее характерным литологическим признаком отложений свиты Шартлы является наличие карбонатных пород по всему ее разрезу, причем чаще это не чистые карбонатные породы ряда доломит — известняк, а отложения карбонатно-глинисто-алевритово-песчанного состава. Весьма характерна чрезвычайная изменчивость количественных соотношений карбонатной и кластической составляющих породы.

Алеврито-псаммитовые породы имеют полиминеральный, аркозовый или олигомиктовый состав. Породы свиты Шартлы довольно сильно метаморфизованы и обладают сланцеватой текстурой и бластическими структурами. В них обычны новообразования таких минералов, как мусковит, биотит, хлорит, эпидот. В зонах контактового метаморфизма породы свиты нередко превращены в кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты.

Иликтинская свита широко распространена в верховьях рек Сармы и Иликты и представлена монотонной толщей грубо-разномерных олигомиктовых и аркозовых метаморфизованных гравелитов и песчаников. Среди резко преобладающих грубообломочных пород встречаются пачки серицитово-хлоритовых и слюдисто-кварцевых сланцев. Иногда в иликтинской свите встречаются зеленые хлоритовые сланцы, в которых распознаются сильно измененные эффузивы основного и среднего состава.

* По пади Покойники, очевидно, вскрыты наиболее низкие части разреза свиты Шартлы, а по р. Хейрему — более высокие.

** Параллелизация отложений во всех приведенных случаях базируется на литологическом единстве толщ, для которых повсюду характерно наличие карбонатных пород, отсутствующих или крайне редко встречающихся в других частях разреза нижнего протерозоя, и залегании их в низах видимой части разреза протерозоя под характерной мощной толщей песчаников и сланцев иликтинской свиты.

Количественные соотношения рассланцованных эффузивов и грубообломочных пород в составе иликтинской свиты крайне непостоянны. Возможно, что местами эффузивы резко преобладают над последними.

В пади Зама, по р. Хейрему и в районе с. Малые Онгурёны иликтинская свита, по-видимому, согласно перекрывает свиту Шартлы. На р. Малой Иликте на иликтинской свите согласно залегает малоиликтинская. Северо-восточнее верховьев рек Сармы и Иликты отложения иликтинской свиты обнажены в ряде крупных коренных выходов в приустьевой части р. Малой Иликты. Здесь в ее составе значительную роль играют хлоритовые сланцы, среди которых встречаются маломощные прослои грубо-разнозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников.

В некоторых случаях хлоритовые сланцы при микроскопическом изучении определяются как глубоко измененные андезитовые порфириты, изредка сохранившие миндалекаменную текстуру. Иликтинская свита залегает здесь, по-видимому, в ядре крупной антиклинали, шарнир которой полого погружается к юго-западу. По направлению к северо-востоку состав пород иликтинской свиты несколько меняется: постепенно уменьшается крупность псаммитовой фракции песчаников, в верховьях рек Курги, Глубокой и далее к северо-востоку гравелиты встречаются лишь в единичных случаях. Здесь наиболее распространены мелко-, средне- и реже крупнозернистые песчаники, часто превращенные в псаммитовые сланцы. Для пород чрезвычайно характерна неравномерная зернистость. Основная масса по размеру зерен обычно отвечает пелито-алевритовой фракции или тонким псаммитам и содержит резко выделяющиеся крупные псаммитовые зерна, состав которых различен. В породах иликтинской свиты (верховья рек Сармы и Иликты) псаммитовые зерна обычно представлены хорошо окатанными полевыми шпатами и серым и опаловидным кварцем. Лишь изредка встречаются песчаники с остроугольными зернами кварца, кажущегося в свежем изломе черным («чернокварцевые» песчаники). В отдельных случаях под микроскопом в «чернокварцевых» песчаниках распознаются реликты туффитовой структуры. Не исключено, что более детальное петрографическое изучение этих пород покажет для большинства из них пирокластическое происхождение. Цемент песчаников обычно представлен серицито-хлоритово-кварцевым агрегатом.

В верховьях р. Курги полевошпатово-кварцевые и кварцевые* песчаники (псаммитовые сланцы) присутствуют примерно в равных количествах, а еще далее к северо-востоку кварцевые песчаники начинают резко преобладать в разрезе иликтинской свиты. Наряду с песчаниками здесь появляются отдельные пачки черных филлитовидных сланцев, имеющих подчиненное значение. Мощность иликтинской свиты равна 3000—3500 м.

Иликтинская свита примерно такой же облик сохраняет и далее к северу, где ею сложены обширные пространства в бассейнах рек Глубокой, Чанчур, Риты, Ленской Шартлы и пади Покойники**. Не ис-

* Говоря о полевошпатово-кварцевых или кварцевых песчаниках, мы имеем в виду в данном случае состав крупной фракции пород. В действительности же песчаники иликтинской свиты являются полиминеральными.

** В этой части района описываемые отложения были выделены в 1952—1953 гг. В. Д. Мацем под названием онгуренской свиты, а С. В. Обручевым и Д. А. Великославским в 1953 г. были названы илгинской свитой. Работами 1956—1957 гг. была доказана одновозрастность онгуренской и иликтинской свит. Последнее наименование и оставлено для всей указанной толщи.

ключено, что породы свиты M_1 * Е. В. Павловского (1936), развитые в районе Елохина мыса, также соответствуют части разреза иликтинской свиты. С иликтинской свитой сопоставимы отложения ледяниной свиты А. А. Малышева (1954 г.), распространенные в бассейне руч. Ледяного в районе Елохина мыса, и свиты гуилги (Н. В. Суханова, 1954 г.), развитой в районе Котельниковского мыса.

Малоиликтинская свита имеет ограниченное распространение. Породы ее сохранились в наиболее глубоко погруженных частях крупных синклинальных структур и достоверно установлены лишь на правом берегу р. Малой Иликты, где они залегают в ядре крупной синклинальной складки, крылья которой сложены песчаниками и сланцами иликтинской свиты.

Свита представлена сравнительно однообразной песчано-сланцевой толщей, которая с трудом отделяется от отложений иликтинской свиты **. Толща образована разнородными полевошпатово-кварцевыми песчаниками, сланцами и черными филлитами. Филлиты слагают отдельные горизонты мощностью до 400—500 м. Наиболее характерны для свиты пльчатые тонкополосчатые серицитово-хлоритовые сланцы, в которых равномерно чередуются миллиметровые серицитово-хлоритовые и слюдисто-полевошпатово-кварцевые полосы. Видимая мощность свиты равна примерно 1000—1500 м.

Голечная свита, так же как и малоиликтинская, имеет ограниченное распространение. Ее отложениями выполнено ядро Малоиликтинской синклинали, что и позволяет определять положение свиты в наиболее высокой части видимого разреза нижнего протерозоя.

В основании голечной свиты залегают горизонт своеобразных глыбовых конгломератов, состоящих из крупных и мелких глыб лейкократовых среднезернистых гранитов серого цвета, погруженных в песчанисто-филлитовый цемент. Глыбы и галька гранитов обычно хорошо окатаны, размеры обломков резко колеблются от нескольких сантиметров до полутора метров в диаметре. Количественные соотношения обломков и цемента изменчивы, обломки или переполняют породу или редко рассеяны в сланцевом цементе. Наряду с галькой и валунами в сланцах цемента часто встречаются отдельные зерна кварца и полевых шпатов. В конгломератах встречаются единичные гальки доломитового известняка, кварцево-серицитового микросланца, измененных микродиорита (?) и кератофира, кварцита. Неоднородность обломочного материала пород и тонкая зернистость цементирующей массы позволяют предполагать, что конгломераты представляют собой образования типа тиллитов; мощность их 450—500 м.

Выше по разрезу конгломераты постепенно сменяются хлоритосерицитовыми сланцами с крупными зернами кварца и полевых шпатов, среди которых встречаются маломощные пластообразные тела кератофиров. Мощность сланцев примерно 200 м.

Верхняя часть разреза голечной свиты сложена пачкой чередующихся хлоритовых, железисто-хлоритовых сланцев и железистых кварцитов криворожского типа. Мощность отдельных пластов железистых

* А. А. Малышев (1954 г.) породы свиты M_1 описал под наименованием малокошинской свиты. Впоследствии это название было предложено для нижней части разреза акитканской серии.

** Возможно, правильнее выделять описываемую часть разреза как верхнюю подсвиту иликтинской свиты.

кварцитов колеблется от 0,1 до 1,6 м. Видимая мощность верхней части разреза 10—15 м. В железистых кварцитах часто равномерно чередуются магнетито-кварцевые и кварцево-магнетитовые прослои мощностью от 2—3 до 10—15 мм.

Средний протерозой

На породах нижнего протерозоя залегает мощная толща осадочных и эффузивно-туфогенных пород, относимых к среднему протерозою. Часть разреза этой толщи была описана еще в 1935 г. Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1936) под наименованием свиты M_2 (зелено-лиловая свита).

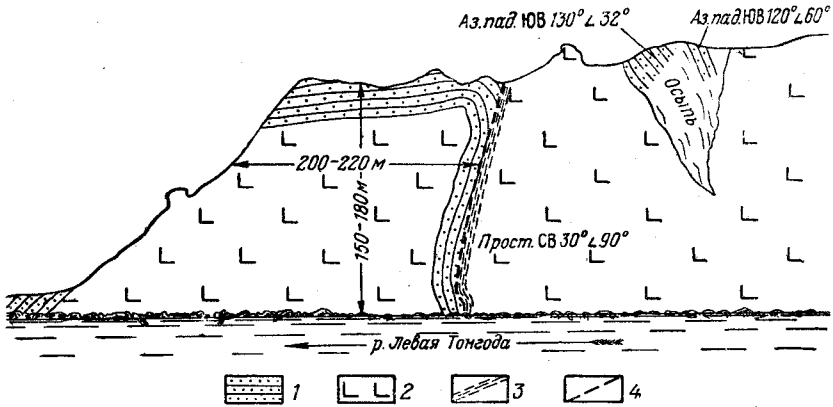


Рис. 18. Обнажение по р. Лево́й Тонгоде (характер налегания голоустенской свиты на хибеленскую)

1 — полевошпатово-кварцевые песчаники голоустенской свиты (Pt_3gl); 2 — кварцевые порфиры хибеленской свиты (Pt_3hb) 3 — зона милонитизации; 4 — линия сброса

Работами последних лет В. Д. Маца, А. А. Малышева, Н. В. Сухановой, Л. И. Салопа, А. С. Кульчицкого выяснены строение среднепротерозойских отложений и соотношения их с подстилающими и покрывающими толщами. Наиболее четко соотношения пород среднего протерозоя с отложениями нижнего установлены в районе Елохина мыса. Здесь, по данным А. А. Малышева (1954 г.), подтвержденным Л. И. Салопом (1956а), конгломераты и песчаники среднего протерозоя, наклоненные к северо-западу $300^\circ \angle 25^\circ$, с резким несогласием налегают на метаморфизованные сланцы нижнего протерозоя, слои в которых круто наклонены к ВСВ $80^\circ \angle 70^\circ$.

Л. И. Салопом в разрезе по пади Малая Коса наблюдался непосредственный контакт этих толщ. По данным А. А. Малышева, В. Д. Маца и других геологов, в конгломератах среднего протерозоя встречается галька пород, характерных для нижнепротерозойской толщи, в том числе и галька гранитов, обильно инъецирующих нижнепротерозойские образования района Елохина мыса. Таким образом, совершенно определенно устанавливается крупное несогласие между нижним и средним протерозоем (см. рис. 17). Породы среднего протерозоя, в том числе и кварцевые порфиры, с отчетливо выраженным несогласием перекрыты голоустенской свитой верхнего протерозоя (рис. 18).

В основании среднего протерозоя в районе Елохина мыса залегает мощная толща конгломератов, песчаников и сланцев, чередующихся с отдельными пластовыми телами и покровами кварцевых порфиров. Выше по разрезу количество кварцевых порфиров и их производных увеличивается, и они начинают резко преобладать. Нижняя часть разреза, сложенная преимущественно осадочными (частью пирокластическими) породами, выделена под названием малокосинской свиты, а верхняя — существенно эффузивная — хибеленской свиты (А. А. Малышев, В. Д. Мац, 1953 г.). При разработке сводной стратиграфической схемы Западного Прибайкалья Л. И. Салопом для эффузивно-осадочной толщи был предложен термин — акитканская серия.

В верховьях рек Лены и Большого Аная стратиграфически выше залегает толща конгломератов, песчаников, оттрелитовых и других сланцев анайской свиты*.

Малокосинская свита наиболее полно изучена в разрезе по пади Малая Коса. Здесь, по данным А. А. Малышева (1954), в 70—80 м от коренных выходов зеленых сланцев нижнего протерозоя разрез ее следующий (снизу):

1. Песчаники косослоистые лиловые, переслаивающиеся с лиловыми конгломератами**.	85 м
В нижней части разреза преобладают песчаники, в верхней — конгломераты	
Перерыв	40 "
2. Конгломераты с прослоями лиловых песчаников и алевролитов	25 "
3. Песчаники, алевролиты и сланцы лиловые и зеленые, переслаивающиеся между собой	150 "
4. Туфы кварцевого порфира	50 "
5. Сланцы зеленые туфовые	20 "
Общая мощность свиты около 400 м.	

Выше следует мощное пластовое тело кварцевых порфиров, относимых к хибеленской свите.

А. А. Малышев подчеркивает резкую фаціальную изменчивость, свойственную отложениям малокосинской свиты (в частности, увеличение роли конгломератов в ее составе по направлению к северу), широкое распространение в ее отложениях косослоистых пород, переложенных осадков из размытых нижних горизонтов свиты. В окраске пород весьма характерны лилово-красные и зеленые тона.

К югу от верховьев р. Лены породы малокосинской свиты выходят на поверхность в ядре антиклинальной складки в верховьях Большого Аная и на водораздельных пространствах Байкальского хребта, в бассейне р. Сухого Онгурёна и в верховьях р. Курги, где они слагают ядра синклинальных структур. Здесь разрез малокосинской свиты существенно отличается от описанного выше.

В основании свиты залегает горизонт лилово-красных мелко- и среднезернистых полевошпатово-кварцевых песчаников с отдельными

* Залегание анайской свиты в верхней части разреза среднего протерозоя устанавливается в верховьях р. Большого Аная, где она ложится на крыло крупной, четко выраженной антиклинали, ядро которой выполнено песчаниками и сланцами малокосинской свиты. В конгломератах анайской свиты часты гальки характерных кварцевых порфиров хибеленской свиты.

** В гальке конгломератов встречены косослоистые лиловые песчаники, аналогичные тем, в которых конгломераты образуют прослои, кварц, кварциты, кварцевые порфиры, розовые и зеленоватые граниты, инъецирующие породы нижнего протерозоя — зеленые сланцы.

прослоями зелено-лиловых глинисто-алевритовых сланцев. Мощность песчаников 150—200 м. Выше по разрезу среди песчаников появляются многочисленные пачки тонкослоистых зелено-лиловых, часто косослоистых сланцев, которые начинают резко преобладать в составе толщи и слагают второй, верхний горизонт малокозинской свиты. Мощность сланцев 300—350 м. Общая видимая мощность малокозинской свиты в верховьях р. Курги 450—550 м. Здесь, так же как и в районе Елохина мыса, установлено резкое несогласное налегание лиловых песчаников малокозинской свиты на песчаники иликтинской свиты нижнего протерозоя (В. Д. Мац, 1959 г.).

Сопоставление песчано-сланцевой толщи с малокозинской свитой окрестностей Елохина мыса базируется на литологическом сходстве (зелено-лиловая окраска пород, наличие косослоистых разностей) обеих толщ, а также их несогласном залегании на нижнем протерозое и под несогласно перекрывающими их отложениями байкальского комплекса. Южнее верховьев р. Курги малокозинская свита, по-видимому, отсутствует в разрезе протерозойской толщи, что, вероятно, связано с ее размывом.

К северу от Елохина мыса малокозинская свита почти непрерывно прослеживается до верховьев рч. Мужинай (Ульканский), где она описана Н. В. Сухановой. Разрез малокозинской свиты в этом районе существенно не отличается от разрезов, описанных по рч. Малой Косе и р. Лене. Отложения малокозинской свиты севернее неизвестны. Не исключено, что эта свита по простиранию замещается толщей, в основном сложенной кварцевыми порфирами и их производными, и неотличима от вышележащей хибеленской свиты. Л. И. Салоп указывает на широкое распространение отложений малокозинской свиты севернее оконечности Байкала, в хр. Аkitкан.

Прослеживая малокозинскую свиту с севера на юг, можно заметить, как в ее составе постепенно уменьшается роль грубообломочных, а также эффузивных и пирокластических пород, что связано, вероятно, с удалением от области интенсивной вулканической деятельности.

Хибеленская свита согласно и постепенно сменяет малокозинскую. К хибеленской свите относится мощная толща кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, порфиритов и их пирокластических производных, широко распространенных в северной части западного Прибайкалья и вдоль западной окраины Байкало-Патомского нагорья. На юге область распространения эффузивной толщи ограничивается верховьями р. Лены.

Хибеленская свита сложена покровами кварцевых порфиров, чередующимися с пачками туфовых сланцев, песчаников и яшм. Мощность отдельных покровов достигает 100 м и более.

Наряду с покровами, вероятно, существуют и гипабиссальные аналоги порфиров, которые не всегда удается отделить от собственно излившихся пород.

В верховьях р. Киренги разрез хибеленской свиты следующий (снизу):

- | | |
|---|---------|
| 1. Порфиры лиловато-серые кварцевые видимой мощностью | 100 м |
| 2. Песчаники темно-серые, зеленовато-серые, массивные, туфитовые мелкозернистой структуры, переслаивающиеся с темно-серыми туфитовыми алевролитовыми сланцами | 75—80 „ |
| 3. Порфириты яшмовидные оливково-зеленые | 15 „ |

- | | |
|--|--------------|
| 4. Песчаники и сланцы, пересланяющиеся между собой, аналогичные нижележащим. Сланцы и песчаники присутствуют примерно в равных количествах. Окраска их иногда красная, текстура в некоторых случаях косослоистая | 40—45 м |
| 5. Порфиры зеленовато-серые и красные, рассланцованные, кварцевые, с полосчатой текстурой | 25—35 „ |
| 6. Порфиры кварцевые массивные розовато-серые и зеленовато-серые | 80—90 „ |
| 7. Сланцы туфовые зеленые и красные, чередующиеся между собой, и порфириды | 60—80 „ |
| 8. Кварцевые порфиры и порфириты с отдельными маломощными пачками туфовых сланцев | около 1000 „ |
- Общая видимая мощность хибеленской свиты около 1500 м.

По мнению Е. В. Павловского, не исключено, что среди кварцевых порфиров хибеленской свиты имеют место петрографически близкие образования значительно более молодого возраста. Однако доверхнепротерозойский возраст большей части кварцевых порфиров достоверно устанавливается по налеганию на них песчаников голоуспенской свиты.

Анайская свита* венчает разрез среднего протерозоя. Ее отложениями, сохранившимися в наиболее прогнутых частях крупных синклиналей, сложены высоты Анайского гольцового массива, гольцы на водоразделе рек Чанчура и Булгары и водораздельные пространства в верховьях р. Сармы. С анайской свитой условно сопоставляется кварцито-сланцевая свита**, развита на побережье оз. Байкал, на участке от нижнего течения р. Анги до мыса Кулган.

Наиболее четко разрез свиты и ее возрастное положение определяются в многочисленных выходах левых притоков р. Большого Аная. Здесь в ядре широкой антиклинали обнажены лиловые песчаники, туффопесчаники и зелено-лиловые сланцы малококсинской свиты. На юго-восточное крыло антиклинали ложатся конгломераты анайской свиты, в которых часто встречаются характерные лиловые кварцевые порфиры, песчаники и сланцы малококсинской и хибеленской свит; большая часть галек представлена кварцем. Породы нижнего протерозоя в гальке конгломератов отсутствуют.

Таким образом, совершенно точно устанавливается более молодой (относительно малококсинской и хибеленской свит) возраст анайской свиты. В то же время во многих случаях отчетливо наблюдается несогласное налегание голоуспенской свиты на анайскую. Эти данные позволяют достаточно достоверно определять ее стратиграфическое положение. Наличие конгломератов (мощностью 25 м) в основании свиты свидетельствует о существовании перерыва, предшествовавшего отложению пород анайской свиты, а состав галек и параллельное залегание анайской и малококсинской свит говорит о сравнительной кратковременности этого перерыва и вероятном отсутствии углового несогласия.

* Описываемые отложения были выделены в 1952—1953 гг. в верховьях р. Большого Аная под наименованием анайской свиты. В 1955 г. Л. И. Салоп сопоставил анайскую свиту с кварцито-конгломератовой свитой, описанной Домбровским в разрезе по р. Чае, и предложил для обеих толщ наименование чайской свиты. Однако достоверность этих сопоставлений вызывает некоторые сомнения.

** В отношении возраста кварцито-сланцевой свиты существуют самые различные мнения. И. Д. Черским, а потом В. А. Обручевым (1935б), Е. В. Павловским (1938б) и другими исследователями она отнесена к нижнему архею. С. В. Обручев и Д. А. Великославинский (1953б), А. С. Кульчицкий (1957) помещают ее в низы нижнего протерозоя.

Разрез свиты следующий (снизу):

1. Сланцы глинисто-алевритовые лиловые с прослоями таких же сланцев зеленого цвета и лиловато-серых песчаников	20—25 м
2. Песчаники, сильно рассланцованные, тонкозернистые, зеленовато-серого цвета Вверх по течению реки на протяжении около 0,9 км коренные выходы пород отсутствуют	40 "
3. Песчаники разномзернистые темновато-серые с более крупными, чем основная масса породы, зернами кварца, кажущегося черным в свежем изломе	80 "
4. Сланцы оттрелитовые зеленые и зеленовато-серые, чередующиеся между собой, с четырехметровым прослоем серых гравелистых кварцевых песчаников	130 "
5. Сланцы зеленые, лиловато-зеленовато-серые и темно-серые оттрелитовые, серицитово-оттрелитовые, переслаивающиеся между собой	90 "
6. Сланцы черные серицитово-оттрелитовые	60 "
7. Песчаники средне- и крупнозернистые светло-серые и лилово-серые кварцевые Эти песчаники обнажены в северо-западном и юго-восточном крыле антиклинали. В юго-восточном крыле складки на песчаниках залегают:	125 "
8. Сланцы зеленовато-серые и черные серицитово-оттрелитовые и оттрелитовые с отдельными прослоями (мощностью до 5 м) серых кварцевых песчаников	110 "
9. Песчаники кварцевые буровато-серые с отдельными прослоями черных филлитов	40 "
Перерыв в обнажении	70 "
10. Песчаники кварцевые буровато-серые	8 "
Перерыв в обнажении	100 "
11. Чередующиеся черные оттрелитовые, серицитово-оттрелитовые сланцы и буровато-серые кварцевые песчаники мощностью	около 20 "
12. Сланцы зеленые оттрелитовые	20—25 "
13. Песчаники кварцевые буровато-серые	5—8 "
14. Сланцы зеленые оттрелитовые и серицитово-кварцевые, чередующиеся между собой	90—100 "
15. Чередующиеся черные филлитовидные, кварцево-серицитовые, серицитово-оттрелитовые, кварцево-оттрелитовые сланцы и серые кварцевые песчаники	около 150 "
16. Серые кварцевые песчаники видимой мощностью	5 "

По разрезу намечается деление свиты на две части*: нижнюю, в составе которой главную роль играют светло-серые и лиловатые существенно кварцевые песчаники (150—200 м), и верхнюю, в основном сложенную оттрелитовыми сланцами и филлитами (850—900 м). В связи с фаціальными переходами мощность песчаниковой части разреза местами резко возрастает.

К югу-западу от верховьев р. Большого Аная в составе базальных слоев чайской свиты заметны постепенные, но четко выраженные изменения, которые сводятся к уменьшению крупности обломочного материала, переходу конгломератов в гравелиты и грубозернистые песчаники, уменьшению количества, а затем и исчезновению галек кварцевых порфиров, уменьшению мощности и постепенному исчезновению песчаников, окрашенных в лиловатые тона.

К юго-западу от Анайского гольцового массива на одном простирании с Анайской синклиналью на вершинах гольцов водораздела рек

* Достаточно четкие отличия этих частей разреза свиты, большая их мощность и выдержанность на значительных пространствах позволяют считать их подсвитами. Дальнейшее изучение толщи, возможно, покажет их самостоятельное стратиграфическое значение как свит.

Чанчур и Булгары вновь появляются светло-серые существенно кварцевые песчаники, сходные с описанными и, вероятно, также принадлежащие анайской свите. Верхние части разреза свиты здесь отсутствуют. Наконец, в верховьях р. Сармы широко распространены кварциты, песчаники и сланцы, условно относимые к анайской свите*. Сопоставление этих толщ опирается на следующие данные:

1. В литологическом отношении они совершенно тождественны. Весьма характерно сочетание существенно кварцевых гравелитов и песчаников с черными филлитами, серицитово-оттрелитовыми сланцами, черными и зелеными оттрелитовыми сланцами. Нигде в других частях разреза протерозоя неизвестны столь своеобразные породы.

2. Породы анайской свиты в верховьях Большого Аная и Сармы имеют одинаковое простирание.

3. Форма и размеры структур обеих толщ близки. Внешняя часть структур сложена песчаниково-кварцитовой подсвитой, а внутренняя — сланцевой, причем в верховьях реки Большого Аная точно установлено более высокое стратиграфическое положение сланцевой подсвиты относительно песчаниково-кварцитовой.

Приведенные данные позволяют считать кварцито-сланцевую толщу бассейна р. Сармы аналогом анайской свиты и также относить ее к верхам среднего протерозоя.

Разрез** анайской свиты в верховьях р. Сармы следующий (снизу):

1. Кварцитовый горизонт	900 м
2. Кварцито-сланцевый горизонт	1800 „
3. Сланцевый горизонт	600 „
4. Кварцито-сланцевый горизонт с измененными эффузивами кислого и среднего состава	около 2500 „
Общая видимая мощность свиты достигает здесь 5800 м.	

На побережье оз. Байкал, от р. Анги до Онгурёнского мыса, и в Приморском хребте породы анайской свиты глубоко изменены под воздействием гранитов и превращены в кварциты и гранато-мусковитовые сланцы. Сильный метаморфизм пород ввел в заблуждение многих исследователей, относивших эту толщу к низам архея.

Верхний протерозой

На различных горизонтах нижележащих толщ и на прорывающих их магматических породах с резко выраженным крупным структурным несогласием*** залегает толща пород байкальского комплекса.

На породах байкальского комплекса повсеместно залегает мощная толща полимиктовых песчаников, гравелитов и реже конгломератов ушаковской свиты, которая всеми исследователями относится к нижнему кембрию. Отсюда совершенно очевидна важность установления соотношений ушаковской свиты с байкальским комплексом. По этому вопросу в литературе в течение многих лет происходила ожесточен-

* Речь идет о харгитуйской свите А. С. Кульчицкого (1957). Поскольку анайская свита была выделена раньше, мы оставляем это название.

** Разрез дан по материалам А. С. Кульчицкого (1957), который, однако, считает, что последовательность напластования была обратна приводимой здесь.

*** Соотношения байкальского комплекса с подстилающими породами четко устанавливаются в ряде пунктов Западного Прибайкалья и не вызывают никаких сомнений.

ная дискуссия. Е. В. Павловский (1948а) в окрестностях с. Косая Степь описал залегание ушаковских конгломератов на различных горизонтах байкальского комплекса и на древних (по его мнению, архейских, а по последним данным — протерозойских) гранитах. Проведенные в последние годы исследования поставили под сомнение выводы Е. В. Павловского. Некоторые исследователи (Кульчицкий, Цахновский) считают, что здесь имеет место тектонический контакт, а конгломераты, залегающие на гранитах, по данным А. С. Кульчицкого, не принадлежат к ушаковской свите и древнее байкальского комплекса.

И. И. Катушенок (1940) указывал на наличие структурного несогласия между ушаковской свитой и байкальским комплексом. В частности, им описаны налегание пород ушаковской свиты на отложения средней части разреза байкальского комплекса в бассейне р. Сармы, несогласное* налегание ушаковской свиты на байкальский комплекс по р. Средней Иликте и такое же налегание мотской свиты на байкальский комплекс на р. Лене (руч. Сохатиный). В. Д. Мац в первых двух случаях непосредственного контакта толщ не наблюдал.

Фактические данные не позволяют безапелляционно решать вопрос о соотношении толщ. По р. Лене (В. Д. Мац, О. П. Егорова, 1953 г.) в действительности имеет место несогласное** залегание карбонатных пород ленского яруса на мотской свите, а не мотской свиты на байкальском комплексе, как указано у И. И. Катушенка.

Непосредственный контакт ушаковской свиты с байкальским комплексом наблюдается в четырех пунктах: 1) на правом берегу р. Сармы, выше устья р. Малой Белеты, где породы залегают совершенно согласно; 2) на правом берегу р. Лены, ниже устья р. Золотыкана, наблюдается также согласное залегание пород; 3) на левом берегу одного из верхних притоков р. Толокотя полимиктовые песчаники ушаковской свиты, выполняющие лежащую синклиналиную складку, залегают несогласно на породах улунтуйской свиты; 4) в верховьях р.левой Тонгоды ушаковские песчаники с редкой галькой черных алевритовых сланцев резко несогласно залегают на различных пластах сланцев качергатской свиты, смятых в резкие острые микроскладки.

В различных частях Западного Прибайкалья устанавливается как согласное, так и резко несогласное налегание ушаковской свиты на байкальский комплекс. Однако во всех случаях литологическая граница чрезвычайно резкая, а в составе конгломератов ушаковской свиты присутствуют гальки всех нижележащих местных пород протерозоя и архея, т. е. конгломераты по составу являются базальными. Приведенные данные позволяют определенно утверждать, что накоплению осадков ушаковской свиты предшествовал длительный перерыв и глубокий размыв, а в отдельных участках имеет место и структурное несогласие.

Отложения байкальского комплекса четко делятся на три свиты: голоустенскую, улунтуйскую и качергатскую. Все три свиты залегают согласно и связаны друг с другом постепенными переходами. Лишь в отдельных случаях внутри байкальского комплекса фиксируются незначительные перерывы в осадконакоплении.

* Имеется в виду структурное несогласие.

** Впечатление о существовании несогласия может быть связано с наличием ко-ской слоистости.

Голоуестенская свита представлена толщей доломитов, известняков и песчаников, среди которых изредка встречаются горизонты глинистых, глинисто-алеуритовых и хлоритово-карбонатных сланцев. Породы свиты, за исключением сланцев, окрашены в светло-серый, кремоватый тона, и лишь в ее верхах появляются темно-серые и черные известняки. Мощность свиты меняется от нескольких десятков метров до 1000—1200 м.

В бассейне р. Голоуестной (по данным ряда исследователей) разрез свиты следующий (снизу):

1. Доломиты кремовые крипнокристаллические яснослоистой текстуры	20 м
2. Филлиты пестроцветные, сланцы известковистые, мергели	150 ..
3. Известняки светло-серые среднекристаллические доломитовые	100—200 ..
4. Песчаники светло-серые кварцитовидные и карбонатно-кварцевые	120—130 ..
5. Известняки светло-серые, в верхах темно-серые в различной степени доломитовые с отдельными горизонтами кварцитовидных песчаников и алеуритово-глинистых сланцев	160—170 ..
Общая мощность свиты 550—670 м.	

По данным А. С. Кульчицкого (1957), мощность свиты здесь 1165 м. Совершенно аналогичные разрезы голоуестенской свиты описаны в различных частях Западного Прибайкалья вплоть до верховьев р. Лены. В основании голоуестенской свиты в отдельных случаях (бассейн р. Бугульдейки и правобережье р. Риты) появляются маломощные (до 3—10 м) мелкогалечные конгломераты; в верховьях р. Курги над доломитами лежит маломощная (5—8 м) толща пестроцветных известняков и известковистых сланцев. В остальных случаях разрез голоуестенской свиты, так же как и на р. Голоуестной, начинается с доломитов.

Кремовые и кремово-серые крипнокристаллические доломиты, залегающие в основании свиты, непрерывно прослеживаются от бассейна р. Голоуестной до верховьев р. Лены. В бассейне р. Большого Аная они начинают постепенно уменьшаться в мощности и в них появляется псаммитовая примесь кварца. В верховьях р. Лены, у перевала по Солнце-пади, доломиты, по данным М. С. Бабковой (1954 г.), переходят по простираанию в конгломераты и песчаники, практически неотделимые от вышележащих пород, и севернее р. Лены голоуестенская свита представлена полевошпатово-кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с редкими прослоями карбонатных и глинистых пород в верхней части свиты.

Аналогичный состав имеет голоуестенская свита по пади Щеглово, на правом берегу р. Ангары. Здесь среди поля юрских конгломератов и песчаников В. С. Исаковой (1959 г.) обнаружены выходы архейских гнейсов, на которых залегают гравелиты и песчаники голоуестенской свиты мощностью примерно 200 м. Литологические особенности пород позволяют считать, что они отлагались в прибрежной части бассейна. Пестроцветные филлиты и известковые сланцы, отмеченные в разрезе по р. Голоуестной, очень не выдержаны как по простираанию, так и по падению. Их выходы отмечены на реках Средней Иликте, Чанчуре и по правобережью пади Рита. В остальных участках Западного Прибайкалья кремовые крипнокристаллические доломиты непосредственно сменяются серыми и граница между ними становится распылчатой, а лежащие выше песчаники (горизонт 4 в разрезе) к северо-востоку от с. Голоуестное четко прослеживаются вдоль всего западного побережья оз. Байкал.

В бассейне рек Голоустной и Бугульдейки среди песчаников часто встречаются прослои карбонатных пород и карбонатная примесь в цементе, то же наблюдается и в среднем течении р. Сармы, где карбонатные породы доминируют по всему разрезу голоустенской свиты, и выделить отдельные более дробные стратиграфические горизонты трудно.

К северу от р. Лены в низах толщи появляются мелкогалечные конгломераты и гравелиты, количество зерен полевых шпатов и обломков пород увеличивается (преимущественно кварцевых порфиров). Залегающая на песчаниках верхняя карбонатная толща имеет сложный состав. Наиболее полно она изучена вдоль р. Правой Иликты. Здесь разрез ее следующий (снизу):

1. Известняки серые и пепельно-серые с отдельными прослоями глинистых сланцев	80 м
2. Известняки оолитовые доломитовые с прослоями кварцевых песчаников	70 "
3. Известняки серые и темно-серые скрытокристаллические	60 "
4. Известняки оолитовые и массивные доломитовые светло-серой окраски, чередующиеся между собой	35 "
5. Известняки доломитовые светло-серые и темно-серые	75 "
6. Известняки оолитовые, чередующиеся с кварцевыми песчаниками	30 "
7. Известняки темно-серые и черные плитчатые с прослоями глинистых сланцев	230 "
Общая мощность толщи 580 м.	

Мощность голоустенской свиты достигает 1000 м. Карбонатная толща, сохраняя общий характер, непрерывно прослеживается до верховьев р.левой Тонгоды. Для нее характерно наличие оолитовых пород, прослои песчаников в нижней и глинистых сланцев в верхней части разреза. Окраска карбонатных пород в низах чаще светло-серая, а в верхней половине разреза темно-серая и черная.

Севернее р.левой Тонгоды в составе голоустенской свиты мощные карбонатные толщи, сопоставимые с описанной, отсутствуют. Мощность верхней карбонатной толщи (по Мацу) колеблется от 47 м (р.левая Тонгода) до 430 м (р.Большой Анай) и до 580 м (р.Правая Иликта).

Голоустенская свита расчленена на три подсвиты, а подсвиты на ряд горизонтов:

1. *Нижняя подсвита:*

- | | |
|--|-----------|
| а) нижний горизонт — кремво-серые криптокристаллические доломиты и известковые доломиты. В низах изредка встречаются маломощные конгломераты и пестроцветные известково-глинистые породы | 20—80 м |
| б) средний горизонт — не выдержанные по простиранию и падению пестроцветные известковистые сланцы, мергели, изредка песчаники | до 150 " |
| в) верхний горизонт — серые мелкозернистые доломитовые известняки, часто песчанистые и переходящие по простиранию в карбонатно-песчаные породы | 100—150 " |
| 2. <i>Средняя подсвита</i> — светло-серые кварцитовидные и известковистые кварцевые песчаники, иногда замещающиеся по простиранию доломитовыми известняками | 100—200 " |
| 3. <i>Верхняя подсвита</i> — карбонатные породы (часто оолитовые) со слоями песчаников и сланцев | 47—430 " |

Приведенное расчленение применимо для района от бассейна р. Голоустной до верховьев р. Лены. Севернее голоустенская свита представлена сравнительно однообразной толщей песчаников, среди которых лишь изредка встречаются прослои карбонатных пород и глинистых сланцев. В основании свиты обычно залегают маломощные мелко- и среднегалечные конгломераты.

Полученные В. С. Исаковой (1959 г.) данные о распространении и составе голоустенской свиты на правобережье р. Ангары и сопоставление разрезов верхнего протерозоя Прибайкалья и Иркутского При- саянья позволяют установить, что область сноса в голоустенское время располагалась в южной части Иркутского амфитеатра, береговая линия бассейна — недалеко (до 100 км) от современного берега оз. Байкал и была примерно параллельна ему. Наряду с изменением состава меняется и мощность свиты, заметно уменьшающаяся к северу. Это обстоятельство было подчеркнуто еще в 1935 г. Е. В. Павловским.

Улунтуйская свита может быть охарактеризована как карбонатно-глинистая толща, в низах которой резко преобладают глинисто-алевритовые отложения (нижняя подсвита), в средней ее части главная роль принадлежит карбонатным породам (средняя подсвита), а в верхней — присутствуют почти в равном количестве карбонатные и обломочные породы (верхняя подсвита).

В составе улунтуйской свиты характерно присутствие прослоев фосфоритов.

Севернее в разрезе свиты трудно выделить все три подсвиты, но общие характерные литологические черты свиты сохраняются и здесь.

Наиболее полно разрез улунтуйской свиты изучен в центральной части Западного Прибайкалья, в бассейне р. Иликты. Здесь разрез свиты следующий (снизу):

- | | |
|---|---------------|
| 1. Сланцы глинисто-алевритовые с отдельными невыдержанными горизонтами черных известняков, углисто-глинистых сланцев, изредка полевошпатово-кварцевых песчаников | 450—800 (?) м |
| 2. Сланцы углисто-карбонатно-глинистые | 10—15 " |
| 3. Известняки доломитовые серые и темно-серые оолитовой и массивной текстуры, иногда кремнистые и фосфатсодержащие кремнистые и карбонатные породы | 120—150 " |
| 4. Сланцы и песчаники алевритовые | 10—15 " |
| 5. Сланцы пестроцветные полосчатые известково-глинистые мощностью | до 60 " |
| 6. Песчаники, алевритовые и глинистые сланцы, известняки, фосфориты, в отдельных случаях внутриформационные конгломераты, сингенетичные карбонатные и фосфатные брекчии, часто чередующиеся, не выдержанные по простирацию; на поверхностях напластования встречаются волноприбойные знаки и трещины усыхания | до 280 (?) " |
| 7. Известняки доломитовые светло-серые | 20—50 " |
| 8. Сланцы алевритовые темно-серые с биогермами и линзами водорослевых (строматолитовых) известняков | 50—60 (?) " |
| 9. Сланцы черные кремнистые и кремнисто-глинистые | 30—40 " |

Толща глинисто-алевритовых сланцев, выделенная в нижнюю подсвиту, четко прослеживается вдоль всего Западного Прибайкалья, до верховьев р. Лены и далее к северу. В бассейне р. Голоустной она выделялась А. С. Кульчицким (1935 г.) под наименованием яксальских, а впоследствии улунтуйских сланцев. Состав нижней подсвиты в ряде случаев сложный. Так, в разрезе по пади Улунтуй О. В. Павловым (1957 г.) установлены многочисленные пачки карбонатных и терригенно-карбонатных пород, чередующихся с глинисто-алевритовыми сланцами. Близкий разрез описан В. С. Карпышевым (1941 г.) и О. П. Егоровой (1956 г.) на р. Куртуне. Характерным признаком разрезов по пади Кадильной и по р. Кургуну является наличие значительного количества карбонатного материала в составе пород толщи. Нижним горизонтам улунтуйской свиты в остальных частях Западного Прибайкалья это несвойственно.

Средняя подсвета включает толщи вторую и третью приведенного разреза. В бассейне р. Голоустной она представлена черными и темно-серыми известняками мощностью около 200 м. В бассейнах рек Сармы, Иликты, Чанчура и Большого Аная карбонатные породы средней подсветы подстилаются выдержанным горизонтом углисто-глинистых сланцев. Среди известняков часто наблюдаются окремненные разности и оолитовые сингенетичные кремнистые породы. В бассейнах рек Сармы и Анги в основании и кровле карбонатной толщи распространены фосфориты. В этой части района мощность и состав толщи, по данным А. К. Бабкина (1956 г.), резко изменчивы. От р. Средней Иликты и далее к северо-востоку мощность средней подсветы постепенно уменьшается от 120—150 до 20 м (реки Большой Анай и Лена).

Верхняя часть разреза улунтуйской свиты, сложенная чередующимися карбонатными и обломочными породами с отдельными прослоями фосфоритов, четко выделяется в центральной части района. Здесь горизонты 4—9 приведенного выше разреза объединены в верхнюю подсвету.

В районе мыса Кадильного разрез верхней части улунтуйской свиты, по данным О. В. Павлосва, следующий (снизу):

1. Известняки темно-серые	70 м
2. Сланцы углисто-глинистые	20—30 "
3. Известняки темно-серые	90 "
4. Сланцы глинисто-алевроитовые	8—10 "
5. Известняки оолитовые	100 "

Выше лежат песчаники и сланцы качергатской свиты. Выделить подсветы в приведенном разрезе трудно, можно лишь в целом сопоставить охарактеризованную толщу со средней и верхней подсветами центральной части района.

Севернее р. Правой Иликты ряд горизонтов верхней подсветы либо выклинивается, либо замещается по простираанию глинисто-алевроитовыми сланцами, неотличимыми от сланцев качергатской свиты. Лишь горизонт алевроитовых сланцев с песчаниками и пестроцветных известково-глинистых сланцев прослеживается до верховьев реки Большого Аная, а севернее и они выпадают из разреза.

На р. Лене верхнюю подсвету условно удастся выделить благодаря наличию фосфатизированных сланцев, а севернее она неотделима от качергатской свиты. Севернее р. Лены вообще не удается сколько-нибудь достоверно расчленить улунтуйскую свиту на более дробные стратиграфические единицы, но общий характер отложений здесь тот же. Так, в верховьях р. Толококтай в составе улунтуйской свиты после пятидесятиметрового необнаженного участка, следующего за выходами голоустенских песчаников, обнажены (снизу):

1. Алевролиты красноватые и зеленые, переслаивающиеся между собой	30—40 м
2. Известняки кристаллические темно-серые и черные	25—30 "
3. Алевролиты светло-желтые и светло-зеленые	50—70 "
4. Известняки мелкокристаллические темно-серые и черные, иногда с тонкими мергелистыми прослойками красного цвета. Текстура известняков изредка оолитовая	120—130 "
5. Сланцы алевроитовые темно-серые	30—40 "
6. Известняки мелкокристаллические серые	20—30 "

Общая мощность улунтуйской свиты составляет не более 370—400 м

7 Иркутская обл.

Выше залегают сланцы и песчаники качергатской свиты. Близкие разрезы описаны А. А. Малышевым и Н. В. Сухановой (1954 г.) и севернее. В отличие от разрезов более южных районов здесь в основании улунгуйской свиты залегают пестроцветные алевролитовые породы, и улунгуйская свита этой части Прибайкалья весьма сходна с олхинской свитой.

Качергатская свита сложена часто чередующимися пачками песчаников, алевролитовых, глинисто-алевролитовых и глинистых сланцев. Монотонность этой толщи лишь изредка нарушают тонкие прослои известняков, отмеченных в разрезах по рекам Средней Иликте и Лене. Однообразный литологический состав качергатской свиты и сложность ее складчатых структур чрезвычайно затрудняют стратификацию этой толщи и не позволяют достаточно точно подсчитать ее мощность. Различные авторы определяют ее в 1200—1500 м.

По данным В. С. Карпышева (1941 г.), качергатская свита бассейна р. Голоустной может быть разделена на три толщи (снизу):

1. Сланцы темно-серые и тонкозернистые песчаники	400—455 м
2. Песчаники зеленые кварцевые и полимиктовые	420 „
3. Песчаники и алевролиты темно-серые кварцевые, известковистые	610 „
Мощность качергатской свиты в бассейне р. Голоустной 1485 м	

Качергатскую свиту иногда подразделяют на две части: нижнюю (430—450 м), преимущественно глинисто-алевролитовую, и верхнюю (1000 м), существенно песчаниковую. Такое двучленное деление ее с известной степенью условности применимо в большей части Западного Прибайкалья. Песчаниковая и глинисто-алевролитовая части качергатской свиты имеют непостоянную мощность. В разрезе по р. Сарме мощность нижней части достигает 700—800 м (при общей мощности свиты в 1200 м). Еще меньшую роль играют песчаники в бассейне р. Иликты. На р. Большом Анае песчаные породы наиболее широко распространены в средней и самой верхней частях разреза свиты, а на р. Лене они приурочены главным образом к ее верхней части.

Качергатская свита имеет флишеидный характер с типичным для флишевых отложений частым тонким чередованием песчаных, алевролитовых и глинистых пород. На поверхностях напластования здесь обычны такие характерные знаки, как оплывины, иероглифы, знаки ряби и волноприбойные знаки. Детальные разрезы байкальского комплекса и их сопоставление показаны на прилагаемой схеме (рис. 19).

Изменение фаций и мощности пород в свитах байкальского комплекса свидетельствуют о существовании верхнепротерозойских прогибов и поднятий в Западном Прибайкалье (рис. 20).

Как видно из рассмотренного фактического материала, протерозойские отложения делятся на три резко отличные друг от друга подгруппы. Нижнепротерозойская подгруппа пород представлена типичными геосинклинальными образованиями. Здесь широко развиты мощные толщи кластических пород полимиктового состава, накопление которых происходило в условиях интенсивного погружения дна бассейна и быстрого захоронения осадков. Хомогенный материал почти не накапливался, а в тех случаях, когда отлагались хомогенные карбонатные осадки, они часто смешивались с кластическим материалом. Особенно характерно для нижнего протерозоя широкое развитие пластовых тел или покровов эффузивных пород основного и среднего состава.

Среднепротерозойский этап развития района несет явные

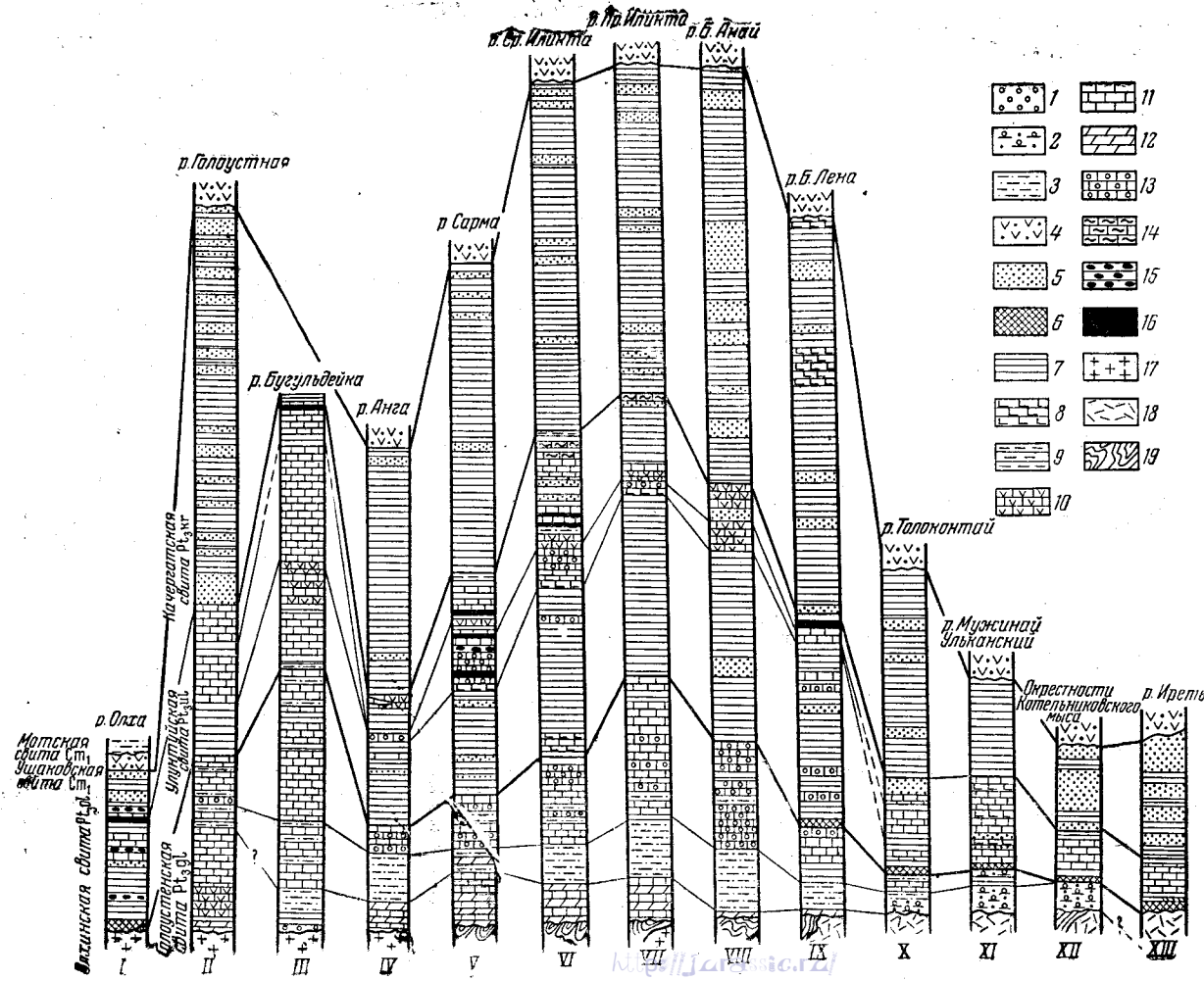


Рис. 19. Схема сопоставления разрезов верхнепротерозойских отложений Западного Прибайкалья

1 — конгломераты; 2 — гравелиты и мелкогалечные конгломераты; 3 — светло-серые кварцитовидные и карбонатно-кварцевые песчаники; 4 — грауваккозные конгломераты и песчаники; 5 — темно-серые кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники; 6 — пестроцветные глинисто-алевритовые отложения; 7 — зеленовато-серые глинистые, алевритовые и песчано-глинистые сланцы и алевриты; 8 — углисто-глинистые сланцы; 9 — кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; 10 — известково-глинистые сланцы; 11 — доломитовые известняки и известняки; 12 — доломиты; 13 — оолитовые доломитовые известняки и известняки; 14 — водорослевые (строматолитовые) известняки; 15 — кварцево-халцедоновые породы; 16 — фосфориты; 17 — доверхнепротерозойские граниты; 18 — кварцевые порфиры среднего протерозоя; 19 — метаморфизованные породы нижнего и среднего протерозоя. I — по А. А. Малышеву, 1955; II — по П. С. Дедюхину, М. С. Бабковой, Т. А. Дольник, 1954; III — по В. С. Карпышеву, 1941; IV — по А. К. Бабкину, М. А. Сендерову, 1956; V — по О. П. Егоровой, В. Д. Мацу, А. К. Бабкину, 1955; VI — по В. Д. Мацу, А. П. Рихванову, 1954; VII — по А. П. Рихванову, В. Д. Мацу, 1954; VIII — по М. С. Бабковой, В. Д. Мацу, 1954; IX — по М. С. Бабковой, В. Д. Мацу, 1954; X — по В. Д. Мацу, 1953; XI — по А. А. Малышеву, 1953; XII — по Н. В. Сухановой, 1953; XIII — по Ю. К. Дзинкас, 1953.

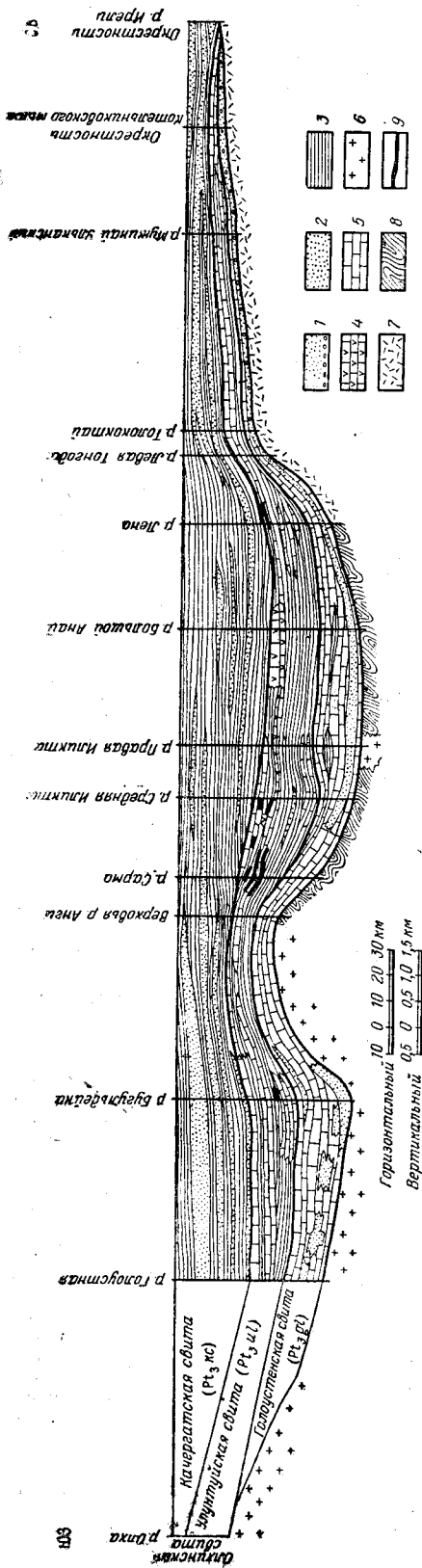


Рис. 20. Литолого-стратиграфический профиль верхнепротерозойских отложений Западного Прибайкалья
1 — гравелиты и конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глинисто-алевритовые сланцы; 4 — известково-глинистые сланцы; 5 — известняки и доломиты; 6 — гра-
ниты; 7 — кварцевые порфиры; 8 — метаморфизованные породы нижнего и среднего протерозоя; 9 — фосфориты

признаки происшедшей инверсии, сопровождавшейся мощными излияниями кислых эффузивов и накоплением осадков в континентальных условиях. В верхнепротерозойское время Западное Прибайкалье представляет собой окраинную зону геосинклинали. Осадки, накапливавшиеся здесь, свидетельствуют о непостоянном и сложном геотектоническом режиме, то приближавшемся к геосинклинальному, то напоминающем платформенный. Особенно характерно для верхнего протерозоя Западного Прибайкалья отсутствие магматических проявлений.

Из полезных ископаемых в нижнепротерозойском комплексе отложений известны доломитовые мраморы, которые могут быть использованы как облицовочный материал, диносовые кварциты, хлоритовые сланцы (измененные основные эффузивы?) с титаномagnetитом, железистые кварциты. В грубообломочных отложениях иликтинской свиты возможны древние россыпи золота и касситерита. В контактовых зонах появляются высокоглиноземистые кристаллические сланцы. Пиритизированные сланцы малоиликтинской свиты несут золото.

Со среднепротерозойскими образованиями связаны рудопроявления сульфидов меди, возможны находки марганцевых руд. К гипабиссальным аналогам кварцевых порфиров приурочены многочисленные рудопроявления полиметаллов и молибдена. Из нерудного сырья практический интерес представляют диносовые кварциты анайской свиты и яшмы хибеленской свиты. Как показали исследования последних лет, эти яшмы по своим свойствам близки к абразивам типа «арканзасского камня».

С верхнепротерозойскими отложениями связаны промышленные месторождения динасового и стекольного сырья, цементных известняков, известны находки фосфоритов, прослеженные на широкой площади в составе улунтуйской свиты. Особенности литологического состава голоустенской свиты позволяют предполагать возможность обнаружения в ней бокситов и руд марганца и титана.

АРХЕЙСКИЕ И ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПАТОМСКОГО И СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО НАГОРИИ *

В Патомском и Северо-Байкальском нагорьях широко распространены образования всех трех подгрупп протерозоя и незначительное развитие имеют отложения архея.

Докембрийские образования района изучались в течение длительного времени многими геологами. Первые обстоятельные исследования его относятся к концу прошлого и к началу нынешнего века, когда группа геологов Геологического комитета во главе с В. А. Обручевым производила систематические маршрутные и площадные обследования Ленского золоторудного района и прилегающей территории (В. Обручев, 1891, 1903, 1907, 1910, 1914; Герасимов, 1901, 1903, 1904, 1905, 1907, 1910; Котульский, 1910; Мейстер 1914; Преображенский, 1905, 1907, 1910, 1912, 1913). Результаты этих работ были впоследствии обобщены в ряде сводок В. А. Обручевым (1933а, 1935б, 1936а, 1938, 1939). После революции и особенно после Великой Отечественной войны геологические работы в Патомском и Северо-Байкальском нагорьях развернулись широким фронтом. В них участвовали Иркутское геологическое управление, НИГРИЗолото, трест «Сибгеолнеруд», Академия наук СССР, Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт и др.

Наибольшее значение для познания докембрия района имеют работы З. М. Старостиной (1935), В. В. Домбровского (1940), В. Н. Махаева (1940 г.), А. Р. Бурачека и С. Г. Мирчинк (1948), Н. П. Семенов (1948), П. Н. Сучкова и В. М. Таевского (1948 г.), Ю. П. Ивенса и С. А. Салун (1950), В. М. Таевского (1952, 1953 г.), Т. М. Дембю (1954), М. А. Завалишина и Н. А. Львовой (1954), Л. И. Салопа и Е. А. Шалек (1955 г.), Д. А. Великославинского (1956), Ю. П. Казакевич, Т. П. Жадновой, А. А. Стороженко и др. (1957), Л. И. Салопа (1956а), Е. А. Шалек (1954, 1956 гг.), В. К. Головенка (1956, 1957), Н. М. Чумакова (1956), Д. А. Великославинского, А. Н. Казакова и др. (1957б), А. Я. Жидкова (1957), А. Н. Неелова (1957), В. Л. Тихонова (1957) и Ф. В. Кузнецовой (1958). Новейшие данные по стратиграфии докембрия района даны в ряде работ Л. И. Салопа (1956, 1957, 1958).

Архейские образования в пределах рассматриваемого района имеют незначительное развитие и встречаются только в верховьях рек Правого и Среднего Мамакана, где они принимают участие в строении Северо-Муйской глыбы. Они разделены здесь на две разновозрастные толщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя — илеирская (илигирская) ** сложена различными гнейсами, преимущественно биотитовыми и биотитово-амфиболовыми с подчиненными прослоями амфиболитов.

* Патомское и Северо-Байкальское нагорья иногда объединяют под названием Байкало-Патомского нагорья. В настоящем очерке Северо-Байкальское нагорье рассматривается только в пределах Иркутской области.

** В. Л. Тихоновым (1957) архейский комплекс Северо-Муйской глыбы называется витимо-мамаканской толщей. — *Прим. ред.*

Верхняя — тулдунская — характеризуется перемежаемостью гнейсов, известковистых кристаллических сланцев (диопсидово-цоизитовых, скаполитовых, гранатово-цоизитовых, амфиболово-цоизитовых и др.), амфиболитов и мраморов. Последние, как правило, слагают маломощные прослои. Породы архейского комплекса очень сильно метаморфизованы в условиях амфиболитовой и даже гранулитовой фации метаморфизма и обычно обильно инъецированы гранитным материалом, будучи превращены в типичные мигматиты. Мощность обеих толщ велика, хотя точно не может быть определена; по-видимому, она измеряется несколькими тысячами метров.

Стратиграфические соотношения илеирской и тулдунской толщ с достаточной определенностью устанавливаются в Делюн-Уранском хребте на горном отроге между левыми притоками р. Правого Мамакана и ключа Маршаала. Здесь биотитовые гнейсы с прослоями мраморов и известково-силикатных кристаллических сланцев тулдунской толщи обнажаются в ядре сжатой синклинали складки северо-северо-восточного простирания, крылья которой сложены гнейсами и амфиболитами илеирской толщи.

Отнесение пород гнейсового комплекса Северо-Муйской глыбы к архейской группе базируется на наблюдениях в бассейнах рек Самокута и Булунды (на территории Бурятской АССР), где установлено, что гнейсы и мраморы тулдунской толщи резко несогласно перекрываются метаморфическими толщами нижнего протерозоя с базальными конгломератами в основании.

Архейские образования Северо-Муйской глыбы хорошо параллелизуются с разновозрастными комплексами Прибайкалья, а именно: илеирская толща с таланчанской Восточного Прибайкалья и с шарыжалгайской Южного Прибайкалья, а тулдунская толща со святоносской Восточного Прибайкалья и со слюдянской Южного Прибайкалья.

Протерозойские отложения Патомского и Северо-Байкальского нагорий изучены в настоящее время наиболее подробно по сравнению с другими регионами. Этому способствовала приуроченность к ним крупнейших месторождений золота в Патомском нагорье (Ленский золотоносный район) и слюды в Северо-Байкальском нагорье (Мамский слюдоносный район). Кроме того, большая часть нагорий хорошо обнажена, а геологические структуры вследствие их крупных размеров и исключительной фотогеничности поддаются изучению с помощью методов аэрофотодешифрирования.

Как показали новейшие исследования, протерозойские отложения района относятся к трем разновозрастным комплексам, разделенным периодом проявления интенсивной складчатости и интрузивного магматизма. В соответствии с принятой стратиграфической номенклатурой докембрия они должны быть отнесены к нижнему, среднему и верхнему протерозою (при трехчленном делении протерозоя).

Нижний протерозой

Суперкрустальные образования нижнего протерозоя представлены двумя пространственно обособленными типами отложений. Для одного из них типичны мощные толщи терригенных и реже карбонатных осадочных пород, для другого — не менее мощные толщи эффузивных и туфогенных пород с подчиненными им осадочными образованиями. Первый тип отложений, названный мамской серией, распространен

главным образом в центральной части Северо-Байкальского нагорья, второй (вулканогенный), именуемый муйской серией, развит в более внутренних частях Байкальской горной области, на левобережье р. Витима и на правобережье р. Мамы. Отложения обеих серий накапливались одновременно, но в условиях различного тектонического режима*.

Мамская серия. Эта серия наиболее широко распространена в бассейнах рек Мамы и Большой Чуи (Северо-Байкальское нагорье), на правобережье р. Витима (около устья р. Мамы) и в бассейне рек Ченчи и Амалыка, на юго-востоке Патомского нагорья. Породы мамской серии в Северо-Байкальском нагорье прослеживаются полосой, простирающейся в юго-западном направлении до верховьев р. Слюдянки в Северо-Западном Прибайкалье. Они отличаются высоким метаморфизмом, связанным с широко развитыми здесь процессами гранитизации, в результате которых стратифицированные толщи оказались пронизанными многочисленными телами пегматOIDных гранитов.

Для мамской серии в этом районе типично переслаивание различных метаморфических или кристаллических сланцев, а также гнейсов, преимущественно биотитовых, биотитово-гранатовых, мусковито-гранатовых, двуслюдяных, дистеновых, ставролитовых, графитовых, реже карбонатных (цоизито-скаполитовых) и амфиболовых. В некоторых горизонтах большую роль играют кварциты и амфиболиты, а вверху серии — кристаллические известняки.

Вследствие сильного метаморфизма пород, а главным образом из-за частого чередования довольно однообразных пород стратиграфическое расчленение мамской серии очень затруднено. Распространенная стратиграфическая схема Н. П. Семененко (1948), как показали новейшие исследования, верна лишь в самых общих чертах и в настоящее время нуждается в серьезных коррективах. М. А. Завалишиным и Н. А. Львовой (1954) была предложена стратиграфическая схема мамской серии, в основу которой положено выделение отдельных горизонтов, отличающихся некоторыми особенностями внутреннего строения и состава. Однако эта схема, применяемая для сравнительно ограниченного участка, вряд ли может быть распространена на весь обширный район развития серии. Кроме того, вследствие большой дробности расчленения (выделяются 23 горизонта) и сложности признаков для выделения каждого из горизонтов, данная схема не может быть использована при геологическом картировании мелкого масштаба.

В последние годы сотрудниками Лаборатории геологии докембрия АН СССР Д. А. Великославинским, А. Н. Казаковым и М. М. Мануй-

* По новым данным геологов Иркутского геологического управления (Таевский, Таевская, Подковырова и др., 1958 г.), муйскую серию правильнее сопоставлять не со всем разрезом мамской кристаллической полосы, а лишь с «мигматитовой» свитой и нижней частью амфиболитовой свиты, которые залегают внизу разреза и имеют, как и муйская серия, осадочно-вулканогенный состав. Собственно терригенная часть мамской толщи указанными геологами рассматривается как нижнее звено мамско-бодайбинской серии, объединяющей мамскую, кадаликанскую и бодайбинскую подсерии, и параллелизуется с баллаганаской свитой патомской серии верхнего протерозоя. Данный раздел был написан автором (Л. И. Салопом) до новых исследований В. М. Таевского и В. К. Головенка, в результате которых было установлено, что мамская серия не является единым комплексом, а состоит из трех самостоятельных серий, разделенных крупными перерывами. Современные представления автора, совпадающие в основном с точкой зрения, изложенной в редакционных примечаниях, опубликованы им в «Докладах советских геологов» к XXI сессии Международного геологического конгресса (Сб. «Стратиграфия и корреляция докембрия», изд. АН СССР, 1960). — *Прим. ред.*

Таблица 2

Стратиграфическая схема мамской серии Мамско-Чуйского района
по Д. А. Великославинскому, А. П. Казакову и М. М. Мануйловой (1957)
и А. Н. Неелову (1957) (сверху)

Под-серия	Свита	Характеристика	Мощность, м
Известняково-сланцевая	Свита глиноземистых сланцев и микрогнейсов	Частое чередование узловатых слюдяных и гранатово-слюдяных сланцев и плагиогнейсов с прослоями слюдяных кварцитов и мраморов. Пачки дистено-гранатово-слюдяных, дистено-гранатово-ставролитово-слюдяных и других сланцев	1000—1500
	Свита мраморов	Мраморы с подчиненными прослоями известково-силикатных пород, кварцитов, узловатых слюдяных и других сланцев	3000—3500
Гнейсово-сланцевая	Верхняя свита глиноземистых сланцев	Горизонт скаполит-амфибол-диопсидсодержащих сланцев и плагиогнейсов с прослоями мраморов	700
		Горизонт гранато-дистеново-слюдяных сланцев, переслаивающихся с гранатово-биотитовыми и гранатово-двуслюдяными сланцами и кварцито-сланцами	300
		Горизонт гранатово-слюдяных сланцев и плагиогнейсов	800
	Свита известково-силикатных пород	Горизонт тремолитовых сланцев	300
		<i>Верхняя подсвита.</i> Тонкое переслаивание известково-силикатных сланцев, гранатовых амфиболитов, гранато-биотитово-амфиболовых сланцев, амфиболо-скаполитово-биотитовых плагиогнейсов, двуслюдяных и биотитовых плагиогнейсов. Горизонт гранато-дистеново-слюдяных сланцев <i>Нижняя подсвита.</i> Переслаивание известковистых кварцитов и кварцито-сланцев (с известковыми алюмосиликатами и силикатами), слюдяных кварцитов, гранатово-амфиболовых, цоизиговых и других богатых кварцем пород (кварцитов и сланцев). Для всех этих пород характерно наличие основного плагиоклаза. В подчиненном количестве встречаются прослой амфиболитов, слюдяных и гранатово-слюдяных сланцев, а также плагиогнейсов	1700—100 300—500
Свита дистеновых сланцев	Гранато-дистеново-слюдяные сланцы, переслаивающиеся с гранатово-слюдяными кварцитами и кварцито-сланцами	500	
Кварцито-гнейсовая свита	Эпидотово-слюдяные, эпидото-гранатово-слюдяные, слюдяные и гранатово-слюдяные плагиогнейсы, сланцы и кварциты. В верхней части преобладают кварциты, в которых заключены горизонты гранато-дистеново-ставролитовых сланцев и мраморов	700 (неполная)	
Общая мощность мамской серии			около 10 000

ловой (19576), а также А. Н. Нееловым (1957) были одновременно опубликованы еще две стратиграфические схемы мамской серии, основанные на продолжительных личных полевых наблюдениях авторэв в Северо-Байкальском нагорье и на материалах предшественников. Согласно этим схемам, мамская серия разделяется на две подсерии: нижнюю — гнейсово-сланцевую и верхнюю — известняково-сланцевую*. В обеих схемах стратиграфия нижней подсерии совпадает, что же касается верхней, то объем и литологический состав ее в них трактуются по-разному. Д. А. Великославинский и другие геологи к верхней подсерии относят мраморы, а также метаморфические сланцы и песчаники, развитые в среднем течении р. Мамы, которые всеми исследователями относятся к бодайбинской серии или толще, наиболее полно представленной в Патомском нагорье. Таким образом, они рассматривают бодайбинскую серию как верхнюю часть мамской серии, неразрывно с ней связанную. По данным же А. Н. Неелова, метаморфические породы бодайбинской серии представляют собой самостоятельный стратиграфический комплекс, более молодой, чем мамская серия, и отделенный от последней складчатостью, интрузивными проявлениями и метаморфизмом. Мраморы и сланцы, слагающие верхнюю часть мамской серии, по данным А. Н. Неелова, не имеют никакой связи с карбонатными и песчаниково-сланцевыми породами бодайбинской серии; между ними проходит зона крупных тектонических разрывов.

Соотношения мамской и бодайбинской серий уже давно являются предметом дискуссии у геологов, работающих в Байкальской горной области. Исследования М. А. Завалишина и Н. А. Львовой как будто подтверждают концепцию, согласно которой мамская и бодайбинская серии принадлежат к различным суперкрупным комплексам, разделенным периодом диастрофизма**. Поэтому в приводимой ниже стратиграфической схеме (табл. 2) сотрудников Лаборатории геологии докембрия характеристика гнейсо-сланцевой подсерии дается по более подробной схеме Д. А. Великославинского и других исследователей, а характеристика известняково-сланцевой подсерии — по А. Н. Неелову.

Приведенная стратиграфическая схема не охватывает наиболее низких горизонтов серии, развитых в северо-западной части Мамской кристаллической полосы. По данным В. М. Таевского, П. Н. Сучкова, Н. П. Семеновича, М. А. Завалишина, Н. А. Львовой и других исследователей, в низах мамской серии большое распространение имеют различные амфиболовые сланцы или гнейсы, а также амфиболиты, часто обильно инфильтрованные гранитным материалом и превращенные в мигматиты. Эту часть серии часто называют свитой амфиболовых

* По терминологии, принятой в одной из схем (Д. А. Великославинским с авторами), мамская серия именуется мамской метаморфической толщей, а слагающие ее подсерии — отделами. Употребление термина «отдел» для докембрийских образований не рекомендуется Межведомственным стратиграфическим комитетом.

** По данным геологической съемки, проведенной Иркутским геологическим управлением в 1953—1958 гг. (В. М. Таевский с сотрудниками), упомянутые стратиграфические элементы являются членами единой геологической формации, получившей название мамско-бодайбинской серии. В состав последней они входят как крайние члены, разобщенные согласно залегающей между ними кадаликанской подсерией. Все три подсерии участвуют в единой складчатости и связаны синорогенными с ней гнейсогранитами, гранит-пегматитами и пегматитами мамско-оронского интрузивного комплекса. По возрасту серия отнесена к верхнему протерозою. Исходя из вышеизложенного, разделение мамско-бодайбинской серии на две серии различного возраста представляется недостаточно обоснованным. — *Прим. ред.*

сланцев (гнейсов), иногда также мигматитовой, амфиболитовой или чуйской свитой. Кварцито-гнейсовая свита стратиграфической схемы Лаборатории геологии докембрия АН СССР в значительной мере соответствует верхам указанной свиты амфиболовых сланцев.

Нижнюю часть кварцито-гнейсовой свиты до маркирующего горизонта гранато-дистеново-ставролитовых сланцев относят к свите амфиболовых сланцев, а верхнюю ее часть — к свите дистеновых сланцев*. Мощность свиты амфиболовых сланцев не определена, но она, по-видимому, очень значительна и измеряется многими сотнями метров.

Стратиграфия мамской серии, развитой в юго-восточной части Патомского нагорья, разработана еще крайне недостаточно. Детально изучены лишь метаморфические толщи небольшого участка в бассейне р. Олонгро (приток р. Нечеры). По данным Ф. В. Кузнецовой и других геологов (1953), они разделяются на три свиты: нижнюю гнейсовую (1150—1550 м), среднюю гнейсовую (1000—1150 м) и верхнюю известняково-сланцевую (более 800 м). Каждая из свит подразделяется на ряд горизонтов; всего выделено 10 горизонтов. Для нижней свиты характерно наличие крупнозернистых гранатово-биотитовых и гранатово-двуслюдяных гнейсов или плагиогнейсов с прослоями биотитовых, амфиболово-биотитовых, амфиболовых и дистеносодержащих гнейсов. В составе средней свиты обычны дистено-мусковитово-гранатовые, богатые кварцем сланцы, затем кварциты, двуслюдяные гнейсы или сланцы, содержащие прослои амфиболитов и амфиболовых гнейсов. В средней части свиты заключены горизонты мраморов и актинолитовых сланцев. Для верхней свиты типично присутствие мраморов, которые слагают довольно мощные горизонты среди биотитовых гнейсов, известняково-сланцевых и графитовых сланцев и слюдистых кварцитов.

В Нечеро-Удинском районе, по-видимому, представлена лишь верхняя часть мамской серии. Известняково-сланцевая свита этого района параллелизуется с известняково-сланцевой подсерией Мамского района, а подстилающие ее свиты — с верхами гнейсово-сланцевой подсерии. Более низкие горизонты мамской серии, вероятно, обнажаются в бассейне р. Амалыка, но стратиграфия их пока еще не изучена.

Нижняя возрастная граница мамской серии не определена, так как ее самые нижние члены неизвестны, а верхняя устанавливается на основании залегания на поверхности размыва пород мамской серии и на прорывающих их гранитах мощных комплексов метаморфизованных осадочных пород, относимых к среднему и верхнему протерозою. Таким образом, возраст мамской серии досреднепротерозойский**. От архей-

* Амфиболитовая и «мигматитовая» свиты некоторыми геологами (П. Н. Сучков и В. М. Таевский, 1945, 1947 гг.) уже сопоставлялись с осадочно-вулканогенной толщей, развитой в юго-восточном крыле Мамского синклиория. В последние годы (В. М. Таевский и др., 1958—1959 гг.) на основании общности литологического состава этих отложений и одинакового отношения к гранитоидам чуйского и угольканского (куандинского) комплексов, проведена корреляция «мигматитовой» и большей части амфиболитовой свит с киянской толщей муйской серии нижнего протерозоя. В связи с этим «мигматитовая» свита и часть амфиболитовой были выделены из мамской толщи в самостоятельную стратиграфическую единицу нижнепротерозойского возраста под названием «чуйская толща».

** В результате исследований 1959 г. по р. Чукче (В. К. Головенко и В. М. Таевский) из состава мамской подсерии впервые выделена чукчинская свита переслаивающихся кварцитов и амфиболитов, содержащая маркирующий горизонт ставролитогранато-дистеново-двуслюдяных сланцев, сопоставляемая с тепторгинской серией среднего протерозоя. Стратиграфически она ложится со скрытым несогласием на чуйскую толщу нижнего протерозоя и перекрывается мамской подсерией верхнего протерозоя. — *Прим. ред.*

ских толщ Северо-Муйской глыбы и Прибайкалья она отличается иным составом пород, меньшей степенью их метаморфизма и другим строением разреза. Так, в составе мамской серии очень большое распространение имеют высокоглиноземистые сланцы и кварциты, очень редкие среди архейского комплекса. Метаморфизм пород мамской серии неравномерный. Вблизи зон развития гранитных инъекций или полей пегматитов они изменены очень сильно в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и бывают даже превращены в мигматиты. Однако вне этих зон очень часто встречаются породы, относящиеся к празинитовой и зеленосланцевой фациям. Такие породы отсутствуют в архейских комплексах, повсеместно метаморфизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Для мамской серии характерна тонкая, иногда ритмическая (флишоидного типа) перемежаемость пород разного состава. Для архейских же толщ типичны мощные пачки однородных пород или же их грубое чередование. Мамская серия по степени метаморфизма пород и по их отношению к интрузивным комплексам соответствует муйской серии, нижнепротерозойский возраст которой хорошо аргументирован наблюдениями.

Муйская серия. К муйской серии относятся нижнепротерозойские отложения внутреннего геосинклиналичного пояса, распространенные в Средне-Витимской горной стране, на левобережье р. Витима и в Северо-Байкальском нагорье, на правобережье р. Мамы, в верховьях р. Большой Чуи, а также в бассейнах рек Тыи, Холодной и Кичеры.

В состав муйской серии входят разнообразные эффузивы, относящиеся к спилитово-кератофировой формации, а также связанные с ними пирокластические породы и различные осадочные образования. Среди вулканических пород чаще всего наблюдаются спилиты, спилитовые порфириты, диабазы, кератоспилиты, кератофиры, кварцевые кератофиры и фельзиты. Среди спилитов и диабазов иногда отмечаются шаровые лавы. Обычно эффузивные породы сильно метаморфизованы и превращены в метадиабазы, зеленые ортосланцы, празиниты, амфиболиты, порфириты, кварцево-серицитово-альбитовые сланцы и прочие измененные породы.

Осадочные породы представлены различного рода сланцами и филлитами, реже метаморфизованными полимиктовыми и туфогенными песчаниками и кристаллическими известняками. В некоторых участках широко развиты кварциты. Мощность эффузивно-осадочной толщи очень велика, в некоторых даже неполных разрезах она достигает нескольких тысяч метров (до 12 км). Стратиграфическое расчленение муйской серии очень затруднено вследствие фациальной изменчивости, свойственной вулканогенным образованиям.

На южном склоне Северо-Муйского хребта, в бассейне ключей Самокута и Булунды (в пределах территории Бурятской АССР) наблюдается несогласное налегание базальных конгломератов муйской серии на архейские гнейсы и мраморы. В этом районе, расположенном на окраине Северо-Муйской глыбы, сложенной архейскими образованиями, установлен следующий разрез серии (снизу):

Самокутская свита, в нижней части которой залегают метаморфизованные конгломераты и песчаники. В составе обломочного материала свиты встречаются породы из гнейсового комплекса архея. В средней части свиты преимущественное распространение имеют метаморфизованные песчаники, которым подчинены линзы конгломератов, а также прослойки кристаллических известняков и известковистых ро-

виков. В верхней части свиты наблюдается переслаивание метаморфизованных эффузивов, главным образом основного и среднего состава, с метаморфизованными туффитами, песчаниками, алевролитами и известняками. Мощность свиты изменяется на расстоянии нескольких километров от 210 до 550 м, увеличиваясь по мере удаления от окраины Северо-Муйской глыбы.

Булундинская свита сложена белыми и серыми, реже темно-серыми кристаллическими известняками с подчиненными прослоями метаморфизованных эффузивных и туфогенных пород, а также алевролитов: Количество эффузивов заметно увеличивается к верхней части разреза. Видимая мощность свиты в данном разрезе 450 м. В бассейне р. Янгуда полная мощность ее превосходит 1200 м.

В других районах Средне-Витимской горной страны (в бассейне рек Янгуда и Мамакана) на булундинской свите залегает мощная существенно эффузивная киянская толща*. В ее составе местами выделяются свиты, имеющие локальное распространение. В строении толщи намечается некоторая, не строго выдержанная закономерность, которая выражается в приуроченности основных эффузивов к ее нижней части, а кислых эффузивов и туфов — к верхней. Осадочные породы в киянской толще имеют подчиненное значение, но в ряде районов они слагают довольно многочисленные прослои, а иногда даже самостоятельные пачки. Среди них преобладают различные сланцы и туфопесчаники; менее распространены кристаллические известняки; совсем редко встречаются метаморфизованные туфоконгломераты.

Породы муйской серии изменены в условиях зеленосланцевой, пражинитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Особенно сильно метаморфизм проявлен в зонах развития нижнепротерозойских плагиогранитов и верхнепротерозойских гнейсогранитов или гранит-пегматитов. Нижнепротерозойский возраст муйской серии устанавливается совершенно определенно. Породы этой серии залегают с крупным угловым несогласием на гнейсовом комплексе архея; в то же время на слагающих ее эффузивах, а также на прорывающих их гранитоидах в бассейне рек Кияны и Большой Падры (в Северо-Муйском и Делюн-Уранском хребтах на территории Бурятской АССР) с угловым несогласием залегает другая, менее метаморфизованная толща осадочных пород и кислых лав, в свою очередь интродуцированная другими гранитоидами, на поверхности размыва которых лежат фаунистически охарактеризованные осадки нижнего кембрия (в бассейне р. Янгуда). Поскольку верхняя осадочно-вулканогенная толща (падринская серия) относится к среднему протерозою, муйская серия должна рассматриваться в составе нижнего протерозоя.

Муйская серия считается синхроничной мамской, но возникшей в другой геосинклинальной обстановке. В бассейне р. Мамы эти серии граничат вдоль зоны крупных тектонических нарушений типа глубинных разломов с офиолитовыми интрузиями. Здесь обе серии одинаково метаморфизованы и в их составе иногда встречаются очень сходные породы. На амфиболиты из самой нижней свиты мамской серии очень похожи метабазиты (метаморфизованные диабазы), слагающие низы киянской толщи. Возможно также, что мощный горизонт мраморов

* Термин «толща» с собственным названием употребляется для обозначения мощных осадочных или осадочно-вулканогенных отложений, которые могут быть в дальнейшем разделены на свиты.

в нижней части мамской серии соответствует булундинской свите муйской серии. Некоторые исследователи образования муйской серии из бассейна р. Мамы относили даже к мамской серии. Обе серии в зоне глубинных разломов прорываются сходными по составу гранитами (плагиогранитами), которые встречаются в обломках среднепротерозойских и верхнепротерозойских конгломератов*.

Средний протерозой

Образования среднего протерозоя представлены двумя типами отложений. Один из них, развитый в Северо-Байкальском нагорье, характеризуется присутствием мощных толщ кислых лав (акитканская серия); другой, распространенный преимущественно в Патомском нагорье, состоит из различных обломочных и отчасти карбонатных пород, среди которых изредка встречаются покровы основных эффузивов (тепторгинская серия).

Аkitканская серия. Отложения данной серии прослеживаются в виде широкой полосы по западной окраине Северо-Байкальского нагорья и Северо-Западного Прибайкалья, от верховьев р. Малой Чуи на севере до мыса Покойники у оз. Байкал на юге, общим протяжением свыше 500 км. Серия представлена мощной эффузивно-осадочной толщей, сложенной преимущественно порфирами, их туфами, песчаниками и конгломератами. Нормальный разрез этой серии следующий (снизу):

Малокосинская свита сложена лиловыми, красными, зеленовато-серыми и серыми аркозовыми и кварцевыми песчаниками, кварцито-песчаниками, конгломератами, туфами, алевролитами и филлитами с горизонтами кварцевых порфиров и изредка миндалекаменных порфиров и диабазов. Эффузивные породы в разных районах имеют различное распространение: на юге (в Прибайкалье) они образуют единичные покровы, на севере (в Аkitканском хребте, бассейн рек Окунайки и Мини) они значительно развиты в составе свиты. Для отложений данной свиты характерна быстрая смена фаций и преобладающая роль грубообломочных пород (песчаников и конгломератов). В песчаниках часто наблюдается косая слоистость. Обломочный материал конгломератов состоит из различных пород нижнего протерозоя: метаморфизованных эффузивов (метадиабазов и порфиroidов), кварцитов, магнетитовых и гематитовых пород, гранитов (в том числе плагиогранитов), кристаллических сланцев. Мощность более 1500 м (по р. Малой Косе).

Хибеленская (ульканская) свита представлена лиловыми, красными, серыми и темно-серыми кварцевыми или бескварцевыми порфирами и их туфолавами с прослоями туфов. В некоторых мощных покровах порфиры хорошо раскристаллизованы и близки по своей структуре и составу к гранит-порфирам или к сиенит-порфирам. Изредка встречаются маломощные покровы порфиритов и миндалекаменных диабазов, мощность их от 1500 до 3000 м.

Чайская свита сложена лиловато-серыми, розовыми и серыми кварцевыми и аркозовыми песчаниками, часто косослоистыми, с про-

* По наблюдениям В. М. Таевского граниты чуйско-кадарского интрузивного комплекса прорывают не всю мамскую серию, а лишь нижнюю ее часть, сложенную осадочно-вулканогенными породами (чуйская толща). — *Прим. ред.*

слоями, линзами и горизонтами конгломератов, гравелитов, алевролитов, туфов и кварцевых порфиров. В гальке конгломератов содержатся главным образом порфиры из хибеленской свиты, характерно также наличие гальки магнетитовых пород (как и в малокосинской свите). Подобные породы в коренном залегании известны только в очень небольшом числе выходов среди отложений нижнего протерозоя в Северо-Западном Прибайкалье (рч. Горбылок), поэтому их сравнительно большое количество в составе галек конгломератов пока непонятно. Мощность свиты (видимая) более 4000 м. Все свиты, входящие в со-

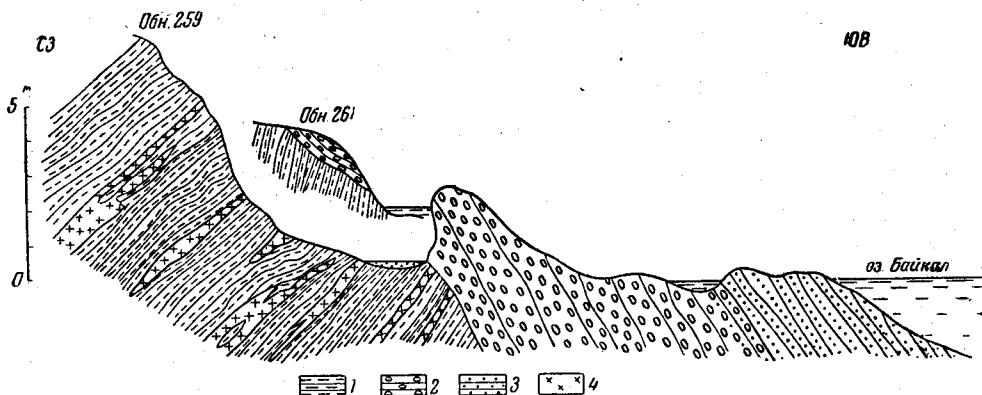


Рис. 21. Несогласное налегание малокосинской свиты на породы нижнего протерозоя (берег оз. Байкал, между мысами Хибелен и Малая Коса)

1 — кристаллические сланцы и гнейсы; 2 — базальные конгломераты малокосинской свиты; 3 — кварцито-песчаники малокосинской свиты; 4 — инъекции гранита в гнейсах

став акитканской серии, залегают согласно, хотя и отмечаются кое-где местные размывы. Общая мощность серии 7000—8000 м.

Породы эффузивно-осадочной толщи, судя по всем признакам (красный цвет, косая слоистость, плохая сортировка, невыдержанность разреза, присутствие грубых, неокатанных агломератовых туфов и т. д.), накапливались в континентальных и в прибрежно-морских условиях. Развитие эффузивно-осадочной толщи на окраине нагорья, в области сопряжения с Сибирской платформой, а также приуроченность к ней крупнейших разломов, отличающихся длительной историей формирования, позволяют высказать предположение о связи излияний эффузивов с глубокими расколами земной коры. Породы акитканской серии собраны в сравнительно пологие и крупные складки и, как правило, метаморфизованы слабо, но в зонах контактового воздействия более молодых гранитов и в зонах милонитизации они претерпевают заметные изменения, выражающиеся в перекристаллизации и в появлении хлорита, эпидота, биотита, граната и других минералов.

Положение акитканской серии в общем разрезе докембрия определяется совершенно четко. В Северо-Западном Прибайкалье малокосинская свита с базальными конгломератами в основании залегают несогласно на очень сильно метаморфизованных породах осадочно-вулканогенного комплекса (муйской серии) нижнего протерозоя. Такие соотношения наблюдались в ряде береговых обнажений западного берега оз. Байкал, между мысами Хибелен и Малая Коса (рис. 21).

На поверхности размыва различных пород акитканской серии залегают отложения байкальской серии верхнего протерозоя, начинающиеся кварцитами и конгломератами голоуспенской свиты. Эти соотношения были установлены геологами В. Д. Мацем (1954 г.) и А. А. Малышевым (1954 г.), а также неоднократно наблюдались Е. А. Шалек (1957 г.) и А. Я. Жидковым (1957 г.) в очень многих пунктах в хребтах Байкальском и Акиткане.

Акитканская серия параллелизуется с падринской серией, развитой в Средне-Витимской горной стране на территории Бурятской АССР. Падринская серия, так же как и акитканская, сложена субэвральными кварцевыми порфирами и порфиритами и грубообломочными осадочными породами. В бассейне р. Падры эта серия залегает на денудированной поверхности пород нижнего протерозоя (на метаморфизованных эффузивах муйской серии и прорывающих их плагиогранитах), но несогласно перекрывается отложениями нижнего кембрия (Салоп, 1956а).

Тепторгинская серия *. Серия эта развита главным образом в центральной части Патомского нагорья, в пределах Тонодского антиклинория (бассейн р. Большого Патомы и его притоков рек Тоноды, Челончена и Таймендры). Сравнительно небольшие участки пород тепторгинской серии развиты на границе Патомского и Северо-Байкальского нагорий, в районе нижнего течения рек Витима и Большой Чуи, а также на юго-восточной окраине Патомского нагорья, в бассейне р. Жуи (водораздел рек Баллаганаха и Бульбухты). Серия сложена кварцитами, кварцито-песчаниками, серицитово-хлоритовыми, оттрелитовыми и дистеново-оттрелитовыми сланцами и отчстами метапорфиритами и конгломератами.

В низовьях р. Большой Чуи и на водоразделе этой реки и р. Витима обнажается нижняя часть тепторгинской серии. Самые ее низы сложены толщей кварцитов или кварцито-песчаников различной зернистости. Окраска этих пород преимущественно белая, розовая или красно-бурая. Они бывают часто ожелезнены и содержат линзочки или прослойки гематита. По-видимому, к этой толще на левобережье р. Витима (водораздел рек Большой Песчанки и Громатухи) приурочены довольно крупные (линзовидные ?) скопления магнетитовых и магнетито-гематитовых руд, а на правобережье р. Витима (по р. Нижней Язовой) — тонкие прослои магнетитовых песчаников или гравелитов, а иногда и косые прослойки сплошных магнетитовых руд. На междуречье Большой Чуи и Витима среди кварцитов находятся прослои лиловых туфопесчаников и туфов. Мощность толщи кварцитов 150—200 м.

На левобережье р. Большой Чуи, выше р. Медвежевки, на контакте кварцитов с гранитами чуйско-кодарского комплекса, прорывающими мамскую серию нижнего протерозоя, в развалах встречаются глыбы, в которых непосредственно наблюдается контакт крупнозернистых кварцито-песчаников с гранитами. На самом контакте развиты аркозы с хорошо окатанными и угловатыми обломками полевых шпатов и кварца из чуйско-кодарских гранитов. Наблюдается переход от гранитов к аркозам и затем к кварцито-песчаникам или кварцитам с мелкими сбломками полевого шпата (Головенко и др., 1958 г.).

* Серия эта была впервые выделена С. И. Друговым (1958) под названием серии Тепторго (по гольцу Тепторго в Патомском нагорье).

На левобережье р. Витима, по ключам Три Сестры на зелено-серых сланцах мамской серии, пронизанных послойной инъекцией гранита, залегают крупногалечные конгломераты с зеленоватым или лиловатым цементом, которые выше по разрезу переходят в лиловато-зеленые кварциты, кварцито-песчаники и кварцевые гравелиты с прослоями хлоритового сланца с мелкой галечкой гранита. В гальке базального конгломерата встречаются чуйско-кодарские граниты, мигматиты, гнейсограниты, кристаллические сланцы, кварциты и пр. Конгломераты налегают на породы мамской серии с резким азимутальным несогласием.

На левобережье р. Большой Чуи выше толщи кварцитов, по данным В. К. Головенка (1958 г.), лежат серые, зеленые или лиловые хлоритовидные (оттрелитовые ?) сланцы, а еще выше — гравелиты, хлоритово-слюдистые сланцы с прослоями и линзами конгломератов, в которых встречается галька кварца, кварцитов и лиловых алевролитов, напоминающих некоторые породы из более нижних горизонтов рассматриваемой толщи. Пачка хлоритовидных сланцев, достигающая 45 м, местами выклинивается. Мощность (видимая) верхней толщи достигает 200 м.

В районе Тонодского антиклинория самые нижние горизонты серии не обнажаются. Здесь она начинается серыми или зеленоватыми серицитово-хлоритовыми сланцами с подчиненными прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников и слюдистых кварцитов, а также с линзами конгломератов, содержащих гальку гранито-гнейсов, лейкократовых и пегматоидных гранитов, в том числе мусковитизированных плагиоклазовых гранитов. В сланцах и кварцитах иногда встречаются прослойки, обогащенные магнетитом, а также единичные горизонты измененных порфиритов. Мощность этой толщи более 1200 м.

На сланцах согласно залегают толща (до 300 м) кварцитов светло-серого цвета, иногда с розоватым оттенком с прослоями черных оттрелитовых или дистеново-оттрелитовых пород и кварцевых гравелитов. В кварцитах местами заметна косая слоистость. Дистеново-оттрелитовые породы отличаются высоким содержанием глинозема и железа. По данным А. А. Стороженко и др. (1957 г.), на кварцитах залегают толща (до 1000 м) серых мелкозернистых песчаников, переслаивающихся с серицитово-хлоритовыми сланцами, с мощной пачкой сланцев в основании.

Нижняя толща сланцев именуется желтуктинской свитой (по р. Желтукте, притоку р. Тоноды), а лежащие на них толщи кварцитов и песчаников объединяются в пурпольскую свиту (по гольцу Пурпол) *.

В бассейне р. Жуи, по р. Бульбухте, тепторгинская серия отличается присутствием довольно мощной (600—650 м) толщи доломитов, залегающей в основании обнажающейся там части разреза серии. В серицитово-хлоритовых сланцах, залегающих над доломитами, встречаются горизонты измененных порфиритов. По наблюдениям Л. И. Салого, в этих же сланцах (в верховьях р. Баллаганаха) встречается редкая галька лейкократовых и пегматоидных мелкозернистых гранитов или гнейсогранитов, аналогичных тем, которые входят в состав куандинского комплекса гранитов, прорывающих мамскую серию.

* Желтуктинскую свиту С. И. Другов (1958) называл свитой Безымянка, пурпольскую — свитой Пурпол. Название Безымянка представляется неудачным, так как уже имеется несколько одноименных свит.

На толще сланцев (до 1500 м) залегают кварциты с прослоями дистеново-оттрелитовых пород, аналогичные таким же образованиям, слагающим низы пурпольской свиты Тонодского антиклинория.

Сопоставляя нормальные разрезы тепторгинской серии различных районов, можно предположить, что толща доломитов, встречающаяся по р. Бульбухте, залегает в средней части желтуктинской свиты и выклинивается в западном направлении. Интересно отметить, что на крайнем западе полосы распространения серии, на левобережье р. Большой Чуи, в развалах среди сланцев и кварцитов были встречены единичные крупные глыбы доломита. Эти породы, по-видимому, слагают небольшие прослои среди других образований тепторгинской серии.

О возрасте тепторгинской серии можно судить на основании того, что породы серии залегают несогласно на поверхности размыва сланцев мамской серии и на нижнепротерозойских гранитах. В очень многих пунктах, расположенных в бассейнах рек Большой Чуи и Витима, в Тонодском антиклинории и по р. Баллаганаху, наблюдается непосредственное налегание на различные горизонты тепторгинской серии и на заключенные в них более молодые граниты базальных конгломератов баллаганахской свиты, залегающей в основании верхнего протерозоя.

Параллелизация тепторгинской серии с акитканской основывается в первую очередь на их одинаковом стратиграфическом положении по отношению к мамской серии и к верхнепротерозойскому комплексу. Кроме того, в бассейне р. Большой Чуи, где обе серии пространственно близки, в кварцитах тепторгинской серии встречаются прослой и горизонты лиловых туфов и туфопесчаников, тождественных таковым же в акитканской серии*. Породы малокосинской свиты акитканской серии очень сходны с отложениями нижней части тепторгинской серии (серые и лиловые кварцито-песчаники и кварциты с косою слоистостью). По данным В. Д. Маца, в составе акитканской серии Западного Прибайкалья встречены оттрелитовые сланцы, очень характерные для тепторгинской серии.

Верхний протерозой

Верхнепротерозойские образования рассматриваемого региона представлены тремя типами отложений, приуроченными к различным структурно-фациальным зонам геосинклинальной области. Один из них, развитый в пределах Патомского нагорья и в Северо-Байкальском нагорье, сложен мощной толщей разнообразных метаморфизованных осадочных пород, выделяемой под названием патомской серии. Второй тип отложений, распространенный вдоль западной окраины Северо-Байкальского нагорья и в Северо-Западном Прибайкалье (хребты Акиткан и Байкальский), по своему составу напоминает предыдущий, но отличается несколько иными особенностями строения, меньшей мощностью и выпадением из разреза целого ряда толщ, характерных для патомской серии. Этот тип отложений известен под названием байкальской серии. Наконец, третий тип отложений, развитый в глубине Байкальского нагорья, в северной части Средне-Витимской горной страны и в бассейне

* Ранее породы тепторгинской серии бассейна реки Большой Чуи условно относились к низам баллаганахской свиты, что послужило поводом для сопоставления последней с акитканской серией (Салоп, 1958).

р. Мамы, отличается присутствием в его составе вулканогенных пород. Он был назван делюн-уранской серией.

Патомская серия*. Стратиграфия этой серии в настоящее время изучена очень хорошо многочисленными исследователями (З. М. Старостина, А. Р. Бурачек, С. Г. Мирчинк, В. Н. Махаев, Т. М. Дембо, Ю. П. Казакевич, Т. П. Жаднова, Н. М. Чумаков, В. К. Головенко, Е. А. Шалек, Л. И. Салоп и др.).

Отложения патомской серии в различных районах Патомского нагорья характеризуются многими особенностями, которые долгое время затрудняли их корреляцию. Особенно заметно отличаются друг от друга толщи, развитые в северной и южной частях нагорья. Некоторые исследователи (Салоп, 1956а, 1958а; Головенко, 1957 и др.) ранее полагали, что они являются разновозрастными. Толщи, развитые на юге нагорья, относились к нижнему протерозою и выделялись под названием бодайбинской (или мамско-бодайбинской) серии, а толщи северной окраины нагорья считались верхнепротерозойскими и относились к собственно патомской серии. Основанием для этого разделения послужили различия в литологическом составе пород, в строении нормального разреза и в степени метаморфизма. Кроме того, на севере нагорья отсутствует мощная толща (бодайбинская подсерия), широко развитая на юге в самой верхней части нормального разреза серии, хотя перерыв между кембрием и верхним протерозоем представлялся незначительным.

По данным некоторых исследователей, между толщами, развитыми на юге и на севере, наблюдалось угловое несогласие (Головенко, 1957 и др.). Наконец, многие исследователи (Д. А. Великославинский и др., 1958 г.; Таевский, 1952; Дембо, 1954 и др.) указывали на синхроничность метаморфических толщ Мамского района (мамская серия) с нижней частью метаморфического комплекса, развитого на юге Патомского нагорья. Однако полевые исследования Т. П. Жадновой (1957) и Л. И. Салопа (1958а) показали, что толщи, развитые на севере и на юге Патомского нагорья, теснейшим образом связаны между собой и относятся к одной и той же серии, а различия между ними обусловлены фаціальными изменениями и иной степенью метаморфизма. Отмечавшееся «угловое несогласие» (по р. Малой Ургун-Охте) обусловлено проявлением кливажа в единой песчаниково-сланцевой толще со слоями различной компетентности. Синхроничность мамской серии с метаморфическими толщами Бодайбинского района с большим основанием оспаривается наблюдениями М. А. Завалишина и Н. А. Львовой (1954), А. Н. Неелова (1957), С. В. Обручева и др. Трудность выяснения соотношений мамской и патомской серий в Мамском и Нечеро-Жуинском районах обусловлена интенсивным метаморфизмом пород в связи с проявлениями верхнепротерозойской гранитизации. Кроме того, в Мамском районе породы обеих серий контактируют вдоль зоны крупнейших глубинных разломов.

Несмотря на фаціальные изменения, патомская серия во всех районах сохраняет много общих черт, позволяющих дать для нее единый нормальный разрез, в основе которого лежат исследования геологов А. Р. Бурачека, С. Г. Мирчинк, В. Н. Махаева, Т. М. Дембо, Ю. П. Казакевич, Т. П. Жадновой и др. Характеристика свит, особенности их

* Верхнепротерозойские отложения Патомского нагорья иногда называются бодайбинской толщей (или серией), но чаще под этим названием имеют в виду лишь верхнюю часть патомской серии, развитую в пределах Бодайбинского синклинали (собственно бодайбинская подсерия).

развития и многие соотношения уточнены по наблюдениям геологов В. К. Головенка и Л. И. Салопа. Разрез патомской серии следующий (снизу):

Баллаганахская свита (или подсерия) * в восточной и центральной частях окраины Патомского нагорья (бассейны рек Жуи, Таймендры и Челончена) сложена зелено-серыми и серыми полимиктовыми и аркозовыми, богатыми кварцем, разнозернистыми песчаниками и гравелитами с редкими прослоями темных графитистых («углистых») сланцев и филлитов. Среди них, особенно в основании свиты, иногда встречаются выклинивающиеся слои конгломератов с галькой кварца, метаморфических пород тенгоргинской и мамской (?) серий и прорывающих их турмалиновых, лейкократовых, пегматоидных гранитов или гнейсогранитов. По западной окраине Патомского нагорья и в прилежащих районах Северо-Байкальского нагорья (на левобережье р. Большой Патома и в низовьях рек Витима и Большой Чуи) в составе баллаганахской свиты значительная роль принадлежит конгломератам, часто крупногалечным или валунным, слагающим здесь среди песчаников мощные пачки, прослои и линзы; иногда конгломераты даже доминируют в разрезе свиты.

В центральной части Патомского нагорья и особенно на его юго-западной и юго-восточной окраинах породы баллаганахской свиты прорваны большими и малыми телами гранит-пегматитов и гнейсовидных гранитов мамско-оронского комплекса и при этом сильно метаморфизованы, а местами даже гранитизированы. В этих зонах песчаники и сланцы превращены в различные кристаллические сланцы и изредка гнейсы, напоминающие некоторые породы мамской серии. Тем не менее, основные отличительные особенности строения баллаганахской свиты сохраняются достаточно отчетливо. В ряде мест среди глубоко измененных пород встречаются грубые конгломераты и гравелиты, содержащие гальку гранитов и характерных метаморфических пород из более древних толщ.

Несогласное налегание конгломератов и гравелитов баллаганахской свиты на образования среднего и нижнего протерозоя наблюдалось непосредственно в обнажениях в целом ряде мест. Угловое несогласие с кварцитами и сланцами тенгоргинской серии установлено на левобережье р. Большой Чуи, выше устья р. Медвежевки, на правобережье р. Витима, по р. Верхней Язовой и руч. Каменному (притоку р. Нижней Язовой), по рекам Кевакте, Тоноте и Челончену на северном крыле Тонодского антиклинория, в верховьях р. Баллаганаха (бассейн р. Жуи), по р. Джилинде (бассейн р. Чары) и в других местах. Налегание на граниты чуйско-кодарского комплекса нижнего протерозоя установлено в нижнем течении р. Витима около о-ва Светлолобова и у д. Воронцовки (по рекам Верхней Язовой, Громатухе и др.). На контакте развиты или конгломераты (часто крупногалечные) с галькой подстилающих гранитов, или же грубые аркозы, состоящие из окатанных и угловатых обломков минералов гранитов и кусочков породы. Налегание на граниты и гнейсо-граниты куандинского комплекса нижнего протерозоя наблюдалось в бассейне рек Бульбухты и Ченчи. Наконец, налегание

* Согласно залегание баллаганахской подсерии, как и мамской, под кадаликанской толщей, одинаковое отношение их к синорогенной интрузии мамско-оронского комплекса и ряд других фактов позволяют сопоставлять эти две крупные стратиграфические единицы, как это делают С. И. Другов, В. М. Таевский, В. К. Головенко и др. — *Прим. ред.*

пород среднего протерозоя на граниты кевактинского комплекса (рвущих породы тепторгинской серии) установлено в очень многих пунктах в бассейнах рек Нижней Язовой, Корюхи, Большого Патомы, Челончена, Баллаганаха и Ченчи. Характерные для этого комплекса турмалиновые граниты или граниты с опаловидным дымчатым кварцем повсеместно распространены в обломках конгломератов баллаганахской свиты. Некоторые исследователи пытались расчленить баллаганахскую свиту (или подсерию), но эти попытки пока не увенчались успехом. Выделяемые ими подсвиты (или свиты) очень плохо отличаются друг от друга.

Мощность баллаганахской свиты около 4000 м, но на юге Патомского нагорья она уменьшается до 1200—2000 м.

Мариинская свита на севере Патомского нагорья представлена черными слоистыми известняками с прослоями песчанистых косо-слоистых известняков и черных «углистых» филлитов, залегающих преимущественно в низах свиты*. В западной части северной окраины Патомского нагорья в составе свиты увеличивается роль темных сланцев. В низовьях р. Большого Патомы среди известняков и сланцев много прослоев кварцитовидных песчаников. Мощность свиты на севере нагорья 800—1200 м. В центральной части нагорья свита представлена серыми, голубовато-серыми крупнозернистыми, часто полосчатыми мраморами с подчиненными прослоями биотитовых и амфиболово-биотитовых сланцев. Мощность ее здесь 200—500 м (местами снижается до 100 м**). Наконец, в самых южных районах Патомского нагорья (на южном крыле Бодайбинского синклиория) под мариинской свитой (Казакевич и др., 1957) выделяется еще шусманская свита (или под-свита), которой свойственно тонкое переслаивание черных и серых мраморов с биотитовыми и амфиболовыми кристаллическими сланцами (мощность до 500 м).

Джемкуканская свита на севере Патомского нагорья сложена серыми, зеленовато-серыми и черными кварцитовидными песчаниками, иногда известковистыми, с прослоями и пачками черных «углистых» сланцев***. В низовьях р. Большого Патомы, а также на левобережье р. Лены, в пределах Уринского антиклиория, в составе свиты главную роль играют «пудинговые», иногда филлитоподобные конгломераты с прослоями песчаников и сланцев. Эти образования часто рассматриваются как тиллиты (Лунгерсгаузен, 1958 г.). В бассейне р. Большой Чуи свита также представлена конгломератами или пуддингами и залегает с размывом на баллаганахской или мариинской свитах, а местами ложится непосредственно на отложения среднего протерозоя. Мощность свиты 1100—1300 м, на р. Большом Патоме 1700—2000 м.

В центральных районах Патомского нагорья в составе джемкуканской свиты главную роль играют темно-серые, иногда почти черные кварцитовидные, часто известковистые песчаники, переслаивающиеся с темными кварцево-серицитовыми сланцами. Изредка среди них нахо-

* Темные метаморфизованные породы докембрия, богатые органическим веществом, обычно называют углистыми сланцами или филлитами. В действительности углеродсодержащие минералы в них представлены шунгитом, графитом или тонкораспыленным материалом неясного состава. Поэтому слово «углистые» заключено в кавычки.

** В центральной и южной частях Патомского нагорья мариинская свита этого состава иногда называлась бодайбокканской свитой.

*** Джемкуканская свита северной окраины Патомского нагорья иногда называлась еще божуиктинской (Головенко, 1957; Салоп, 1958) или большепатомской (Чумаков, 1956).

дятся прослой черных песчанистых мраморов. Мощность ее здесь 400—600 м.

Боракунская свита на севере Патомского нагорья представлена черными и темно-серыми пахучими известняками, иногда массивными, с прослоями известково-глинистых сланцев. Здесь очень характерны оолитовые и водорослевые (онколитовые) известняки, а также линзы сингенетических известняковых конгломератов и обломочных известняков. Мощность их 1000—1100 м. В центральных районах нагорья наблюдаются черные и темно-серые «углистые», иногда мраморизованные известняки с отдельными прослоями серых кварцево-полевошпатовых песчаников и темных слюдястых сланцев (угаханская свита). Мощность 300—500 м.

Валюхтинская свита на севере нагорья сложена однообразными черными («углистыми») филлитами и глинистыми сланцами с редкими прослоями алевролитов и песчаников, количество которых возрастает к верхней части разреза. В кровле свиты часто наблюдается пачка черных или темно-серых мелкозернистых песчаников (200—250 м). Мощность свиты 1500—2000 м. В центральных районах нагорья валюхтинская свита (синоним — хомолхинская свита) разделяется на три горизонта: нижний, сложенный «углисто»-кварцевыми сланцами с единичными прослоями черных известняков; средний, состоящий из светлых кварцитовидных песчаников с редкими прослоями сланцев, и верхний, для которого вновь характерны «углисто»-кварцевые сланцы. Мощность верхнего горизонта 650—800 м.

В южных районах нагорья (на южном крыле Бодайбинского синклиория) джемкунканская, боракунская и валюхтинская свиты не могут быть разделены, так как они представлены довольно однородной толщей, сложенной переслаивающимися черными мраморами, черными «углистыми», местами известковистыми сланцами. Толща эта геологами НИГРИЗолото (Ю. П. Казакевич и др.) выделяется под названием гохтачинской свиты; ее мощность 700—800 м.

Жуинская свита* на севере Патомского нагорья представлена светло-зелеными и лиловыми плитчатыми мергелями и глинистыми сланцами с прослоями известняков. Мощность ее 500—1000 м. В центральных и южных районах нагорья ее аналогом является имняхская свита, сложенная сверху и внизу светлыми известковистыми сланцами с подчиненными прослоями мраморов, в средней части — мраморами с прослоями светлых слюдясто-известковистых сланцев. Мощность очень изменчива: от 300 до 1000 м.

Ченчинская свита** распространена только на северной окраине Патомского нагорья, где сложена серыми, зеленовато-серыми, лиловато-зелеными и лиловыми массивными афанитовыми известняками с водорослями в нижней части и оолитами в верхней. В известняках часто встречаются стилолитовые швы. Мощность свиты 800—900 м. Не исключено, что на юге нагорья ченчинской свите соответствует верхняя часть имняхской свиты.

Свиты патомской серии, залегающие на баллаганахской свите (или подсерии), от мариинской до ченчинской включительно, объединяются

* Жуинскую свиту, развитую на северной окраине Патомского нагорья, Н. М. Чумаков (1956) называет никольской свитой.

** Ченчинская свита выделена и названа В. К. Головенком (1956, 1957), в стратиграфической схеме которого ей соответствуют алянская и халычская свиты. В большинстве районов Патомского нагорья такое разделение жуинской свиты затруднено.

под названием кадаликанской подсерии. Как видно из приведенной характеристики свит, для этой подсерии типична перемежаемость карбонатных и терригенных пород.

В центральной и южной частях Патомского нагорья на кадаликанской подсерии (имняхской свите) согласно залегает мощная толща метаморфизованных, преимущественно терригенных пород, выделяемая под названием бодайбинской подсерии. Разрез этой подсерии следующий (снизу):

Аунакитская свита сложена светлыми серыми, буровато-серыми, редко темно-серыми слюдясто-кварцевыми, иногда известковистыми массивными мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями серых, иногда темно-серых серицитово-кварцевых сланцев. В зоне контактового метаморфизма породы свиты часто превращены в кварциты, роговообманковые и биотитово-гранатовые сланцы. Мощность ее от 600 до 1200 м.

Вачская свита представлена черными кварцитовидными песчаниками или кварцитами с прослоями «углисто»-кварцевых метаморфизованных алевролитов и кварцево-серицитовых сланцев. В зонах интенсивного метаморфизма в породах образуются дистен и оттрелитосодержащие кварциты или сланцы. Благодаря характерным особенностям литологического состава вачская свита служит хорошим маркирующим горизонтом. Мощность ее от 100 до 1000 м (чаще 400—600 м).

Анангрская свита* представлена зеленовато-серыми, зелеными аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, сланцами, линзами гравелитов. В нижней части свиты встречаются породы «углисто»-глинистых сланцев и изредка прослойки темно-серых известняков. В составе обломочного материала гравелитов встречаются фрагменты различных пород: гранофировых гранитов, эпидозитов, спилитов, амфиболитов и др. При сильном метаморфизме породы анангрской свиты превращаются в биотитовые или биотитово-гранатовые кристаллические сланцы. Мощность 1000—2500 м.

Илигирская свита состоит из часто переслаивающихся известковистых кварцево-плагиоклазовых песчаников и филлитовидных сланцев с отдельными слоями доломитов. Она является самым верхним членом нормального разреза мамско-бодайбинской серии. Видимая ее мощность 1000 м.

Общая мощность патомской серии на севере нагорья 9700—12 200 м (без бодайбинской подсерии), а на юге 5100—9900 м (вместе с бодайбинской подсерией).

Как видно из приведенной характеристики свит, отложения патомской серии накапливались в условиях сравнительно мелководного, но интенсивно погружавшегося морского бассейна; при этом опускание почти компенсировалось осадконакоплением. Во время образования пород баллаганакской свиты (подсерии) накапливались преимущественно грубые (псаммитовые и псефитовые) осадки; в середине седиментационного цикла, т. е. во время образования пород кадаликанской подсерии, происходило осаждение карбонатов, чередующееся с периодами обильного привноса терригенного материала; в конце цикла вновь происходило накопление обломочных осадков.

* В состав анангрской свиты включается большая часть выделенной ранее А. Р. Бурачком догалдынской свиты. Новые исследования геологов НИГРИЗолото показали, что анангрская и догалдынская свиты практически не могут быть разделены.

Анализ состава кластического материала и распределения мощностей свидетельствует о том, что в северных районах Патомского нагорья накопление осадочных пород происходило в интенсивно погружающемся краевом прогибе за счет разрушения внутренних поднятий (Тонодское поднятие и др.). После отложения осадков кадаликанской подсерии седиментация в прогибе, по-видимому, прекратилась. В центральные и южные районы нагорья обломочный материал поступал в основном с севера, а также со стороны внутренних поднятий, но во время накопления терригенных толщ бодайбинской серии, когда прогибание бассейна было наиболее сильным, возникли новые районы сноса, располуженные на юге и сложные эффузивными образованиями муйской серии нижнего протерозоя.

Патомская серия залегает несогласно на суперкрустальных и плутонических породах нижнего и среднего протерозоя. Верхняя возрастная граница патомской серии определяется тем, что на окраине нагорья она перекрывается с параллельным или со слабым угловым несогласием жербинской свитой кварцевых глауконитовых песчаников и конгломератов. Породы жербинской свиты следует уже относить к нижнему кембрию, так как выше их согласно залегают отложения тиновской и пестроцветной свит, включаемых в состав алданского яруса нижнего кембрия (в пестроцветной свите содержатся первые ископаемые остатки фауны кембрия).

В бассейне рек Жуи и Большого Патома песчаники жербинской свиты залегают повсеместно на ченчинской свите патомской серии без ясно заметного несогласия, что послужило причиной разногласия в определении границы между протерозоем и кембрием для Патомского нагорья. Некоторые исследователи (Гогина, Трейлоб, Лунгерсгаузен, Леонов) эту границу проводили выше жербинской свиты, другие (Старостина, 1935 и др.) — ниже. Однако на обоих флангах нагорья — в районе оз. Ничатка, а также в низовьях р. Витима и по р. Малой Чуе — жербинская свита залегает с угловым несогласием на разных толщах протерозоя и даже на архейских гнейсах (оз. Ничатка). Кроме того, по всей северной окраине нагорья из нормального разреза патомской серии выпадает мощная бодайбинская подсерия. Ее отсутствие, по-видимому, объясняется не столько предкембрийским размывом, сколько крупной паузой (диастемой) в осадконакоплении, обусловленной компенсацией краевого прогиба осадками и прекращением дальнейшего погружения бассейна.

Появление в нормальном разрезе ченчинской свиты глауконитовых песчаников, гравелитов и конгломератов жербинской свиты уже само по себе свидетельствует о резком изменении условий осадконакопления и наличии перерыва между толщами.

Байкальская серия. Эта серия, относящаяся к верхнему протерозою, распространена на Северо-Байкальском нагорье и в Западном Прибайкалье. Отложения байкальской серии до недавнего времени были известны только в Западном Прибайкалье. Новые исследования на западной окраине Северо-Байкальского нагорья, проведенные А. Я. Жидковым (1957 г.) и Е. А. Шалек (1957 г.) под руководством Л. И. Салопа, показали, что отложения байкальской серии протягиваются вдоль всего западного подножия хр. Аkitкан далеко на север к верховьям р. Малой Чуи. Отдельные участки этих пород встречаются и во внутренних частях хребта, где они зажаты среди эффузивно-осадочной акитканской серии.

В состав байкальской серии входят три свиты: голоустенская, улунтуйская и качергатская, установленные еще М. М. Тетяевым (1916а).

В Северо-Байкальском нагорье развиты преимущественно две нижние свиты; большая часть качергатской свиты, по-видимому, уничтожена предкембрийским размывом и встречается только в ядре синклинали на небольшом участке по р. Чае.

Голоустенская свита представлена в основном светлыми неравнозернистыми кварцитами белого или желтовато-бурого цвета. Нередко в них видна грубая косая слоистость, заметная по косым прослойкам более грубозернистого кварцевого материала. В основании

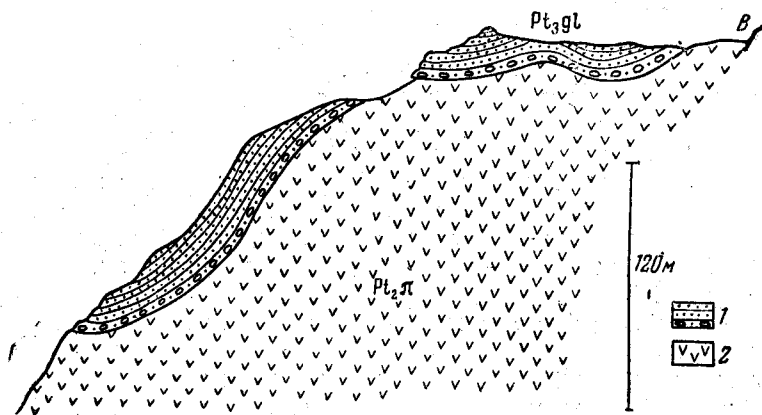


Рис. 22. Трансгрессивное налегание кварцитов и конгломератов голоустенской свиты на порфиры акитканской серии (хребет Байкальский, верховья р. Левого Толококтая)

1 — кварциты и конгломераты; 2 — порфиры

свиты часто выделяется горизонт зелено-серых конгломератов (5—6 м), состоящих из гальки преимущественно порфиров подстилающих акитканскую серию, цементированных песчаником. Мощность свиты изменяется от 43 м в бассейне р. Окунайки до 135 м и более в бассейне р. Чаи. Непосредственное налегание с угловым несогласием отложений голоустенской свиты на породы акитканской серии можно наблюдать в ряде пунктов, в частности по небольшому правому притоку р. Окунайки, впадающему в нее в месте выхода реки из гор, по р. Домугде (в верховьях), на водоразделе рек Нижней и Средней Рассохи (в верховьях) и во многих других местах (рис. 22).

Улунтуйская свита по р. Чае представлена внизу пачкой (113 м) темных плотных пелитоморфных известняков, содержащих горизонты оолитовых и водорослевых (онколитовых) известняков и глинисто-карбонатных сланцев; выше лежат мелкозернистые известковистые алевроитовые песчаники, постепенно переходящие кверху в известковистые алевролиты, которые в свою очередь перекрываются снова черными плотными известняками. Общая мощность свиты здесь 340—350 м. В бассейне р. Мини свита представлена только нижней карбонатной пачкой, в которой среди темных оолитовых известняков встречен прослой известняка, содержащего фосфориты (12% P_2O_5). Фосфатность является очень характерной чертой пород улунтуйской

свиты в Западном Прибайкалье (бассейн р. Средней Иликты). Открытие фосфоритов в той же улунтуйской свите, в пункте, расположенном в 300 км севернее Иликтинских месторождений фосфоритов, свидетельствует о региональной фосфатности свиты и, естественно, расширяет перспективы поисков этого полезного ископаемого.

Качергатская свита по р. Чае представлена пачкой темных, почти черных слюдястых (серицитовых) алевролитов (150 м), на которых лежит горизонт голубовато-серых кварцитов (25 м), перекрываемых черными известняками с прослоями известково-глинистого сланца (видимая мощность 37 м). Присутствие известняков и кварцитов несколько отличает качергатскую свиту этого района от аналогичных отложений, развитых в Прибайкалье.

В разрезе по р. Чае (по данным Шалек, 1957 г.) над качергатской свитой помещается еще толща, состоящая внизу из красных известково-слюдястых песчаников и песчанистых известняков (100—120 м), выше которых располагается пачка переслаивающихся красных песчаников, зеленовато-серых мергелей и зеленых известковистых песчаников (20 м), венчающаяся серовато-белыми и сиренево-серыми очень плотными доломитами (видимая мощность 30—35 м). От качергатской свиты эта толща отделена тектоническим разрывом, но положение ее выше данной свиты может считаться весьма вероятным, так как среди более древних отложений такие образования отсутствуют. Отличается она и от кембрийских отложений, в том числе от развитой в этом же районе пестроцветной свиты, как более высоким метаморфизмом, так и составом и характером переслаивания. В то же время она очень напоминает жуинскую свиту патомской серии, аналогом которой она, возможно, является.

Возраст байкальской серии, безусловно, докембрийский, так как на ней с угловым или стратиграфическим несогласием залегает ушаковская свита нижнего кембрия. Некоторые исследователи склонны относить ее к синийскому комплексу, однако нам представляется, что выделение этого комплекса преждевременно, так как оно не обосновано палеонтологическим материалом. Байкальскую серию правильнее отнести к верхнему протерозою. Голоустенская же свита, по-видимому, соответствует джемкуканской свите патомской серии: и в той и в другой главную роль играют кварцитовидные песчаники (правда, часто различные по внешнему облику). Появление в джемкуканской свите мощных полимиктовых конгломератов (по рекам Большой Чуе и Большому Патому), а также местное несогласное залегание этой свиты на более древних отложениях, наблюдаемое в бассейне р. Большой Чуи, хорошо согласуется с фактом несогласного налегания голоустенской свиты на акитканской серии. Боракунская свита соответствует улунтуйской. Для обеих этих свит характерно наличие черных оолитовых и водорослевых (онколитовых) известняков. Наконец, валухтинская свита очень близка по составу качергатской свите. Об этом свидетельствует также появление по р. Чае над качергатской свитой пород, типичных для жуинской свиты. Если эта корреляция правильна, то выпадение из разреза верхнего протерозоя Северо-Байкальского нагорья и Западного Прибайкалья аналогов бааллаганахской и маринской свит может быть объяснено денудацией, имевшей место перед отложением голоустенской свиты, а аналогов более высоких, чем жуинская свита, членов патомской серии, — паузой в осадконакоплении или предкембрийским размывом.

Сопоставление метаморфических толщ и plutонических комплексов докембрия Байкальской горной области*

Составил Л. И. Салоп

		Байкало-Патомский краевой прогиб		Бодайбинский внутренний прогиб	
		Прибайкальская зона (Западное Прибайкалье)	Приленская зона (Северная часть Патомского нагорья и западная часть Северо-Байкальского нагорья)	Жуинская зона (Центральная и южная части Патомского нагорья)	Мамско-Витимская зона (Средне-Витимская горная страна и бассейн р. Мамы)
			Диабазы и габбро-диабазы (древние траппы)	Тельмамский (позднеорогенный) plutонический комплекс гранитоидов Мамско-оронский (синорогенный) plutонический комплекс гранитоидов	
Верхний протерозой		—	—	Патомская серия Бодайбинская подсерия Илигирская свита Анангская свита Вачская свита Аунакитская свита	—
		Байкальская серия Качергатская свита Улунтуйская свита Голоустенская свита	Кадаликанская подсерия Ченчинская свита Жуинская (имняхская) свита Валюхтинская свита Боракунская свита Джемкуканская (божуиктинская) свита Мариинская свита		<i>Чаянгринская толща (свита)</i>
			Баллаганакская подсерия		Верхнеджалагунская свита Среднеджалагунская свита Нижнеджалагунская свита Делюнская свита
		НЕСОГЛАСИЕ			
Средний протерозой		Ирельский plutонический комплекс гранитоидов	Кевактинский plutонический комплекс гранитоидов	—	Витимский plutонический комплекс гранитоидов
		Акитканская серия Чайская свита Хибеленская свита Малокосинская свита	Тепторгинская серия Пурпольская свита Желтуктинская свита	—	Падринская серия Верхняя падринская свита Средняя падринская свита Нижняя падринская свита

НЕСОГЛАСИЕ

Нижний прогерозой	Внутренний (эвгеосинклинальный) пояс. Муйская зона		Внешний (миогеосинклинальный) пояс Чуйско-Патомская зона
	Западное Прибайкалье	Средне-Витимская горная страна и восточная часть Северо-Байкальского нагорья	
Архей	Приморский плутонический комплекс гранитоидов Нижнеангарский (муйский) комплекс габброидов и гипербазитов Сарминская серия Голечная свита Иликтинская свита Харгитуйская свита	Муйский плутонический комплекс плагиогранитов, габброидов и гипербазитов Муйская серия <i>Киянская толща</i> Булундинская свита Самокутская свита	Чуйско-кодарский (позднеорогенный) комплекс гранитов Куандинский (синорогенный) комплекс гранитов Каларский комплекс габброидов Мамская серия
	Байкальская глыба		Северо-Муйская глыба (Северо-Муйский хребет)
	Южное Прибайкалье	Западное Прибайкалье	
	Ольхонский плутонический комплекс гнейсо-гранитов Эренхейский плутонический комплекс габброидов		Гнейсо-граниты
	<i>Слюдянская толща</i>	Приольхонский комплекс (святоносская толща) Ижимейская свита Чернорудская свита Тажеранская свита Озерская свита	<i>Тулдунская толща</i>
<i>Шарыжалгайская толща</i>	<i>Таланчанский комплекс (толща)</i>	<i>Илеирская толща</i>	

НЕСОГЛАСИЕ

* Упомянутые в таблице структурно-фациальные элементы (пояса, зоны, прогибы и пр.) изображены на рис. 44 и 45 в разделе „Тектоника Байкало-Патомского нагорья и Западного Забайкалья“.

Делюн-уранская серия. Эта серия, по возрасту относящаяся к верхнему протерозою, выделяется для Средне-Витимской горной страны и бассейна р. Мамы. В районах, расположенных к югу от Патомского нагорья, т. е. в Делюн-Уранском хребте, а также во внутренних районах Северо-Байкальского нагорья (бассейн р. Мамы) верхнепротерозойские отложения имеют много своеобразных черт, отличающих их от синхроничных отложений патомской и байкальской серий.

Наиболее детально стратиграфия этих отложений изучена в Делюн-Уранском хребте Л. И. Салопом в 1954 г. Здесь нормальный разрез серии следующий (снизу):

Делюнская свита сложена зелено-серыми метаморфизованными конгломератами и туфоконгломератами с резко подчиненными прослоями песчаников и кристаллических известняков. Свита распространена преимущественно на южном склоне и в водораздельной части Делюн-Уранского хребта, где залегает с параллельным или угловым несогласием на различных породах киянской толщи. В составе обломочного материала конгломератов находятся породы нижележащей киянской толщи, преимущественно эффузивы и связанные с ними субвулканические интрузивные образования, а также плагиограниты, метабазиты и кварциты. Мощность свиты достигает 400—500 м на юге. На севере она уменьшается и свита выклинивается.

Нижнеджалагунская свита представлена переслаиванием метаморфизованных эффузивов (или ортосланцев) с темными сланцами и отчасти кристаллическими известняками. Мощность ее от 650 до 1000 м.

Среднеджалагунская свита состоит из темно-серых, почти черных «углистых» сланцев и филлитов с подчиненными горизонтами кристаллических известняков, кварцитов и ортосланцев. В ней характерны пачки оттрелитовых, богатых магнетитом сланцев. Мощность свиты от 850 до 1200 м.

Верхнеджалагунская свита сложена светло-серыми и белыми кварцитами или кварцито-песчаниками, перемежающимися с серыми и темно-серыми биотитово-кварцевыми и амфиболово-кварцевыми сланцами или филлитами. Мощность свиты более 650 м.

Чаянгринская свита (или толща) представлена кристаллическими известняками с горизонтами черных «углистых» сланцев и филлитов, а также с подчиненными прослоями зеленых ортосланцев и метадиабазов. В северном направлении прослой эффузивов уменьшаются в мощности вплоть до их полного исчезновения и свита переходит в кадаликанскую подсерию Патомского нагорья. Видимая мощность свиты превышает 2500 м. Стратиграфическое положение чаянгринской свиты в нормальном разрезе делюн-уранской серии окончательно выяснено в результате наблюдений И. В. Плотникова (1958 г.) и Л. И. Салопа. Ранее ошибочно считалось, что чаянгринская свита залегает в основании разреза метаморфической толщи Делюн-Уранского хребта (Салоп, 1956а). Поскольку считалось, что чаянгринская свита входит в кадаликанскую подсерию, то остальные свиты делюн-уранской серии приходилось сопоставлять с бодайбинской толщей (подсерией). В настоящее время очевидно, что подстилающие чаянгринскую свиту отложения серии (от делюнской свиты до верхнеджалагунской) следует коррелировать с баллаганаской свитой (подсерией) патомской серии. В пользу этого свидетельствует не только их одинаковое стратиграфическое положение, но и значительное сходство в литологическом составе.

Главная роль в них принадлежит терригенным отложениям: конгломератам, песчаникам и сланцам. Наличие в составе делюн-уранской серии эффузивных пород связано с тем, что накопление ее отложений происходило в центральных частях геосинклинальной области (вблизи зоны глубинных разломов).

Кроме Делюн-Уранского хребта, отложения делюн-уранской серии развиты также в виде полосы, прослеживающейся вдоль долины р. Мамы и далее в юго-западном направлении к верховьям рек Большой Чуи и Тыи. Вследствие сложной структуры этой полосы (зона глубинных разломов) стратиграфическое расчленение отложений здесь очень затруднено, но можно говорить об их большом сходстве с толщами Делюн-Уранского хребта. Здесь повсюду хорошо выделяется толща базальных конгломератов делюнской свиты. Сопоставление метаморфических толщ и плутонических комплексов докембрия приведено в табл. 3.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В пределах Иркутской области докембрийские образования широко распространены в горных сооружениях, обрамляющих с юга Иркутский амфитеатр. Докембрийские породы, развитые в Восточном Саяне, Западном Прибайкалье и Байкало-Патомском нагорье, представлены архейскими и протерозойскими толщами. При расчленении докембрийских образований на архейские и протерозойские большинством исследователей (С. Обручев, Павловский, Фролова, Салоп и др.) приняты следующие принципы:

1. Архейские образования слагают ряд крупных глыб (Северо-Муйскую, Байкальскую, Хамар-Дабанскую и др.), которые, будучи ограничены глубинными разломами, обрамляются протерозойскими толщами. При этом в ряде случаев (Северо-Муйская глыба и др.) простираение основных архейских структур не совпадает с направлением складок в протерозойских породах, что свидетельствует о самостоятельном значении архейского структурного яруса. Это находит подтверждение в описанных в ряде пунктов (Северо-Муйский хребет, реки Самокут и Булунда, р. Олот в Восточном Саяне и др.) резких угловых несогласиях между архейскими породами и базальными горизонтами протерозоя.

2. Внутренняя структура образований архея обладает специфическими чертами, не присущими более высокому структурному ярусам. Эти особенности заключаются в сравнительной простоте крупных структур при сложном рисунке складок высших порядков и частом местном изменении простирааний шарниров.

3. Архейские породы отличаются весьма высоким и однородным глубинным метаморфизмом (гиперстеновая, гранулитовая фации), в то время как для протерозоя характерен неоднородный и в общем более низкотемпературный метаморфизм (биотитовая, зеленокаменная и другие фации).

4. Архейскому времени приписывают своеобразный комплекс магматических пород (алаяскитовые граниты и др.).

5. С архейскими образованиями связан определенный комплекс полезных ископаемых: флогопит, ляпис-лазурь, силлиманитовые сланцы.

Сопоставление стратиграфических единиц, выделяемых исследователями в частных разрезах складчатого обрамления юга Сибирской

платформы, может быть сделано пока с большой долей условности (табл. 4).

Архейские парапороды Иркутской области большинство исследователей делит на две серии: нижнюю — гнейсово-мigmatитовую, шарыжалгайскую (по Н. В. Фроловой и Ю. З. Елизарьеву — ангарская серия) и верхнюю — карбонатно-гнейсовую, слюдянскую.

В настоящее время в бассейне р. Китоя И. М. Ширококовым и Ю. З. Елизарьевым установлено согласное залегание карбонатных пород слюдянской серии на гнейсах шарыжалгайской. Породы шарыжалгайской серии развиты в Восточном Саяне, Юго-Западном Прибайкалье и в Муйском хребте на северо-востоке Иркутской области. Мраморы, гнейсы и сланцы слюдянской серии особенно широко развиты в Слюдянском районе, Приольхонье и на о-ве Ольхон. Ограниченные площади, сложенные породами этой серии, встречаются в Восточном Саяне и по восточному берегу оз. Байкал (р. Кабанья).

При сравнении стратиграфических разрезов шарыжалгайской серии, развитой на различных участках, прежде всего обращает на себя внимание постоянство ее литологического состава. Наиболее отчетливо эта особенность нижней части архея Иркутской области проявляется в Восточном Саяне и Юго-Западном Прибайкалье, так как здесь гнейсово-мigmatитовый комплекс прослеживается почти без перерыва от Кругобайкальской железной дороги до бассейна р. Оки. В прибрежной полосе оз. Байкал, к северо-востоку от Кругобайкальской железной дороги к шарыжалгайской серии, по-видимому, следует относить мощную толщу гнейсов о-ва Ольхон, а также архей Муйского хребта (Бурятская АССР).

Сопоставление разрезов слюдянской серии связано с некоторыми трудностями, которые заключаются, во-первых, в том, что различные исследователи (Кульчицкий, Павловский, Покатилов) по-разному оценивают мощность одной и той же толщи, а во-вторых, в разобщенности сравниваемых разрезов (Восточный Саян, Слюдянский район, Приольхонье).

Вместе с тем сходство всех разрезов устанавливается по обилию карбонатных пород, чередующихся с гнейсами и сланцами. Можно также с известной долей вероятности предполагать, что мраморы месторождения «Перевал» в Слюдянском районе и мраморы Усть-Ангинского месторождения (Приольхонье) являются стратиграфическими аналогами.

Неопределенное стратиграфическое положение занимает хангарульская метаморфическая толща хр. Хамар-Дабан, которую одни исследователи (Фомин, Калинина) считают верхней толщей архея Южного Прибайкалья, другие — стратиграфическим аналогом шарыжалгайской и слюдянской серий, третьи (Налетов) относят ее к нижнему протерозою. Этот вопрос еще не решен. Имеющаяся в настоящее время стратиграфическая схема архейских парапород не может считаться окончательной, так как она требует не только расчленения выделенных серий (шарыжалгайской и слюдянской), но и увязки ее со схемой деления архея прилегающих территорий — Бурятской АССР и Енисейского края.

Для слюдянской серии уже имеются попытки расчленения ее на стратиграфические составляющие (Чуйкина, Кульчицкий и др.), и есть все основания полагать, что такое разделение будет произведено, так как в составе этой серии присутствует много опорных горизонтов (мра-

Сопоставление метаморфических толщ докембрия складчатого обрамления юга Сибирской платформы

Географические области и зоны	Восточный Саян			Западное Прибайкалье	Байкало-Патомское нагорье			
	Дербинско-Удинская	Бирюсинская	Присаянская		Патомская	Мамско-Бодайбинская	Средне-Витимская	
Стратиграфическое подразделение	Верхний протерозой	Кувайская свита	—	Урикская свита Ермосохинская свита	Байкальская серия	Патомская серия Кадаликанская подсерия Баллаганакская подсерия	Мамско-Бодайбинская серия Бодайбинская подсерия Кадаликанская подсерия Мамская подсерия	Чаянгринская толща Делюн-Уранская серия
	Средний протерозой	Гутарская свита	—	Далдарминская свита	Анайская свита (тепторгинская серия?)	Тепторгинская серия		Падринская серия
		Инжигейская свита	?	Большереченская свита	Акитканская серия	—	—	
	Нижний протерозой	Янгозинская свита Сигацкая свита	Кукшерская свита	Свита Соснового Байца	Сарминская серия	—	Муйская серия	
	Дербинская свита Алыгджерская свита	Бирюсинская свита	Камчадалская свита					
Архей	—	—	Слюдянская серия Шарыжалгайская серия	Приольхонский комплекс Таланчанский комплекс	—	—	Тулдунская толща Илеирская толща	Витимо-Мамаканская толща

моры, кальцифиры). А. С. Кульчицкий (1957) отмечает угловое несогласие внутри архея Приольхонья. Однако другими исследователями (Павловский, Ескин, Шергин, Покатилов и др.) эти данные оспариваются. В шарыжалгайской серии, где практически нет карбонатных пород, выделение свит будет связано с некоторыми трудностями. Для этой цели геологам, по-видимому, придется использовать особенности литологического состава некоторых парапород, например альмандиносодержащих гнейсов, и их соотношения с другими разностями внутри шарыжалгайской толщи.

В настоящее время необходимо начать детальное изучение верхнего контакта архея, с тем чтобы охарактеризовать границу раздела двух крупных геологических групп в истории развития Саяно-Байкальской горной области и попытаться восстановить тектонический режим, а также палеогеографию этого периода. Следует заметить, что эти работы исключают ошибки, допускающиеся геологами при изучении районов, где архейские образования переработаны молодыми интрузиями. Такие диафторированные породы архея некоторые исследователи нередко принимают за протерозойские, и, наоборот, известны случаи, когда постархейские метаморфические толщи относятся к наиболее древним образованиям. По этой же причине иногда трудно производить корреляцию разрезов архея, особенно в тех случаях, когда эти разрезы удалены на значительные расстояния.

Полнее изучены протерозойские образования, однако ряд вопросов стратиграфии протерозоя не решен однозначно. В настоящее время нет общепринятого деления протерозоя на подгруппы. Большинство исследователей (В. Обручев, Павловский, Салоп и др.) делят протерозой на нижний и верхний.

За последние годы некоторыми исследователями (Салоп, Мац, Кульчицкий, Шамес и др.) накоплено значительное количество фактов, позволяющих уверенно говорить о трехчленном делении протерозоя. Основанием для подобного деления послужило наличие резко выраженных крупных перерывов и угловых несогласий между тремя подгруппами протерозойских отложений (мыс Малая Коса на оз. Байкал, р. Урик в Восточном Саяне, район с. Олхи в Иркутском Присянье, Делюн-Уранский хребет в Байкало-Патомском нагорье и многие другие пункты), наличие трех крупных тектоно-магматических циклов и специфические черты литологии, присущие каждой подгруппе. Наконец, каждая из трех выделенных подгрупп фиксирует определенные этапы в геологическом развитии Саяно-Байкальской геосинклинальной области.

Нижний протерозой отвечает ранним этапам геосинклинального развития, что нашло отражение в накоплении мощных эффузивно-терригенных толщ спилитово-кератофировой формации. Средний протерозой отвечает этапу инверсии геосинклинали и характеризуется излияниями мощных покровов кислых и реже основных эффузивов зачастую субаэрального типа. В верхнепротерозойское время в Западном Прибайкалье, а также во внешних зонах Восточного Саяна и Байкало-Патомского нагорья накапливались терригенно-карбонатные толщи, которые образовывались в условиях завершающих этапов развития геосинклинали. Во внутренних частях Саяно-Байкальской горной области завершение геосинклинального развития наступило значительно позже. Здесь в верхнепротерозойское время происходило накопление мощных терригенно-карбонатных толщ, сопровождавшееся излияниями эффузивов и интенсивной интрузивной деятельностью. Лишь в кембрийское

время в этих районах появились субплатформенные отложения, фиксирующие заключительный этап геосинклинального развития.

Приведенные данные позволяют лишь грубо (по подгруппам) коррелировать протерозойские отложения различных частей Саяно-Байкальской горной области, оставляя открытым ряд вопросов, касающихся сопоставления более мелких стратиграфических единиц.

Граница между протерозойскими и нижнекембрийскими образованиями в Саяно-Байкальской горной области в ряде случаев устанавливается отчетливо. В то же время в некоторых районах граница между кембрием и докембрием недостаточно обоснована, что приводит к различным суждениям по этому вопросу.

Верхняя возрастная граница отложений патомской серии Витимо-Патомского нагорья определяется залеганием на них кембрийских отложений алданского яруса. Установлен различный характер соотношений кембрийских отложений с докембрийскими. На окраине нагорья патомская серия перекрывается параллельно или со слабым угловым несогласием кварцитами и правелитами жербинской свиты, относимой большинством исследователей к нижнему кембрию (алданский ярус).

Во внутренних частях нагорья (Средне-Витимская горная страна) терригенные отложения нижнего кембрия нижней падроканской свиты лежат с резким угловым несогласием на докембрийских породах, в том числе и на верхнепротерозойских образованиях делюн-уранской серии. Стратиграфически выше залегают карбонатные отложения ленского и амгинского ярусов.

В Западном Прибайкалье граница между кембрием и докембрием проводится по подошве граувакк ушаковской свиты, причем последние залегают то согласно, то с резко выраженным угловым несогласием на породах докембрийского комплекса. В Восточном Саяне большинство исследователей проводит эту границу по подошве карагасской свиты, залегающей с резким угловым несогласием на различных породах докембрийского комплекса.

В последние годы Т. Н. Спижарский, Н. С. Шатский, М. М. Лавров и другие геологи считают необходимым выделение синийской или рифейской систем в пределах складчатого обрамления Сибирской платформы. При этом одни предлагают выделять синийские отложения в составе палеозойской группы (Спижарский, Соколов), другие (Шатский), называя подобные отложения рифейскими, относят их к верхам протерозоя. Несмотря на признанную многими необходимость выделения синия, для этого до сих пор еще не существует общепринятых и достаточно обоснованных критериев.

К синийскому комплексу относятся разновозрастные и зачастую несопоставимые стратиграфические единицы. При уточнении стратиграфического объема синийского комплекса к нему можно будет, вероятно, отнести верхнепротерозойские образования внешних зон (байкальский комплекс Прибайкалья и его аналоги в Восточном Саяне и Байкало-Патомском нагорье). Неясным остается вопрос о сопоставлении разрезов протерозоя в различных частях складчатого обрамления платформы.

Наиболее четко нижнепротерозойские отложения выделяются в Западном Прибайкалье и Средне-Витимской горной стране. В Западном Прибайкалье они представлены существенно терригенной толщей, для нижних частей разреза которой характерно наличие кварцитов, амфиболитов и карбонатных пород (свита Шартлы, хулуртуйская и др.). Осадочные породы сопровождаются пластовыми телами основных эф-

фузивов. Верхняя половина разреза нижнего протерозоя Западного Прибайкалья представлена филлитами, песчаниками и гравелитами (иликтинская свита). В самых верхах встречаются железистые кварциты (голечная свита). Эти отложения отличаются слабым метаморфизмом, и лишь в узких контактовых зонах появляются сравнительно высокометаморфизованные породы (амфиболиты, гранатовые сланцы, биотитовые гнейсы).

В Восточном Саяне нижний протерозой также имеет двучленное строение. Нижняя часть нижнего протерозоя представлена терригенно-карбонатными породами, при этом в отличие от Прибайкалья здесь возрастает роль карбонатных отложений (камчадальская и дербинская свиты). Эта часть разреза Восточного Саяна литологически сходна с разрезом нижнего протерозоя Прибайкалья не только тем, что в ней развиты карбонатные породы, но также и тем, что здесь присутствуют кварциты и амфиболитовые эффузивы. Верхняя половина разреза нижнего протерозоя Восточного Саяна характеризуется существенно терригенными образованиями (свита Соснового Байца, кукушерская свита, верхняя часть бирюсинской свиты), которым, так же как и аналогичным толщам Прибайкалья, свойственно присутствие железистых кварцитов. Нижнепротерозойские отложения Восточного Саяна метаморфизованы в более высокой степени, нежели соответствующие отложения Западного Прибайкалья. Здесь преобладают породы амфиболитовой фации метаморфизма (амфиболиты, биотитовые и двуслюдяные гнейсы, гранатовые и дистеновые сланцы).

В Байкало-Патомском нагорье нижний протерозой имеет широкое распространение, но сопоставление его разрезов в разных частях нагорья вызывает значительные разногласия. По мнению подавляющего большинства исследователей (Салоп, Павловский, Тихонов, Таевский и др.), разрез нижнего протерозоя в нагорье начинается мощной толщей эффузивно-осадочных пород муйской серии, представленной самокутской, булундинской свитами и киянской толщей. В составе последней отмечается широкое развитие спилитово-кератофировой формации, подстилаемой местами эффузивно-карбонатными отложениями булундинской свиты и терригенными породами самокутской свиты.

Л. И. Салоп к нижнему протерозою относит и мамскую серию*. При этом она целиком сопоставляется им с киянской толщей муйской серии. Однако последние данные геологов Иркутского геологического управления (Таевский, Таевская, Подковырова и др.) говорят за то, что с киянской толщей можно сопоставлять только нижнюю часть разреза мамской кристаллической полосы, т. е. «мигматитовую» свиту и нижнюю часть амфиболитовой свиты осадочно-вулканогенного состава (нижняя часть чуйской свиты; Семененко, 1948). Правильность отделения этих свит от терригенной части разреза мамской серии Л. И. Салопа подчеркивается тем, что гранитоиды чуйско-кадарского интрузивного комплекса, рвущие нижнюю часть амфиболитовой свиты, нигде не прорывают вышележащую терригенную часть разреза мамской кристаллической полосы. Таким образом, «мигматитовую» свиту и нижнюю часть амфиболитовой свиты следует рассматривать как самостоятельную крупную стратиграфическую единицу, отделенную от терригенной части разреза складчатостью и интрузивными проявлениями (Таевский, 1958). Синхроничность нижней части разреза мамской кристаллической

* См. сноску на стр. 103.

полосы с килианской толщей муйской серии позволяет считать ее нижнепротерозойской. Этими же исследователями доказывается, что верхняя, существенно терригенная часть разреза мамской кристаллической полосы самым тесным образом связана взаимопереходами и структурным планом с вышележащими карбонатно-сланцевыми отложениями кадаликанской подсерии, которая в свою очередь согласно перекрывается сланцами и песчаниками бодайбинской подсерии. В связи с этим мамскую серию Л. И. Салопа следует выделять в качестве мамской подсерии мамско-бодайбинской серии.

Все три подсерии (мамская, кадаликанская и бодайбинская) связаны между собой единой складчатостью и интрузией гнейсогранитов, слюдоносных гранит-пегматитов и пегматитов мамско-оронского интрузивного комплекса и поэтому не могут быть отделены друг от друга значительным промежутком времени. Поскольку возраст бодайбинской и кадаликанской подсерий, по новым данным Л. И. Салопа (1958 г.), определяется как верхнепротерозойский, отнесение мамской подсерии к нижнему протерозою приходится ставить под сомнение. Имеющиеся в настоящее время определения абсолютного возраста пород мамской подсерии также подтверждают ее более молодой, чем нижнепротерозойский, возраст.

В свете приведенных данных вызывает сомнение принадлежность к нижнему протерозою бирюсинской свиты Восточного Саяна. Эта свита литологически чрезвычайно близка к мамской подсерии и в той же степени метаморфизована. Важно отметить, что и та и другая толщи вмещают аналогичные слюдоносные пегматиты. В то же время среди образований, относимых к бирюсинской свите, по р. Ие и в некоторых других пунктах (Рассказчиков, Таскин), встречаются комплексы пород, чрезвычайно близкие к заведомо архейским образованиям бассейнов рек Китоя и Иркуты. В бассейнах рек Буйречты, Хайламы и Туманшета среди образований верхней подсвиты бирюсинской свиты отмечались очень слабо метаморфизованные породы, по облику напоминающие средне- или верхнепротерозойские отложения других районов Восточного Саяна. Таким образом, возможно, что в бирюсинскую свиту включены разновозрастные докембрийские образования.

Литологические особенности отложений нижнего протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области позволяют наметить некоторые общие закономерности в осадконакоплении. Сравнение разрезов показывает, что по направлению от Байкало-Патомского нагорья к Восточному Саяну через Западное Прибайкалье постепенно уменьшается роль вулканогенных образований и увеличивается значение карбонатных пород. Грубообломочные породы развиты в Западном Прибайкалье и Байкало-Патомском нагорье (самокутская, иликтинская свиты, свита Шартлы и др.); в Восточном Саяне они практически отсутствуют. Все это позволяет сделать вывод о неодинаковом геосинклинальном режиме в нижнепротерозойское время в пределах складчатого обрамления. По-видимому, Байкало-Патомское нагорье было расположено вблизи от центральных глубинных частей геосинклинали. Постоянное присутствие карбонатных пород в нижних частях разреза нижнего протерозоя косвенно указывает на то, что в начальные этапы развития нижнепротерозойская геосинклиналь в пределах складчатого обрамления отличалась сравнительно спокойным тектоническим режимом. При этом северо-западная часть Восточного Саяна (Дербинско-Удинская зона), очевидно, была наиболее удалена от основных областей сноса, о чем свидетельствует

отсутствие грубообломочных отложений при значительном развитии карбонатных фаций. В связи с этим можно предположить, что здесь архейские образования были погружены и перекрывались нижнепротерозойскими осадками. Вторая половина нижнего протерозоя характеризуется повсеместным усилением тектонической активности, особенно резко проявившейся в Байкало-Патомском нагорье, в меньшей мере в Западном Прибайкалье и наиболее слабо — в Восточном Саяне.

В Западном Прибайкалье в верхней половине нижнего протерозоя возникла резко обособившаяся Байкальская глыба, которая, очевидно, располагалась в непосредственной близости от современного поля развития нижнепротерозойских образований.

Терригенный материал поступал, вероятно, с Байкальской глыбы, которая была ограничена крупными разломами. Контуры глыбы в нижнепротерозойское время примерно приближались к современным очертаниям поля развития архейских пород. В это же время в Байкало-Патомском нагорье происходила наиболее интенсивная вулканическая деятельность, сопровождавшаяся накоплением терригенных толщ, областью питания которых, по-видимому, были глыбы Муйская, Чарская и др.

Среднепротерозойские образования описаны в Восточном Саяне, в Урикско-Ийском междуречье и в верховьях р. Малой Ирети. В Западном Прибайкалье они встречаются вдоль побережья оз. Байкал, к северу от верховьев р. Лены. В Байкало-Патомском нагорье — по его северо-западному обрамлению (правобережье р. Киренги и верховья р. Чаи) и во внутренних частях нагорья (Северо-Муйский хребет и в бассейне верхнего течения р. Большого Патома). Среднепротерозойские образования в виде изолированных полей встречены по всему горному обрамлению. Вероятно, эффузивные толщи среднего протерозоя в своем распространении подчинены крупным расколам земной коры на границе Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, а также во внутренних зонах последнего.

В Западном Прибайкалье среднепротерозойские образования отчетливо подразделяются на две части — нижнюю, преимущественно красноцветную, эффузивно-осадочную (акитканскую серию), и верхнюю, существенно терригенную (анайскую и чайскую свиты). Среди эффузивов разреза резко преобладают кислые разновидности (кварцевые порфиры и др.).

В Восточном Саяне также сохраняется двучленное деление среднего протерозоя, хотя здесь строгой приуроченности эффузивов к определенной части разреза не устанавливается. Наиболее широко эффузивы распространены в бассейне р. Малой Ирети и по р. Ие (сублукская и шаблыкская свиты). Здесь, так же как и в Западном Прибайкалье, встречаются красные кварцевые порфиры, причем количество их уменьшается в бассейне р. Ии. На Зиминско-Бельском междуречье средний протерозой представлен существенно терригенными толщами (большереченская и далдарминская свиты), однако и здесь в ряде пунктов (реки Калга, Белая Зима и др.) встречаются туфогенные и реже эффузивные породы. В северо-западной части Восточного Саяна средний протерозой представлен существенно терригенно-карбонатными отложениями (гутарская и инжигейская свиты). В отличие от Западного Прибайкалья, в составе среднего протерозоя Присаянья, кроме кислых эффузивов, присутствуют средние и основные эффузивы (диабазы и порфириты), но по мере приближения к Прибайкалью роль

кислых эффузивов возрастает, и на р. Малой Ирети они явно преобладают.

Среднепротерозойские образования, развитые вдоль северо-западной окраины Байкало-Патомского нагорья являются продолжением среднепротерозойской полосы Западного Прибайкалья и сохраняют те же характерные черты. Верхняя терригенная толща (анайская и чайская свиты) имеет здесь ограниченное распространение, а нижняя эффузивно-осадочная толща, как и в Западном Прибайкалье, разделяется на две свиты: нижнюю, существенно терригенную (малокосинскую свиту), и верхнюю, сложенную в основном кислыми эффузивами (хибеленской свиту). Весьма характерны красная окраска пород эффузивно-осадочной толщи (акитканская серия) и грубообломочный состав осадочных толщ, залегающих в основании среднего протерозоя (малокосинская свита). По литологическим особенностям отложений (неустойчивость фаций, наличие косой слоистости, волноприбойных знаков и пестроцветность отложений) можно предположить, что базальная толща среднего протерозоя Западного Прибайкалья и окраины Байкало-Патомского нагорья накапливалась в континентальных и прибрежно-морских условиях.

В Северо-Муйском хребте средний протерозой представлен также эффузивно-осадочной серией (падринская свита), хорошо сопоставимой с акитканской серией Западного Прибайкалья. Здесь выделяются, но менее отчетливо, нижняя терригенная толща и верхняя — существенно эффузивная. Падринская свита сохраняет все характерные черты, присущие породам акитканской серии, отличаясь лишь меньшими размерами обломочного материала и присутствием редких эффузивов в нижней части разреза.

В Патомском нагорье к среднему протерозою Л. И. Салопом в 1958 г. отнесена песчано-сланцевая толща, в которой отмечаются также доломиты, метапорфириты и конгломераты (тепторгинская серия). Не вдаваясь в подробности соотношений тепторгинской серии с другими частями разреза протерозоя, следует подчеркнуть, что С. И. Другов (1958) не без оснований считает, что породы, слагающие тепторгинскую серию, подстилают мамскую серию. Эти данные согласуются с наблюдениями Л. И. Салопа в 1958 г. в бассейнах рек Большой Чуи и Витима, в Тонодском антиклинории и по р. Баллаганаху, где им отмечалось непосредственное налегание на различные горизонты тепторгинской серии пород баллаганахской подсерии, залегающей в основании верхнего протерозоя и являющейся, по мнению С. И. Другова (1956 г.), Ю. П. Казакевич (1957), Т. П. Жадновой, В. М. Таевского и др. (1958 г.), стратиграфическим аналогом мамской подсерии.

В 1958 г. Л. И. Салоп, относя тепторгинскую серию к среднему протерозою, сопоставляет ее со всем разрезом акитканской серии. Однако В. Д. Мац считает, что она отвечает не всему разрезу этой серии, а лишь верхней части разреза среднего протерозоя Западного Прибайкалья (анайская свита). Таким образом, несмотря на некоторые существенные различия во взглядах на положение тепторгинской серии в разрезе протерозоя Байкало-Патомского нагорья, большинство исследователей признает среднепротерозойский возраст этой серии.

Необходимо иметь в виду, что площадь развития песчано-сланцевых отложений, отнесенных к среднему протерозою в Байкало-Патомском нагорье, крайне ограничена и не простирается дальше междуречья Большой Чуи и Витима, бассейна верхнего течения р. Большого Патома

и водораздела рек Баллаганаха и Бульбухты. Ограниченное развитие в нагорье терригенных отложений, относящихся к тепторгинской серии, может быть объяснено различно. Возможно, что в бассейнах рек Мамы, Большой Чуи, Чаи и в других местах байкальской части нагорья в среднем протерозое накопления осадков не происходило, и их отсутствие свидетельствует о длительном перерыве между осадочно-вулканогенной деятельностью в нижнем протерозое (амфиболитовая свита) и осадконакоплением в верхнем протерозое (мамско-бодайбинская серия). Другое не менее вероятное решение предполагает возможность наличия среди отложений амфиболитовой свиты и мамско-бодайбинской серии невыявленных стратиграфических аналогов пород тепторгинской серии*.

При сравнении разрезов среднего протерозоя в различных частях обрамления устанавливаются некоторые закономерности. В Байкало-Патомском нагорье и Западном Прибайкалье в начале среднего протерозоя накапливались континентальные и прибрежные осадки, отлагавшиеся в условиях медленного поднятия района. Следующим этапом явилось возникновение системы расколов, послуживших путями проникновения вулканогенного материала, преимущественно кислого состава. Максимальные поднятия, возможно, были приурочены к Байкало-Патомскому нагорью (Байкало-Витимское поднятие; Салоп, 1958). Восточный Саян в нижней половине среднего протерозоя также испытал обмеление бассейна, зафиксированное в мелководном характере терригенных пород (большереченская свита), сопровождавшееся эффузивной деятельностью (сублукская и шаблыкская свиты). При этом наибольшее поднятие испытали районы, прилегающие к Прибайкалью (Иретское поднятие). По направлению на северо-запад от Прибайкалья поднятие сменяется Бельско-Зиминским прогибом, для которого характерны глинистые и глинисто-карбонатные фации.

В бассейне р. Ии широкое развитие кислых эффузивных пород и сравнительно небольшая мощность разреза среднего протерозоя свидетельствуют о тенденции и этого района к воздыманию (Ийское поднятие). В северо-западной части Восточного Саяна (Дербинско-Удинская зона) можно предполагать преобладание отрицательных движений в среднем протерозое, что нашло отражение в накоплении мощной толщи относительно глубоководных осадков, в том числе и карбонатных (гутарская и инжигейская свиты).

Геологическая история второй половины среднепротерозойского времени остается во многом неясной, что связано с незначительным распространением соответствующих образований и сложностью их стратиграфической увязки.

Верхнепротерозойские образования наиболее широко развиты в Западном Прибайкалье и Байкало-Патомском нагорье, слагают крупные поля вдоль западного берега оз. Байкал, от поселка Голоустного до р. Мини, в бассейнах рек Мамы, Большого Патома и Чаянгро. В Восточном Саяне верхнепротерозойские образования развиты сравнительно слабо, встречаются на Ийско-Бельском междуречье и в районе с. Орхи. Лучшее всего разрез верхнего протерозоя изучен в Западном Прибайкалье, где он представлен байкальским комплексом. Здесь ниж-

* В 1959 г. совместными маршрутами, проведенными В. М. Таевским и В. К. Головенком по р. Чукче (левый приток р. Мамы), было установлено наличие аналогов тепторгинской серии, залегающих между породами, сопоставляемыми с киянской толщей нижнего протерозоя и породами мамской подсерии.

ним членом разреза является песчано-карбонатная толща (голоуспенская свита), для которой характерно наличие доломитов, залегающих, как правило, в основании верхнепротерозойской трансгрессивной серии, и кварцевых песчаников в средней части разреза. Средний член разреза верхнего протерозоя (улунтуйская свита) характеризуется глинисто-карбонатным составом и наличием фосфоритов. Разрез верхнего протерозоя завершается песчано-сланцевой флишоидной качергатской свитой. Непосредственным продолжением байкальского комплекса в Иркутском Присяянье является олхинская свита, которая совершенно отчетливо сопоставляется с улунтуйской и нижней частью качергатской свиты байкальского комплекса.

Работами последних лет (Сулимов, Исакова) из состава олхинской свиты выделена верхняя граувакковая пачка, возможно сопоставимая с ушзковской свитой нижнего кембрия. В пади Шеглово, в районе истоков р. Ангары, В. С. Исаковой и В. Д. Мацем отмечено непосредственное согласное налегание олхинской свиты на кварцитовидные песчаники голоуспенской свиты.

Черты литологического сходства с байкальским комплексом обнаруживают верхнепротерозойские отложения Присяянья, которые подразделяются (снизу) на ермосохинскую и урикскую (аршанскую) свиты. Терригенно-карбонатная аршанская свита, развитая по р. Ие, по мнению Д. В. Титова, О. П. Алексеевой и Н. В. Сухановой, является аналогом улунтуйской и голоуспенской свит. Согласно данным геологического картирования (Рассказчиков, Колесников и др.), комплекс верхнепротерозойских пород р. Ии по направлению к юго-востоку (бассейн р. Оки) переходит в окинскую свиту С. П. Плешанова, сохраняя при этом общий характер карбонатно-терригенной толщи. В бассейне рек Урика и Ермы аналоги аршанской свиты встречаются в разрезе урикской свиты того же состава. Указанные сопоставления в настоящее время вызывают ряд сомнений.

По мнению В. Д. Маца, толща доломитов (ирсымские доломиты), завершающая разрез верхнего протерозоя р. Ии, залегает несогласно на аршанской свите, в связи с чем он считает, что в последнюю включены разновозрастные образования, часть которых (ирсымские доломиты и перекрывающие их глинистые сланцы) должна быть отнесена к верхнему протерозою. Разноречивые мнения высказываются также о положении окинской свиты в разрезе верхнего протерозоя. Некоторыми геологами (Дубин, Рассказчиков и др.) эта свита принимается за основание разреза протерозоя Урикско-Ийского грабена. А. Л. Додин считает возможным сопоставление окинской свиты с большереченской свитой среднего протерозоя. В последние годы высказывалось предположение (Колтун, Старовойтова, Шамес и др.) о несогласном залегании конгломератов ермосохинской свиты, — вверх по разрезу в них переходит окинская свита! — на среднепротерозойских отложениях.

В Байкало-Патомском нагорье к верхнему протерозою до недавнего времени относили лишь метаморфическую толщу северной окраины Патомского нагорья (район Дальней тайги), получившую в литературе название патомской серии. В основании серии, представляющей собой чередование толщ карбонатного, карбонатно-терригенного и терригенного состава, залегают баллаганакская свита (подсерия), состоящая из песчаников, сланцев и конгломератов. Ряд исследователей (Гапеева, Другов, Дитмар, Жаднова и др.) отложения патомской серии отождествляли с породами кадаликанской и бодайбинской подсерий, развитых

в южной части Патомского нагорья (район Ближней тайги). В противоположность этому Л. И. Салоп до 1958 г. отрицал возможность такого сопоставления. В настоящее время Л. И. Салоп кадаликанскую и бодайбинскую подсерии относит к верхнему протерозою, а мамскую подсерию — к нижнему протерозою. Таким образом, и этот исследователь признал правильность сопоставления значительной части разреза патомской серии Дальней тайги с разрезом кадаликанской подсерии Ближней тайги. Следует подчеркнуть, что баллаганаскую свиту (подсерию) Дальней тайги ряд исследователей (Другов, Казакевич, Таевский, Жаднова и др.) сопоставляет с мамской подсерией терригенного состава, развитой в южной части Патомского нагорья и в бассейнах рек Мамы и Большой Чуи. Учитывая однозначное стратиграфическое положение и сходство литологии обеих подсерий (баллаганаской и мамской), а также тесную связь мамской подсерии с кадаликанской и бодайбинской, представляется более правильным мамскую подсерию отнести также к верхнему протерозою.

В северной части Средне-Витимской горной страны к верхнему протерозою отнесена делюн-уранская серия. Нижняя часть этой серии (от делюнской свиты до верхнеджалагунской) по стратиграфическому положению и значительному сходству литологического состава может быть сопоставлена с мамской подсерией мамско-бодайбинской серии и баллаганаской подсерией патомской серии. Верхняя часть делюн-уранской серии, представленная чаянгринской свитой эффузивно-сланцево-карбонатного состава, довольно четко коррелируется с кадаликанской подсерией мамско-бодайбинской и патомской серий. По имеющимся материалам, наиболее мощные и, по-видимому, наиболее полные разрезы верхнего протерозоя имеются в Байкало-Патомском нагорье, где их мощность измеряется 10—12 км (вместе с мамской подсерией), и в Урикском прогибе Восточного Саяна (до 6 км). Эпохе накопления мамской подсерии в Западном Прибайкалье и в отдельных местах Восточного Саяна (р. Олха) соответствовал, вероятно, перерыв в осадко-накоплении. Это предположение находит подтверждение в особенностях базальных слоев байкальского комплекса, выражающихся в том, что они представлены доломитами. Это, по-видимому, следует объяснять длительностью перерыва, приведшего к полной пенепленизации страны, предшествовавшей накоплению осадков голоустенской свиты. Верхняя часть разреза верхнего протерозоя достаточно полно представлена в Байкало-Патомском нагорье и в Западном Прибайкалье. В Восточном Саяне верхи разреза, по-видимому, размыты, что зафиксировано резким угловым несогласием между карагасской свитой нижнего кембрия и аршанской свитой. Важно отметить, что верхнепротерозойские отложения Западного Прибайкалья не прорываются гранитными интрузиями, в то время как в Байкало-Патомском нагорье и в меньшей мере в Восточном Саяне граниты в полях развития верхнепротерозойских пород широко распространены.

Заканчивая обзор верхнепротерозойских образований, отметим их некоторые общие черты:

1. Для верхнего протерозоя Саяно-Байкальской складчатой зоны характерно наличие карбонатных фаций, при этом во многих случаях (Западное Прибайкалье и Восточный Саян) карбонатные породы представлены доломитами.

2. В отличие от среднего протерозоя, среди верхнепротерозойских образований почти отсутствуют эффузивные и туфогенные породы.

3. Для верхнего протерозоя характерны флишoidные толщи. Наиболее ярко флишoidный характер разреза проявляется в качергатской свите Западного Прибайкалья, урикской свите Восточного Саяна и предположительно верхнепротерозойской мамской подсерии Байкало-Патомского нагорья.

4. Для верхнепротерозойских отложений характерна слабая степень метаморфизма, обусловленная в основном динамическими воздействиями и доходящая в большинстве случаев до хлоритовой и серицитовой фаций. В Байкало-Патомском нагорье метаморфизм верхнепротерозойских пород неравномерен и во многих случаях доходит до образования силлиманитовых сланцев и биотитовых гнейсов.

5. Структурные особенности полей развития верхнего протерозоя зависят от положения их в различных зонах складчатой области. Складчатая структура в пределах внешней зоны верхнепротерозойской геосинклинальной области отличается значительной сложностью складок с наложением структур различного порядка. Нередка запрокинутость складок в сторону платформы. При приближении к платформе наблюдается постепенное выполаживание структур. Особенно отчетливо это видно на стыке Прибайкальского передового прогиба и Саянского передового антиклинория, где в поле развития олхинской и качергатской свит удается непосредственно наблюдать переходы от круглых складок к почти горизонтально залегающим толщам. Структуры верхнепротерозойских толщ почти повсеместно характеризуются унаследованностью тектонического плана.

Рассматривая разрезы верхнепротерозойских образований на территории Иркутской области, можно сделать следующие выводы: 1) верхнепротерозойские отложения накапливались в пределах внешней зоны Саяно-Байкальской геосинклинали; 2) центральные части этой геосинклинали располагались за пределами Иркутской области, к югу от Байкало-Патомского нагорья и в центральной части Восточного Саяна.

В пределах внешней зоны можно выделить две структурно-фациальные области. Первая занимает центральную часть Патомского нагорья. Разрезы верхнепротерозойских толщ характеризуются здесь присутствием грубообломочного материала (мамская, баллаганахская и другие толщи). Накопление осадков происходило, вероятно, в условиях мелководного режима при наличии близко расположенных областей сноса. Вторая структурно-фациальная зона узкой полосой окаймляет Байкало-Патомское нагорье, протягиваясь в Западное Прибайкалье и приплатформенную часть Восточного Саяна. Эта область во второй половине верхнего протерозоя представляла собой сложный передовой прогиб, названный Л. И. Салопом Байкало-Патомским, расчлененный рядом местных поднятий. Здесь выделяются Патомский прогиб, Северо-Байкальское поднятие, Верхоленинский прогиб, Ангинское поднятие, Бугульдейский прогиб, Олхинское поднятие, Урикский прогиб, Окинское поднятие и Ийский прогиб.

В прогибах накапливались довольно мощные терригенно-карбонатные осадки. В зонах поднятий мощность верхнепротерозойских осадков резко сокращается либо они отсутствуют совершенно. Одновременно с уменьшением мощностей здесь происходит смена тонкозернистых терригенно-карбонатных пород грубообломочными отложениями.

В последнее время получены новые данные о распределении верхнепротерозойских образований под нижнекембрийскими отложениями во внутреннем поле Иркутского амфитеатра. Погружение верхнепротеро-

зойских осадков под кембрийские отложения Сибирской платформы отмечается в Юго-Западном Прибайкалье, Иркутском Присяянье и северной части Витимо-Патомского нагорья. Буровые скважины в южной части Иркутского амфитеатра (р. Правая Ушаковка, села Большая Разводная, Бельск и др.) вскрыли песчано-глинистые отложения, которые, очевидно, являются стратиграфическими и литологическими аналогами олхинской свиты, вероятно тождественной с улунтуйской и частично качергатской свитами верхнего протерозоя (ранее эти отложения исследователи сопоставляли с ушаковской свитой Прибайкалья). Важно отметить, что верхнепротерозойские образования платформы отличаются от аналогичных отложений обрамления меньшими мощностями, отсутствием карбонатных пород и близким к горизонтальному залеганием. Характер осадков, мощностей и условий залегания верхнего протерозоя во внутреннем поле Иркутского амфитеатра позволяет сделать вывод о платформенных условиях образования этих пород. Окончательное решение этого вопроса требует дополнительных исследований.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

Первые данные по стратиграфии и распространению нижнепалеозойских отложений в пределах Иркутского амфитеатра стали появляться в геологической литературе, начиная с середины XIX столетия, и обязаны исследованиям Н. Г. Меглицкого, П. А. Кропоткина, А. Л. Чекановского и др. Наиболее полное и последовательное описание этих отложений было впервые сделано И. Д. Черским (1886б, 1888б).

Большое значение для понимания стратиграфии кембрия Иркутского амфитеатра и окружающих его областей имели работы В. А. Обручева, начавшего свои исследования в Восточной Сибири с 1889 г. В. А. Обручев первый выделил из общей серии осадочных отложений амфитеатра отложения кембрия и определил их нижнюю и верхнюю границы.

Данные по стратиграфии и литологии кембрийских отложений этого региона непрерывно пополняются, начиная с 1920 г. Этой проблемой занимались и производственные организации Министерства геологии и охраны недр СССР и Министерства нефтяной промышленности и научно-исследовательские институты Академии наук СССР. Исследовательские работы особенно возросли в послевоенный период, начиная с 1947 г.

Согласно унифицированной схеме, принятой на Сибирском стратиграфическом совещании в 1956 г., кембрийские отложения Иркутского амфитеатра делятся следующим образом: 1) нижний кембрий, к которому относятся алданский ярус со свитами ушаковской ($С_{m1al}$) и мотской ($С_{m1almt}$) и ленский ярус со свитами усольской ($С_{m1lus}$), бельской ($С_{m1bl}$), булайской ($С_{m1bul}$) и ангарской ($С_{m1lan}$); 2) средний кембрий, в котором выделяется литвинцевская свита ($С_{m2lt}$); 3) верхний кембрий с верхоленской свитой ($С_{m3v}$).

В практике геологосъемочных и особенно буровых работ применяется и более дробное стратиграфическое деление, в частности, деление отдельных свит на подсвиты.

Палеонтологические определения кембрийской фауны, в большом количестве собранной в последние годы, были выполнены преимущественно в палеонтологической лаборатории треста «Востсибнефтегеология» (Иркутск) палеонтологами И. И. Рибас, В. С. Галимовой, Н. П. Кучкиной и Г. Е. Василенко при консультации Н. Е. Чернышевой, Н. П. Суворовой, Л. Н. Репиной. Ряд материалов по этим исследованиям опубликован (Карасев, Лебедь, Галимова, 1959б; Васильев и др., 1957а). Определение спор выполнено палинологической группой треста «Востсибнефтегеология»: З. Х. Ильясовой, Л. А. Лысовой, Е. Л. Дробковой, Т. М. Орловой и Ж. П. Поповой в 1955—1959 гг. Частично эти материалы опубликованы (Ильясова, Лысова, 1959).

Нижний кембрий

Алданский ярус

Ушаковская свита хорошо известна в Западном Прибайкалье, где она была впервые выделена и описана. Типичные породы этой свиты развиты от р. Ангары на юго-западе до р. Лены на северо-востоке. В бассейне правобережья р. Лены ушаковская свита уже не выделяется из общего разреза терригенных отложений нижнего кембрия (Кагушенюк, 1940; Маслов, 1947). Свита залегает трансгрессивно на верхнепротерозойских и более древних образованиях и состоит преимущественно из зеленовато-серых мелко- и среднезернистых песчаников типа граувакк. Подчиненное значение имеют более тонкозернистые обломочные породы — алевролиты и глинистые сланцы, приуроченные главным образом к средней части свиты. В нижней части свиты имеются прослой грубых конгломератов, мощность которых местами достигает 40 м.

Характерен состав обломочного материала граувакковых песчаников ушаковской свиты. Наряду с кварцем значительное место здесь принадлежит полевым шпатам (калиевые полевые шпаты и плагиоклазы: альбит, реже альбит-олигоклаз), которые в отдельных разностях являются основной частью породы. Кроме этих основных компонентов, в состав песчаников входят биотит, реже мусковит, а также роговая обманка и редкие обломки метаморфических и эффузивных пород. Отмечается весьма слабая окатанность, угловатость зерен и их плохая отсортированность. Цемент граувакков обычно глинистый, реже известковистый или смешанный. В большинстве случаев породы отличаются грубоплитчатой или массивной отдельностью и почти полным отсутствием признаков слоистости.

По Е. В. Павловскому и А. И. Цветкову (1938в), галька ушаковских конгломератов в Бугульдейско-Ангинском районе состоит из архейских аляскитовых гранитов, разнообразных представителей молодого гранитного комплекса, пород габбро-диоритовой формации, разнообразных кварцитов, аркозов и кварцитовых сланцев голоустенского и архейского типа, гранатовых сланцев, филлитов, кристаллических известняков и рассланцованных кератофилов из голоустенской свиты.

Для бассейна р. Бугульдейки В. С. Карпышевым (1945 г.) приводится следующий разрез ушаковской свиты (снизу):

1. Пачка песчаников, конгломератов и слоистых алевролитов, представленная зелеными, темно-зелеными и зеленовато-серыми средне-, мелко-, иногда тонкозернистыми песчаниками с прослоями крупно- и грубозернистых песчаников и конгломератов. Прослой конгломератов местами полностью выклини-

- ваются или сильно сокращаются в мощности. В некоторых районах грубая конгломератово-песчаниковая фация нижних слоев этой пачки сменяется фацией песчаников с прослоями алевролитов и линзами сильно известковистых песчаников и песчанистых известняков 270 м
2. Пачка серовато- и коричнево-зеленых песчаников, представленная довольно однообразной толщей серовато- и коричневатого-зеленых преимущественно среднезернистых песчаников с подчиненными маломощными прослоями алевролитов. В нижней части песчаники более грубые, местами с включением неокатанной дресвы и мелкой гальки 215 „
3. Пачка зеленых и черных песчаников с прослоями сланцев, сложенная зелеными и темно-зелеными средне- и мелкозернистыми слюдястыми песчаниками с прослоями темно-серых и почти черных мелко- и среднезернистых песчаников, зеленых и темно-серых плитчатых и сланцеватых алевролитов и глинистых сланцев. Характерно наличие известковистых разностей среди песчаников 190 „
4. Пачка зеленоватого-серых и темно-зеленых разнезернистых массивных песчаников, состоящая из зеленоватого-серых и темно-зеленых средне- и мелкозернистых, реже крупнозернистых песчаников, обычно массивных или грубо- и толстоплитчатых, с редкими маломощными прослоями зеленых алевролитов, местами образующими слои до 7—8 м 230 „
Общая мощность свиты 500 м.

Последняя пачка согласно перекрывается породами мотской свиты. Ушаковская свита этого района, по определениям Л. А. Лысовой, произведенным в 1956 г., характеризуется следующим комплексом спор: *Leiologotriletes minutissimus* (Naum.) Tim., *L. compactus* Tim., *Mycterlogotriletes marmoratus* Tim., *Trachylogotriletes obsoletus* (Naum.) Tim., *T. hyalinus* (Naum.) Tim., *T. incrassatus* (Naum.) Tim., *T. minutus* (Naum.) Tim., *Ocidologotriletes ischoricus* Tim., *Tylogotriletes asperatus* Tim., *T. induratus* (Naum.) Tim., *Lophologotriletes crassus* (Naum.) Tim., *L. semiinvolutus* Tim., *Acanthologotriletes setaceus* Tim., *A. primigenius* (Naum.) Tim., *Stenozonologotriletes salebrosus* Tim.

В более северных районах восточной окраины амфитеатра нижние свиты кембрия изучены весьма слабо, а на значительном расстоянии правобережья р. Киренги, ввиду наличия тектонического контакта между осадочными отложениями амфитеатра и кристаллическими породами Северо-Байкальского нагорья, они совершенно отсутствуют. Первым наиболее полным и лучше изученным разрезом кембрийских отложений является разрез по р. Чае. Однако привязка чайского разреза к хорошо изученному разрезу кембрия Юго-Западного Прибайкалья встречает большие затруднения.

В разрезе кембрия р. Чай В. В. Домбровский (1940) выделяет следующие пять свит: 1) кварцито-конгломератовую (до 3000 м); 2) известково-сланцевую (1050—1150 м); 3) красноцветную (около 300—500 м); 4) карбонатную (800—1000 м) и 5) красноцветную, отвечающую верхоленской свите верхнего кембрия. Автор полагает, что приведенный разрез является непрерывным и охватывает различные свиты кембрия, при этом к кембрию он относит и байкальский трехчленный комплекс. К аналогичным выводам приходит И. А. Грибова (1948 г.), сравнивая кварцито-конгломератовую свиту с голоуспенской, а известково-сланцевую с улунтуйской и качергатской.

Е. В. Павловский (1948а), подробно разбирая этот вопрос, показывает, что имеется больше оснований кварцито-конгломератовую свиту относить к верхнему протерозою, считая ее особой фацией байкальского трехчленного комплекса. К кембрию он относит отложения, начинающиеся известково-сланцевой свитой. По мнению Е. В. Павловского, эта свита является своеобразной фацией нижних слоев кембрия,

отвечающей по времени образования ушаковской свите Прибайкалья. В свою очередь вышележащая красноцветная свита понимается как аналог мотской.

В известково-сланцевой свите В. В. Домбровским выделяются следующие горизонты (снизу):

1. Известняки кремнистые светло-серые тонкослоистые, иногда косослоистые, с редкими косослоистыми красно-лиловыми прослойками и в верхней части с многочисленными округлыми конкрециями пирита 50—60 м
2. Кварциты светлые, белые и желтоватые, гравийные грубо-среднезернистые, в нижней части содержащие много округлых конкреций пирита и редко разбросанные кварцевые гальки. В верхней части кварцитов имеется 10-метровый прослой известковистых грубых песчаников, переслаивающихся с кварцитами и черными известняками 70—80 „
3. Песчаники серые тонко- и среднезернистые, иногда слегка пиритизированные, с подчиненными прослоями песчаных и слюдяных темно-серых сланцев, а в верхней части черных вонючих известняков, кварцево-известковистых песчаников и тонкослоистых глинистых сланцев 100—120 „
4. Известняки серые или черные с небольшими прослоями черных пиритизированных аргиллитов и серых кварцитов 60 „
5. Сланцы серые глинистые и известково-глинистые, тонкослоистые и листоватые, переслаивающиеся между собой, с подчиненными им темно-серыми и черными кремнистыми вонючими известняками 120 „
6. Мергели серые и светло-серые слюдяные в нижней части тонкослоистые, в верхней более плотные, переслаивающиеся с мелкозернистыми известняками 170—180 „
7. Известняки серые, темно-серые и почти черные с подчиненными пластинами серых известковистых мергелей и мергелистых, иногда песчаных сланцев. Среди известняков весьма часты водорослевые и оолитовые, иногда мергелистые разности. Имеются также следы ряби и течения известкового ила 240 „
8. Сланцы светло-серые тонкие мергелистые и подчиненные им мергелистые, сланцеватые, реже массивные или брекчиевидные, темно- и светло-серые известняки. В средней части толщи этих пород имеется несколько тонких прослоев светло-серых мелкозернистых кварцитов 240—250 „

В пределах внутренних районов амфитеатра ушаковская свита вскрыта целым рядом буровых скважин: по р. Белой, в районе поселков Бохан, Тыреть, Кутулик, Большая Разводная, Нукуты, Божехан, Оса и на Атовской площади к северо-востоку от с. Балаганск, но полностью до кристаллического фундамента она пройдена только в Бельской, Нукутской, Атовской, Кутуликской и, возможно, Божеханской скважинах.

По сравнению с Западным Прибайкальем свита претерпевает существенные фациальные изменения. Она представлена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов, причем последние по степени уплотнения и появлению новообразований (хлоритизация, вторичные слюды и т. п.) ближе стоят к глинистым сланцам. Песчаники обладают преимущественно мелко- и тонкозернистой структурой. По составу они представлены полиминеральными и полимиктовыми разностями и являются обычно полевошпато-биотитово-кварцевыми с значительным количеством других минералов и обломков пород. Цемент песчаников преимущественно глинистый, отчасти карбонатный.

Породы ушаковской свиты обладают темной, темно-серой до черной, местами зеленовато-серой окраской. Изредка имеются красноцветные прослои. В темных разностях наблюдается примесь органического (углистого) материала и нередко пиритизация. Эти породы, вскрытые скважинами в Боханском районе, по определению Е. Л. Дробковой, произведенному в 1955 г., содержат следующие споры: *Leioligotrites*

minutissimus (Naum.) Tim., *Botrologotriletes exasperatus* Tim., *Trachylogotriletes minutus* (Naum.) Tim., *T. nevelensis* Tim., *T. laminaritus* Tim., *T. navicularus* Tim., *T. obsoletes* (Naum.) Tim., *Ocridlogotriletes corrugatus* Tim., *Tylogotriletes asperatus* Tim., *T. induratus* Tim., *Lophlogotriletes semiinvolutus* Tim.

В Бельской опорной скважине свита имеет мощность 233 м, в Тыретской 190, в Нукутской 199, в Атовской 43, в Кутуликской 217 м. Наибольшая мощность ушаковской свиты во внутренних районах амфитеатра известна для района с. Осы, где она более 323 м. Вопрос об объеме и нижней границе алданского яруса в северной части Восточного Присаянья недостаточно ясен. В бассейне рек Уды и Бирюсы под толщей терригенных пород, которую уверенно можно сопоставлять с мотской свитой, залегает мощная толща также преимущественно терригенных отложений карагасской и оселочной свит.

Карагасская свита сложена кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками, песчанистыми доломитами и алевролитами. Мощность свиты до 500—600 м. Оселочная свита в нижней части сложена зелеными и темно-серыми песчаниками, алевролитами с горизонтами светлых песчаников и гравелитов и местами содержит горизонт темно-серых битуминозных известняков. В верхней части свита сложена часто переслаивающимися между собой песчаниками, алевролитами и аргиллитами вишнево-красной и зеленой окраски. Мощность оселочной свиты очень изменчива и достигает 1800 м. По литологическому составу она близка к той фации ушаковской свиты, которой последняя представлена во внутренних районах Иркутского амфитеатра, и как по своему положению в общем разрезе осадочных отложений района Восточного Присаянья, так и по указанному признаку может сопоставляться с ушаковской свитой.

Карагасская свита, вероятно, не имеет аналогов во внутренних районах амфитеатра.

Мотская свита представлена в Прибайкалье (по аналогии с Присаяньем) толщей песчано-мергелистых пород с прослоями известняков и доломитов, которые в верхней части разреза имеют доминирующее значение. Нижняя граница мотской свиты легко отбивается, так как породы нижних горизонтов свиты хорошо отличимы от толщи однородных ушаковских граувакковых песчаников. Значительно труднее установить ее верхнюю границу. Верхняя часть свиты представлена существенно карбонатными породами, среди которых известная роль принадлежит породам органогенного происхождения (водоросли *Collenia*, проблематические органогенные образования). Граница с вышележащей усольской свитой в этих районах отвечает резкому проявлению лагунных условий осадконакопления — осаждению каменной соли. Следовательно, и для окраин амфитеатра, где соль в разрезе кембрия отсутствует, мы можем при определении верхней границы мотской свиты руководствоваться подобной же сменой фаций, что можно наблюдать в появлении в разрезе доломитов с многочисленными следами былой гипсоносности, а местами с псевдоморфозами по каменной соли. Однако в этом случае довольно мощная пачка известняков и доломитизированных известняков, которая обычно уже относилась к карбонатной свите кембрия, отходит к мотской свите.

По Н. В. Фроловой (1939 г.), в мотской свите выделяются следующие группы пород: 1) глинисто-песчанистые (песчаники, песчанистые и глинистые сланцы, известковистые и неизвестковистые), 2) глинисто-

песчано-карбонатные (известняки чистые, доломитовые, глинистые и песчанистые, характерно преобладание известняков), 3) глинисто-песчано-карбонатные (с преобладанием в карбонатной части доломитов). Породы третьей группы характерны для верхней части разреза свиты. Средние и нижние части представлены породами либо первой, либо второй группы. Для свиты в целом характерны небольшие мощности часто сменяющихся отдельных пластов песчаников, глинисто-карбонатных и карбонатных пород.

В верхней части мотской свиты довольно широкое распространение имеют водорослевые карбонатные породы, а также карбонатные брекчии осадочного происхождения.

Данное В. С. Карпышевым (1945 г.) послышное описание мотской свиты по левому берегу р. Кидусы, в 8 км выше ее устья позволяет весь разрез этой свиты объединить в следующие пять пачек:

1. Пачка зеленых аркозовых и серых кварцевых песчаников, слагающая нижние слои мотской свиты, залегающие непосредственно на однородных темно-зеленых граувакковых песчаниках ушаковской свиты. Представлена она зеленовато-серыми и темно-зелеными средне- и мелкозернистыми аркозовыми песчаниками с подчиненными прослоями серых плотных кварцевых (кварцитоподобных) песчаников 23 м
 2. Пачка зеленых и темно-серых аркозовых песчаников с подчиненными прослоями зеленых глинистых сланцев. Песчаники обычно имеют мелко- и тонкозернистую структуру и тонко- или среднеплитчатые. В нижней части пачки выделяются более крупнозернистые разности с толстоплитчатой отдельностью. Здесь же имеются прослои темно-серых песчаников. Все породы в той или иной степени содержат в цементе карбонатную примесь 63 „
 3. Пачка известково-сланцевых пород, сложенная зеленовато-серыми и темно-зелеными глинистыми и карбонатно-глинистыми сланцами с прослоями и линзами тонкозернистых (афанитовых) известняков 88 „
 4. Пачка серых и темно-серых известняков и доломитов с прослоями мергелистых, песчаных разностей и брекчий представляет собой чередование серых и темно-серых обычно тонкозернистых известняков и доломитов с более светлыми, иногда коричневатыми известняками, в некоторых прослоях мергелистыми и песчанистыми. Темно-серые средне- и толстоплитчатые (иногда массивные) разности преобладают в верхней части, в нижней части пачки больше светлых тонкоплитчатых песчаных и мергелистых разностей. К верхней части приурочены прослои доломито-известняковой брекчии 82 „
 5. Пачка водорослевых доломитов представлена темно-серыми, серыми и светло-серыми с коричневатым и фиолетовым оттенком тонкозернистыми водорослевыми доломитами и доломитовыми известняками. Породы имеют средне- и тонкоплитчатую отдельность 58 „
- Суммарная мощность свиты (по-видимому, неполная) 314 м.

В темно-серых глинистых сланцах мотской свиты Г. Г. Лебедь в 1957 г. были найдены отпечатки червей *Sabellidites cambriensis* Ю.п. (Карасев, 1959а). По определению Л. А. Лысовой, произведенному в 1957 г., свита содержит следующие споры: *Trachyoligotriteles incrasatus* (Naum.) Tim., *T. obsoletes* (Naum.) Tim., *T. laminaritus* Tim., *T. asperatus* (Naum.) Tim., *T. nevelensis* Tim., *Ocridoligotriteles kryshstofovichii* (Naum.) Tim., *Lopholigotriteles subglobosus* Tim., *L. crassus* (Naum.) Tim.

Имеющиеся описания отдельных (далеко не полных) разрезов мотской свиты для более северных районов Западного Прибайкалья (верховья р. Лены, правобережный бассейн р. Киренги) свидетельствуют о том, что и здесь эта свита сложена песчано-глинисто-известняковыми пестроцветными отложениями.

В известном уже разрезе пб р. Чае с мотской сопоставляют красноцветно-мергелистую свиту, залегающую на известково-сланцевой. По

В. В. Домбровскому (1940), красноцветно-мергелистая свита начинается горизонтом фиолетовых и красных мергелей с зелеными пятнами. В целом она складывается разнообразными мергелями, пересланяющимися с известняками. Наблюдаются переходы мергелей в глинистые известняки, а также в плотные сланцеватые глины. Наибольшее распространение имеют светлые мелкозернистые известняки и доломиты, иногда водорослевые, а также мергелистые серые, желтоватые, розоватые и лиловатые известняки, часто тонкослоистые, с мелкими кристалликами гипса. Реже встречаются темные разности. К верхней части свиты роль красноцветных пород убывает и они сменяются мощной толщей карбонатных пород. Мощность свиты 300—500 м.

Во внутренних районах амфитеатра мотская свита сохраняет облик мелководных пестроцветных осадков. Нижняя часть ее сложена терригенными породами, преимущественно песчаниками с прослоями глинистых сланцев, которые кверху сменяются песчано-мергелистыми отложениями с прослоями карбонатных и карбонатно-сульфатных пород, постепенно переходящих в мощную толщу карбонатно-сульфатных отложений с подчиненными прослоями терригенных пород.

Более отчетливо выделяется нижняя, песчаниковая часть толщи, характеризующаяся отсутствием или незначительным содержанием карбонатной примеси в цементе кластических пород. Песчаники нижней части свиты имеют серую, зеленовато- и розовато-серую, местами коричневатую и желтовато-серую окраску и представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми разностями. По составу они полимиктовые и полиминеральные со значительным преобладанием кварца и большим содержанием слюды, а в средней и верхней частях полевошпатово-кварцевые с прослоями почти чисто кварцевых разностей. Цемент песчаников хлоритово-гидрослюдистый и глинистый. Породы имеют нередко косую и линзовидную слоистость. Глинистые сланцы, которые слагают как отдельные пачки, так и небольшие прослои среди песчаников, имеют также пеструю, но преимущественно темную (темно-серую, темно-коричневую) окраску, сланцеватую текстуру, сильно слюдисты и нередко чередуются с алевритистыми разностями. Роль прослоев глинистых сланцев заметно возрастает в направлении к центру амфитеатра.

Породы средней и верхней частей свиты отличаются довольно пестрым литологическим составом. Главные из них: доломиты, ангидриты, ангидрито-доломиты, доломитовые мергели, алевролиты и песчаники. Наблюдаются взаимные переходы одних пород в другие. Местами, главным образом в верхней части свиты, наблюдается засоление, изредка пиритизация пород, имеются слабо битуминозные разности и довольно часты черные корочки — налеты углисто-битуминозного вещества на поверхностях наслоения. Окраска пород средней и верхней части свиты серая, темно-серая, зеленовато- и красновато-серая, причем красноватые оттенки свойственны главным образом прослоям терригенных пород. В отложениях описываемой толщи местами отмечаются следы мелководья: волноприбойные знаки, следы течения грунта, маломощные внутрiformационные конгломераты.

Я. К. Писарчик (1953 г.) отмечает, что среди доломитов мотской свиты значительное распространение имеют пелитоморфные и мелкозернистые разности, местами обнаруживается сферолитовая структура. В большинстве случаев доломиты имеют микроступковое строение, характерное для водорослевых образований.

Представление о характере разреза мотской свиты внутренних районов амфитеатра можно получить из описания этой свиты по Бельской опорной скважине, где она вскрыта на глубине 1184—1689 м. По Я. К. Писарчик, в ней выделяются следующие комплексы и пачки внутри них (снизу):

1. Песчаниковый красноцветный комплекс, представленный почти исключительно песчаниками различной крупности зерна (Писарчик он отнесен к верхам ушаковской свиты, а по схеме треста «Востсибнефтегеология» входит в мотскую свиту). Комплекс делится на две пачки: песчаниковую углистую темно-серую (22 м) и песчаниковую красноцветную (36 м). Мощность комплекса 58 м.

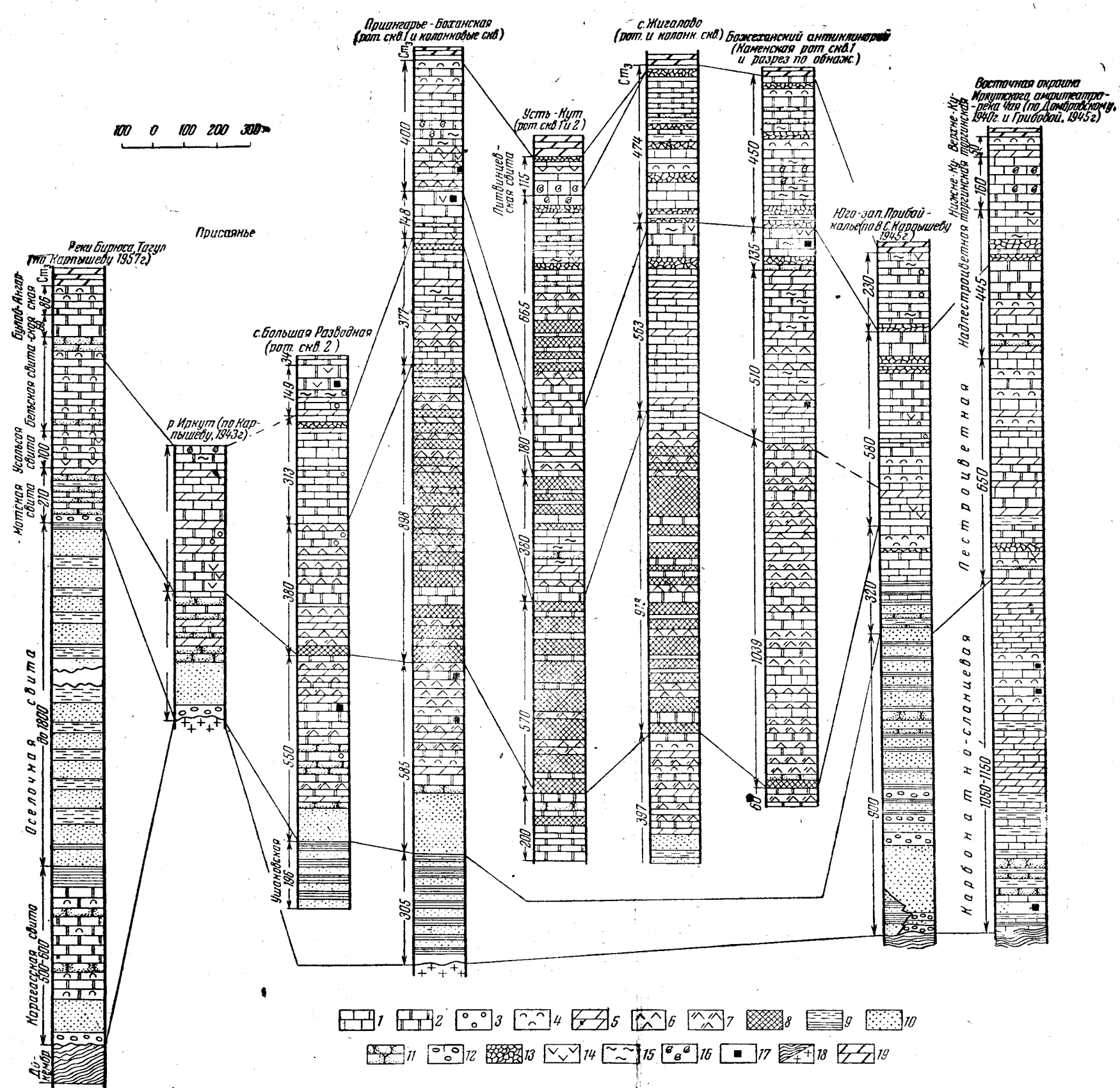
2. Песчаниковый светлоокрашенный комплекс, сложенный мелко- и среднезернистыми, обычно слабо сцементированными песчаниками светло-серого, зеленовато-серого, почти белого, желтоватого и розового цвета с редкими прослойками глинистых и слюдястых алевролитовых песчаников, алевролитов и песчаных аргиллитов.

3. Глинисто-доломитово-алевролитовый пестроцветный комплекс с пластами ангидритов и песчаников, сложенный главным образом красноцветными алевролитами, часто песчанистыми и иногда переходящими в песчаники. В подчиненном, но значительном количестве присутствуют серые и коричневатые доломиты, обычно глинистые, нередко алевритистые и песчанистые. В еще меньшей мере развиты темно-серые, серо-коричневые и красновато-коричневые доломитовые мергели, обычно алевритистые, часто с ангидритами, нередко переходящими в доломитистые аргиллиты и алевролиты. В этом комплексе выделяются следующие пачки: красноцветная песчано-алевролитовая с ангидритом и доломитом (25,6 м), пестроцветная доломито-мергельно-алевролитовая с ангидритами (32,4 м), пестроцветная мергельно-алеврито-доломитовая с ангидритом (45,3 м), пестроцветная ангидрито-доломитово-алевролитовая (39,4 м). Суммарная мощность этого комплекса составляет 143 м.

4. Доломитовый комплекс, сложенный главным образом доломитами с ангидритами, песчаным, глинистым и алевритовым материалом, сероцветный, с красноцветами сверху. В нем выделяется десять пачек: ангидрито-алевролитово-мергельно-доломитовая (11,6 м), нижняя доломитовая с доломитовыми мергелями и ангидритами (40,7 м), доломито-мергельная с ангидритом (13,25 м), пестроцветная ангидрито-песчано-доломитовая (4,7 м), ангидрито-мергельно-доломитовая (42,6 м), ангидрито-мергельно-песчаниково-доломитовая (20,8 м), средняя доломитовая с ангидритами и доломитовыми мергелями (38,75 м), ангидрито-песчаниково-мергельно-доломитовая (25,5 м), верхняя доломитовая с ангидритом и доломитовыми мергелями (22,5 м), пестроцветная ангидрито-песчаниково-доломитовая (25,5 м). Суммарная мощность верхнего комплекса 246 м.

В Боханском районе мощность свиты увеличивается до 585 м. В центральных районах амфитеатра эта свита полностью не вскрыта.

Отложения мотской свиты во внутренних районах Иркутского амфитеатра охарактеризованы богатым комплексом спор. В глубоких скважинах Боханского района Е. Л. Дробковой в 1956—1958 гг. определены: *Leiologotriletes compactus* Tim., *Mictroligotriletes marmoratus* Tim., *Bothrologotriletes exasperatus* Tim., *Trachylogotriletes minutus* (Naum.) Tim., *T. nevelensis* Tim., *T. laminaritus* Tim., *T. obsoletus* (Naum.) Tim., *T. hyalinus* (Naum.) Tim., *T. alutaceus* Tim.,



Ocridoligotriletes kryshstofovichii (Naum.) Tim., *O. ischoricus* Tim., *Tyloligotriletes induratus* Tim., *T. expansus* Tim., *Lophoaletes grumosus* Tim., *Lophologotriletes crispus* Tim., *L. semiinvolutus* Tim., *L. subglobosus* Tim., *Acantholigotriletes primigenius* (Naum.) Tim., *A. setaceus* Tim., *A. numerosus* Tim.

Этот список дополняется еще некоторыми новыми формами, встречаемыми в скважинах Тыретского района: *Leioligotriletes glumaceus* Tim., *Trachyoligotriletes planus* Tim., *T. incrassatus* (Naum.) Tim., *T. orillatus* Tim., *Ocridoligotriletes corrygatus* Tim., *Lopholigotriletes crassus* (Naum.) Tim., *Lophodiacrodiom elatus* Tim., *Stenozonoligotriletes validus* Tim.

На юго-западной окраине амфитеатра — в предгорьях Восточного Саяна — мотская свита хорошо изучена в обнажениях по долинам крупных левых притоков р. Ангары. Вдоль всего предгорья свита существенно не меняется. Мотская свита представлена разнозернистыми красновато-бурыми, кирпично-красными, реже оранжевыми или желтыми полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми песчаниками, часто косослоистыми. Подчиненное значение имеют глинистые сланцы и мергели, в верхней части появляются довольно мощные слои известняков и доломитов, чередующиеся с песчаниками и известково-песчано-мергелистыми породами. Прослой конгломератов редки и маломощны. Для средней и верхней частей свиты характерны прослой, содержащие псевдоморфозы по гипсу или мелкие щелевидные пустоты от выщелоченных кристалликов этого минерала. В верхней части свиты среди песчаных и мергелистых пород наблюдаются псевдоморфозы по каменной соли.

Наличие конгломератов, резко выраженная косая слоистость, следы ряби и трещин усыхания на поверхностях наслоения пород — все это свидетельствует о прибрежном, мелководном характере осадков мотской свиты в данном районе.

Разрез этой свиты, составленный по р. Иркуту вблизи д. Моты (В. С. Карпышев, 1943г.), следующий (снизу):

1. Пачки аркозовых песчаников малиново-красного и кирпично-красного цвета, чередующиеся с пачками светло-серых и желтовато-серых кварцевых песчаников. Песчаники разнозернистые (от тонко- и мелкозернистых до грубозернистых), местами встречаются прослой мелкогалечных конгломератов. В породах отчетливо выражена косая слоистость, отдельность преобладает грубоплитчатая. В основании горизонта залегают базальные слои, представленные конгломерато-брекчией, состоящей из продуктов разрушения кристаллических пород докембрия 150 м
2. Аркозовые песчаники косослоистые, малиново-красные и кирпично-красные, сверху с прослоями желтовато-серых, нередко известковистые и со следами загниванности в виде узких щелевидных пор, оставшихся от мелких выщелоченных кристалликов гипса. По структуре песчаники преимущественно среднезернистые, реже мелко- и тонкозернистые, местами крупнозернистые и гравелитовые. Отдельность пород большей частью грубоплитчатая. В верхней части разреза наблюдаются прослой желтовато-серых кварцевых песчаников и небольшие прослой сланцеватых аргиллитов и мергелей. 55 ..
3. Доломиты серые плотные толстоплитчатые, содержащие прослой серых тонкоплитчатых мергелей, с кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми известковистыми песчаниками, желто-серого, оранжевого, малиново-красного цвета, с которыми связаны небольшие прослой аргиллитов. В песчаниках наблюдается косая слоистость, следы ряби и нередко псевдоморфозы по кристалликам гипса. Имеются псевдоморфозы по каменной соли и в одном из прослоев следы жизнедеятельности аннелид. Вверху наблюдается пачка ярко-оранжевых тонкозернистых песчаников, переслаивающихся с вишнево-красными аргиллитами 35 ..

4. Доломиты серые, тонкозернистые кристаллические и пелитоморфные с прослоями серых, желтовато-серых, розовато- и голубовато-серых мергелистых и песчаных доломитовых известняков, изредка песчаников. В породах почти повсеместно наблюдается мелкая пористость от выщелоченных кристалликов гипса. Отдельность пород преимущественно тонко- и средне-плитчатая

125 м

В разрезе, вскрытом по р. Иркуту, З. Х. Ильясовой в 1956 г. определены следующие споры: *Leiologotriletes glutaceus* Tim., *Trachylogotriletes obsoletes* (Naum.) Tim., *T. hyalinus* (Naum.) Tim., *T. nevelensis* Tim., *T. laminaritus* Tim., *T. asperatus* (Naum.) Tim., *Ocridologotriletes kryshstofovichii* (Naum.) Tim., *Tylogotriletes induratus* Tim., *Lophologotriletes crispus* Tim., *L. semiinvolutus* Tim.

По р. Малой Ирети А. П. Вишняковой в 1958 г. в средней части мотской свиты найдена фауна гастропод *Pelagiella* cf. *primaeva* (Billings).

К аналогам мотской свиты в более западных районах Присяянья можно отнести залегающую в основании карбонатных отложений нижнего кембрия толщу терригенных пестроцветных пород мощностью около 200—300 м. По рекам Бирюсе и Тагулу эта толща, получившая наименование устьальской свиты, лежит на мергельно-сланцево-песчанниковой оселочной свите.

В пределах внутренних районов амфитеатра мотская свита является одним из основных объектов поисков нефти и природного газа (рис. 23).

Ленский ярус

Усольская свита в юго-восточной окраине амфитеатра представлена карбонатными отложениями со следами некоторого засоления и загипсованности. Толща таких пород, покрывающая верхние терригенно-карбонатные слои мотской свиты в уже упоминавшемся разрезе кембрия по р. Кидусе, представлена чередованием светло-серых, серых и желтовато-серых доломитов и доломитовых известняков, в некоторых прослоях мергелистых, преимущественно средне- и тонкоплитчатых, иногда сланцеватых, с плотными афанитовыми доломитами; наблюдаются прослои с псевдоморфозами по гипсу и в нижней части горизонта — изредка псевдоморфозы по кристаллам каменной соли. Мощность горизонта около 120—150 м. По-видимому, такой же характер носит усольская свита и в более северных районах восточной окраины амфитеатра.

Недалеко от юго-восточной окраины амфитеатра усольская свита резко возрастает в мощности. Так, в буровой скважине № 1, пробуренной на Каменской структуре в 18 км к северо-западу от пос. Баяндай, свита была вскрыта на глубине от 760 до 1809 м. Она сложена в основном доломито-ангидритами, чередующимися с прослоями и пачками ангидритов и доломитов. При этом доломиты обычно содержат гнезда и более мелкие включения ангидрита или находятся в тонком переслаивании с последним. Подчиненную роль играют прослои доломитовых мергелей или мергелистых доломито-ангидритов. Породы обладают серой, темно-серой и коричневатой-серой окраской, а на поверхно-

стях наложения имеют тонкие налеты битуминозно-углистого вещества. Нижняя часть представляет собой пачку засоленных доломитов с прослоями каменной соли и мелкозернистого кварцевого песчаника. Мощность свиты 1039 м.

В пределах внутренних районов амфитеатра в усольскую свиту выделяется мощная (до 900 м) толща, представленная чередованием каменной соли с пластами и пачками сульфатно-карбонатных пород (доломитов, доломито-ангидритов, ангидрито-доломитов и ангидритов) с очень редкими мергелистыми прослоями. Каменная соль, обычно белая, прозрачная, реже сероватая, мутная и розоватая, залегает как в виде мощных (до 20—25 м) однородных слоев, так и в чередовании с пластами сульфатно-карбонатных пород. Суммарная мощность прослоев соли по отношению ко всей толще составляет до 40—50%. Усольская свита обычно начинается сплошным пластом каменной соли и достаточно четко отделяется от мотской. Гораздо труднее определяется граница усольской свиты с перекрывающей ее бельской. Здесь мы имеем постепенную смену и частые колебания режима бассейна от лагунных условий накопления осадков до нормально морских или более опресненных: прослой соли становятся небольшими, наряду с ангидритами, доломито-ангидритами и доломитами значительная роль принадлежит прослоям известняков. С верхней переходной частью усольской свиты связаны находки фауны *Elganellus* и *Malykania* (Заярская опорная и Атовская № 1 скважины, определения Галимовой).

Мощность усольской свиты в Верхнем Приангарье изменяется от 773 м в Усолье (верхние 88 м прослоев соли не содержат) до 898 м в Бохане. В районе Жигалово мощность ее около 900 м, в Усть-Кутском районе до 570 м.

Свита содержит редкие споры (определены Л. А. Лысовой в 1957 г.): *Bothroligotriteles* sp., *Trachyoligotriteles* sp., *Ocridoligotriteles kryshstofovichii* (Naum.) Tim., *Lopholigotriteles* sp., *Acantholigotriteles grumolosus* Tim.

Подобно тому как это наблюдается в юго-восточной окраине амфитеатра, в юго-западной его окраине — в предгорьях Восточного Саяна — усольской свите, по-видимому, отвечает относительно маломощная пачка карбонатных пород, представленная преимущественно доломитами со следами сильной загипсованности и признаками засоления в виде редких псевдоморфоз по кристалликам каменной соли и кавернозности, образовавшейся за счет выщелачивания гипса (или ангидрита) и соли.

Мощность такой пачки по р. Иркуту оценивается примерно в 65—70 м, по р. Бирюсе — в 100 м.

Бельская и булайская свиты. Залегаящая выше усольской соленосной свиты мощная толща преимущественно карбонатных отложений делится в пределах внутренних районов амфитеатра, как об этом было уже сказано, на три свиты: бельскую, булайскую и ангарскую. Наиболее отчетливой является граница между булайской и ангарской свитами. Границу между бельской и булайской свитами в окраинах амфитеатра часто определить трудно и они описаны поэтому вместе.

В районах Западного Прибайкалья предполагаемые аналоги бельской и булайской свит охватывают нижнюю и среднюю части толщи карбонатных пород кембрия, составляющие по мощности около 450—500 м. Они представлены довольно разнообразными карбонатными породами: доломитами, известковыми доломитами, доломитовыми извест-

няками, реже чистыми (немагнезиальными) известняками различной, чаще серой и темно-серой окраски. Прослой терригенных пород — песчаников, мергелей — очень редки и для описываемой толщи нехарактерны, хотя в некоторых пачках отмечается слабая песчанность или глинистость карбонатов. Карбонатные породы обладают преимущественно тонко- и реже мелкозернистой структурой, местами (в пачках, содержащих мергелистые и песчанистые разности) наблюдается оолитовая и мелкосферолитовая структуры, имеются также прослой водорослевых доломитов. Среди доломитов нередко псевдоморфозы по кристалликам гипса, а иногда мелкая кавернозность, связанная, по-видимому, с выщелачиванием гипсо-ангидритовых стяжений. В некоторых прослоях отмечается окремнение. В толще наблюдаются также карбонатные брекчии.

По В. С. Карпышеву, разрез этой карбонатной толщи в районе пересечения Олотской возвышенности Ольхонским трактом следующий (снизу):

- | | |
|---|-------|
| 1. Доломиты серые и темно-серые мелко- и тонкозернистые, толсто- и грубоплитчатые, с прослоями темно-серых, тонкозернистых водорослевых доломитов | 120 м |
| 2. Доломиты серые и светло-серые, в некоторых прослоях коричневатые и желтоватые, доломитизированные известняки и известняки, преимущественно тонкозернистые, разноплитчатые. Среди известняков имеются мелкоолитовые разности, среди доломитов — разности с псевдоморфозами по гипсу | 120 „ |
| 3. Доломиты серые тонкозернистые битуминозные со среднеплитчатой отдельностью | 40 „ |
| 4. Доломиты серые и темно-серые, местами пятнистые мелкозернистые битуминозные, иногда с узловой текстурой, в основном толсто- и грубоплитчатые | 180 „ |

В бассейне верхнего течения р. Лены, по И. И. Рибас (1955, 1956 гг.), бельская свита охарактеризована фауной трилобитов *Bulaispis prima* Lerm., *B. vologdini* Lerm., *B. taseevika* Rep. и *B. peleduica* Rep. Там же в булайской свите была найдена фауна трилобитов *Tungusella manica* Rep., *T. obesa* Rep., *Inouyina quadratica* Polet., а также брахиоподы *Kutorgina lenaica* Lerm.

В районе среднего течения р. Киренги бельской и булайской свитам, по-видимому, отвечает описанная Н. В. Фроловой в 1941 г. толща карбонатных пород, выделенная в туколонскую свиту. Мощность ее не менее 400 м. Наиболее характерные и наиболее распространенные породы этой свиты следующие: темно-серые плотные сгустковые известняки, пронизанные многочисленными жилками кальцита, серовато- и розовато-желтые тонкоплитчатые глинистые доломиты и доломитовые мергели, светло-серые, реже желтые, песчаниковидные или плотные, иногда в различной степени доломитизированные известняки. Сгустковые известняки слагают не менее 50% всей свиты. Н. В. Фролова предполагает, что они образованы остатками водорослей. В этих же известняках отмечаются обломки трилобитов.

Преимущественно известняками, по-видимому в значительной степени органогенного происхождения (большое количество водорослевых известняков), сложены нижняя и средняя части толщи карбонатных пород, вскрытые по р. Чае. Здесь же имеются единичные находки фауны.

Значительно полнее бельская и булайская свиты изучены в пределах внутренних районов амфитеатра, преимущественно по буровым скважинам. Бельская свита характеризуется здесь довольно разнооб-

разным комплексом карбонатных пород: от чистых доломитов до доломитовых известняков и известняков. Подчиненное значение имеют сульфатные и сульфатно-карбонатные породы (ангидриты и ангидритодолмиты), встречающиеся в виде прослоев и редко образующие более или менее мощные пачки. Примесь кластического материала в свите невелика, только некоторые зоны отличаются содержанием песчаного материала, прослойки же мергелей (в основном доломитовых) более часты, особенно в нижней и главным образом в верхней части свиты. Отмечаются небольшие прослойки карбонатных и карбонатно-мергельных брекчий, указывающих на внутриформационные перерывы. Характерно довольно частое окремнение карбонатных пород, нередки включения мелких кубиков пирита. Почти все породы в той или иной степени битуминозны (дисперсно рассеянный в породе битум, черные корочки — налеты битуминозного вещества на поверхностях наслоения). Карбонатные породы обладают преимущественно тонко- и реже мелкозернистой структурой, наряду с которой встречается мелкооолитовая, сферолитовая и густококовая. Последняя, несомненно, связана с органогенным происхождением пород. Цвет карбонатных пород серый и темно-серый, некоторые разности известняков почти черные.

В верхней части свиты наблюдается засоление в виде включений мелких кубиков и появления отдельных прослоев соли. Это засоление возрастает по направлению к северу, и уже в разрезах скважин Усть-Кутского района в бельской свите появляются мощные пачки каменной соли. Мощность свиты варьирует в пределах от 440 м (Каменская скважина № 1) до 340 м (Усолье).

Для характеристики бельской свиты внутренних районов амфитеатра можно привести разрез ее по Боханской скважине № 1, где она вскрыта на глубине 440—817 м. Разрез ее следующий (снизу):

1. Известняки и доломитизированные известняки, темно-серые и серые, нередко пятнистые, тонкозернистые, в верхней части пористые и окремненные, с редкими прослойками мергелей и карбонатно-мергельных брекчий. Имеются включения пирита. Породы толстоплитчатые и массивные. 32 м
2. Доломито-ангидриты темно-серые, мелко- и тонкозернистые, с прослоями серых и светло-серых пористых доломитов и с редкими прослойками мергелей и ангидритов. Наблюдается засоление, местами окремнение, отдельность пород тонкоплитчатая. 21 „
3. Доломиты серые и светло-серые с коричневатым оттенком, изредка пятнистые, тонкозернистые и афанитовые, в некоторых прослоях слабо мергелистые, местами (в средней части) с мелкооолитовой структурой, участками пористые, с редкими прослойками темно-серых и голубовато-зеленовато-серых мергелей и серых и светло-серых ангидритов. Отдельность пород от тонко- до толстоплитчатой, часто окремнение. В средней части пачки включения мелких кристалликов пирита. 72 „
4. Доломиты известковистые, серые, с коричневатым оттенком и темно-серые, тонкозернистые, реже (прослой в средней части) афанитовые, в некоторых интервалах пористые и мелкокавернозные, с прожилками гипса, прослойками ангидрита и редкими прослойками светлых мергелей и мергелистых доломитов. Отдельность пород преимущественно толсто- и среднеплитчатая, очень часто наблюдается окремнение пород. 45 „
5. Толща известняков и доломитовых известняков (довольно однородная) темно-серой и почти черной окраски, тонко, и мелкозернистой структуры, с толстоплитчатой отдельностью, чередующихся с подчиненными прослоями темно-серых и серых афанитовых доломитов и небольшими прослойками голубовато- и зеленовато-серых мергелей. Характерно весьма частое окремнение пород. Местами наблюдаются тонкие прожилки и прослойки гипса, а в верхней части появляется слабое засоление. 120 „
6. Доломиты темно-коричневые и коричневатые-серые, иногда пятнистые, тонкозернистые, реже афанитовые, обычно мелкопористые от выщелоченной

соли, переслаивающиеся с пачками и прослоями пепельно-серых, зеленовато- и темно-серых доломитовых мергелей, местами песчаных и с включениями мелкой гальки карбонатных пород. Среди мергелей имеются прослойки каменной соли. В верхней части разреза в породах встречаются включения кристалликов пирита

87 м

В разрезах буровых скважин во внутренних районах амфитеатра в бельской свите найдены те же, что и в бассейне верхнего течения р. Лены, виды трилобитов рода *Bulaiaspis* и наряду с ними *Bulaiaspis sajanica* Rep. В булайской свите имеются находки фауны только в Тулунской опорной скважине, где определены трилобиты *Termierella tulunica* sp. nov. Gal., *Inouyina subquadratica* Rep. (MS), *Bathyriscellus* sp. и *Jakutus* sp. (определения И. И. Рибас и В. С. Галимовой).

В бельской свите (определения Ж. П. Поповой, 1957 г.) имеются следующие споры: *Bothroligotriletes exasperatus* Tim., *Mycteroligotriletes marmoratus* Tim., *Trachyoligotriletes minutus* Tim., *T. incrassatus* (Naum.) Tim., *T. laminaritus* (Naum.) Tim., *Ocridoligotriletes* sp., *Lopholigotriletes* sp.

В булайской свите споры не найдены.

Сопоставление разрезов буровых скважин, пройденных в пределах амфитеатра, дает основание говорить о сокращении или почти полном отсутствии верхних слоев бельской свиты в некоторых районах (села Булай и Большая Разводная), или, напротив, о возрастании их мощности по сравнению с приведенным боханским разрезом в других районах (Божеханский антиклинорий, Жигалово). Это может указывать на наличие местных стратиграфических перерывов на границе бельской и перекрывающей ее булайской свит.

Булайская свита сложена двумя отличающимися по литологическому составу пачками: нижней — мергельно-доломитово-известняковой с прослоями песчаников и верхней — доломитовой. Нижняя пачка представляет собой довольно пестрое чередование доломитовых известняков, доломитов, мергелистых известняков и мергелей. В ней присутствуют прослойки песчаных карбонатных пород и небольшие прослойки песчаников, местами карбонатные брекчи. Породы имеют серую и светло-серую окраску; нередко мелкооолитовые и сферолитовые разности, часто наблюдается окремнение пород. Верхняя пачка сложена преимущественно темно-серыми, иногда пятнистыми битуминозными доломитами мелкозернистой структуры. В доломитах довольно часты включения кристалликов гипса и пирита. Породы верхней пачки в пределах внутренних районов амфитеатра местами выведены на дневную поверхность (с. Бельск, пос. Жигалово). Мощность всей булайской свиты колеблется в пределах 140—170 м.

В Боханской скважине № 1, где булайская свита вскрыта в интервале 292—440 м, она имеет следующий разрез (снизу):

1. Доломиты и известковые доломиты, серые и светло-серые, тонкозернистые, местами афанитовые и изредка с мелкооолитовой структурой, обычно с включением мелких кристалликов гипса, в некоторых прослоях с кубиками пирита, тонко- и среднелитчатые, чередующиеся с подчиненными прослоями темно-зеленых и зеленовато-серых плитчатых и сланцеватых мергелей. В доломитах наблюдаются прослойки песчаников, имеются зоны окремнения
2. Доломиты и известковые доломиты, темно-серые, реже серые с коричнево-фиолетовым оттенком, обычно пятнистые, тонко- и мелкозернистые, местами с включениями мелких кристалликов гипса и пирита, массивные

78 м

и толстоплитчатые с редкими прослойками тонкоплитчатых темно-серых доломитов с черными налетами на плоскостях наслонения и темно-зеленых глинистых сланцеватых доломитов. Породы обычно издают сильный запах битума

70 м

Вдоль юго-западной окраины Иркутского амфитеатра карбонатные отложения кембрия протягиваются довольно узкой полосой и перекрываются на северо-востоке континентальными угленосными осадками юры, которые залегают на различных горизонтах ленского яруса (рис. 24). Полный разрез всех свит ленского яруса, а также перекрывающих отложений верхнего кембрия известен только в бассейне р. Бирюсы.

По р. Иркуту описанная пачка загипсованных доломитов, которая предположительно считается аналогом усольской свиты, перекрывается толщей карбонатных пород мощностью около 355 м, обнаженной у с. Введенского. Эта толща охватывает только бельскую свиту. В ней выделяются следующие горизонты (снизу):

1. Доломиты темно-серые и серые, нередко коричневатые, доломитовые известняки и доломитовые брекчии, обычно массивные или толстоплитчатые, с прослоями светло-серых доломитов и доломитовых известняков, местами мергелистых и песчаных, иногда оолитовых 165 м
2. Доломиты серые с коричневатым оттенком, массивные мелко- и тонкозернистые с подчиненными прослоями голубовато-серых рассланцованных мергелей 120 "
3. Доломиты коричневатого-серые тонкозернистые массивные с прослоями плитчатых коричневатого-серых и светло-серых доломитовых известняков. В данном горизонте нередко наблюдается окремнение в виде желваков, линз темно-серых кремней, окремненных участков и кремнистых брекчий 70 "

В верхней части третьего горизонта И. К. Королук (1953 г.), а позднее И. И. Рибас (1956 г.) была найдена фауна *Bulaiaspis vologdini* Legm. и *B. taseevica* Rep.

Фауной трилобитов охарактеризованы разрезы бельской свиты и в других районах Присяянья (реки Китой, Большая Белая), где, кроме указанных видов, В. С. Галимовой (1957, 1958 гг.) найдены *Bulaiaspis prima* Legm. и *B. sajanica* Rep.

В верхней части булайской свиты у с. Бельск Н. П. Кучкиной (1957 г.) найдены археоциаты, относящиеся к роду *Archaeocyathus*.

Разрез ленского яруса по р. Бирюсе был детально описан В. С. Карпышевым в 1957 г. Бельская свита в этом районе представлена преимущественно доломитами, в меньшей степени известковистыми доломитами с пачками и прослоями водорослевых доломитов и редкими прослойками песчаников. В верхней части разреза свиты выделяется довольно мощная (до 45 м) пачка разнозернистых песчаников с прослоями водорослевых доломитов. Мощность свиты 280 м.

Булайская свита в этом же районе сложена двумя характерными пачками: нижней, представленной плитчатыми афанитовыми доломитами, водорослевыми доломитами с прослоями песчаных доломитов и песчаников, и верхней, включающей массивные доломиты. Мощность свиты 68 м.

С породами бельской свиты связаны цементное сырье, каковым являются некоторые разновидности известняков, погребенные бромсодержащие воды, нефть и природный газ, на который проводится разведка.

Ангарская свита представлена преимущественно доломитами, обычно в той или иной мере известковыми, серыми и темно-серыми, изредка светло-серыми, различной, чаще тонко- и мелкозерни-

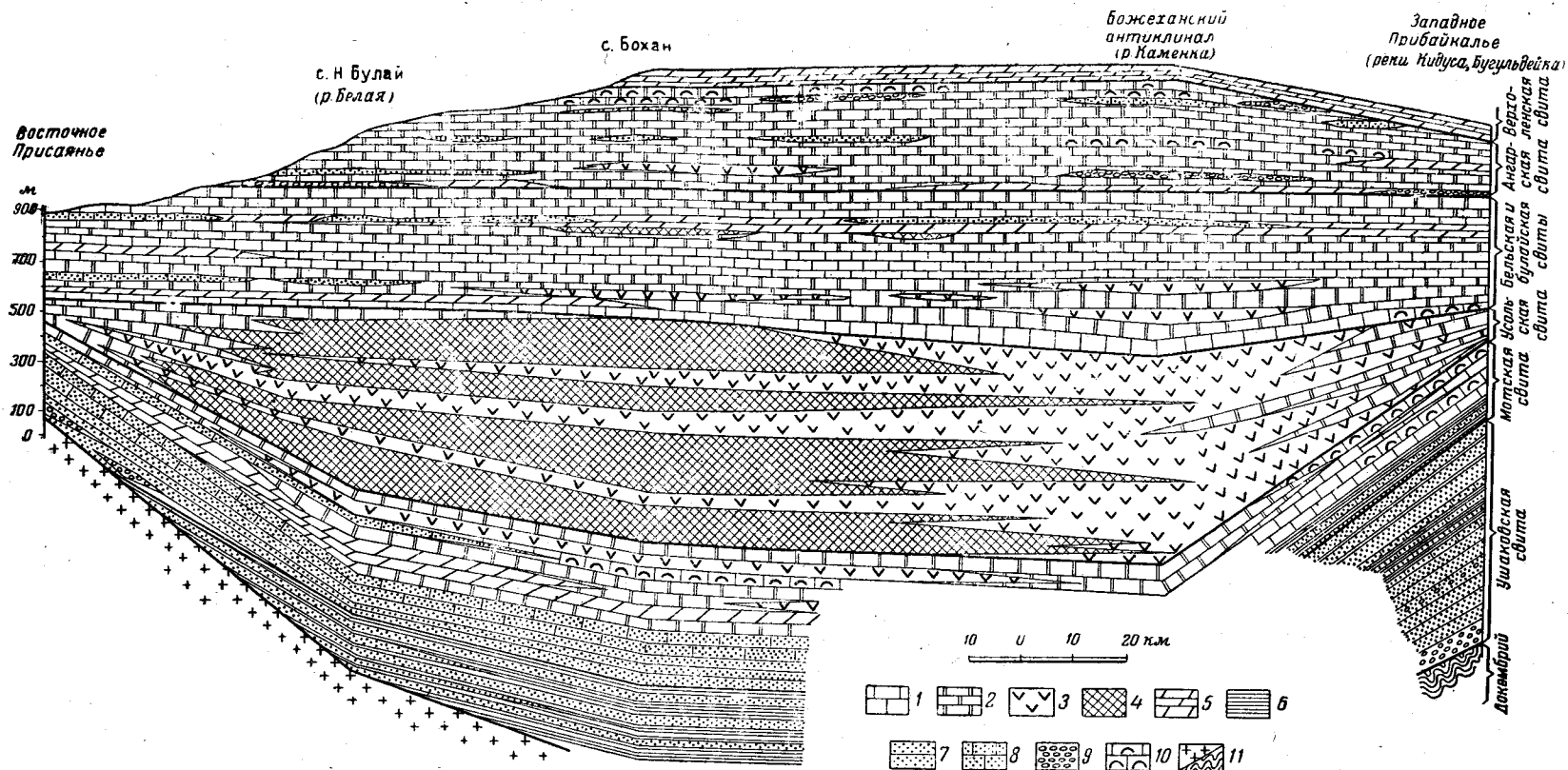


Рис. 24. Схема изменения фаций и мощностей нижнекембрийских отложений Иркутского амфиатра

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — сульфидные и сульфатно-карбонатные породы; 4 — каменная соль; 5 — мергели; 6 — глинистые сланцы; 7 — песчанки; 8 — песчанки с существенно карбонатным цементом; 9 — конгломераты и карбонатные брекчии; 10 — водорослевые карбонатные породы; 11 — кристаллические и метаморфические породы докембрия

стой структуры, иногда оолитовой, мелкосферолитовой и сгустковой. В верхней части свиты широко распространены водорослевые доломиты. Среди доломитов этой свиты присутствуют прослои и небольшой мощности пачки ангидритов, а в верхней части наблюдается также засоление пород и появление небольших прослоев каменной соли (только в буровых скважинах). Присутствие прослоев ангидрита и засоление отмечены повсеместно и характерны для центральных и северных районов Иркутского амфитеатра (Бохан, Оса, Усть-Кут). В доломитах широко развита щелевидная пористость, образовавшаяся в результате выщелачивания мелких кристалликов гипса с характерными для этого минерала формами двойникового срастания («ласточки хвосты»), а также в некоторых разностях, чаще всего массивных — кавернозность, обязанная своим происхождением, по-видимому, выщелачиванию более крупных стяжений гипса или ангидрита, местами же, возможно, образовавшаяся за счет растворения включений каменной соли. Терригенные породы встречаются спорадически. Представлены они прослойками песчаников небольшой мощности, преимущественно кварцевого состава, обычно мелкозернистых, с карбонатным и ангидритовым или гипсово-карбонатным цементом, и доломитовыми мергелями. Более значительна роль терригенных пород в разрезах юго-восточной, восточной и северной частей амфитеатра (Божеханский антиклинорий, пос. Жигалово, г. Усть-Кут и др.); здесь же наряду с доломитами отмечаются прослои известняков.

В ангарской свите довольно широко распространены прослои карбонатных и кремнисто-карбонатных брекчий, нередко наблюдается окремнение пород, особенно в верхних горизонтах. Отложения свиты обычно в той или иной степени битуминозны: битум присутствует в тонко-дисперсно-рассеянном состоянии в самой породе, реже отмечается наличие мелких округлых вкраплений черного хрупкого битума и довольно часты тонкие черные корочки — налеты углисто-битуминозного вещества на поверхностях наслоения. В средней части свиты имеются прослои черных битуминозных карбонатно-глинистых сланцев. В темных разностях пород нередко включения кристалликов пирита.

В районе Западного Прибайкалья на широте Ольхонского тракта отложения, отвечающие ангарской свите, имеют мощность около 230—250 м и представлены двумя горизонтами (снизу):

1. Доломиты светло-серые и серые, в верхней части коричневатые, в нижней — почти белые с мелкозернистой и пелитоморфной структурами, имеются кремнистые конкреции, изредка наблюдаются прослои карбонатных брекчий 80 м
2. Доломиты светло-серые, реже серые, местами желтоватые и коричневатые, в некоторых прослоях мергелистые, оолитовые и с псевдоморфозами по гипсу. Этот горизонт содержит редкие прослои доломитовых известняков и известняков. В верхней и нижней частях свиты наблюдается окремнение пород 150 „

Вследствие плохой обнаженности приведенный разрез, как и его мощность, следует считать приближенными.

В бассейне среднего течения р. Киренги Н. В. Фроловой (1941 г.) верхние слои карбонатной толщи кембрия выделены в мунокскую свиту, сложенную доломитами, реже известняками с прослоями глинистых, песчаных разностей, светлых кварцевых песчаников и карбонатно-кремнистых брекчий. В толще местами отмечается значительная за-гипсованность пород и широко развито окремнение. Мощность ее около 150 м.

В разрезе карбонатных отложений р. Чаи наиболее правильно с ангарской свитой параллелизовать выделяемые Н. А. Грибовой (1948 г.) верхнюю пачку надпестроцветной свиты, представленной известняками, доломитами, брекчиями и редкими прослоями красноцветных пород (160 м), и нижнекуторгиновую свиту, сложенную пятнистыми и водорослевыми известняками с фауной (160 м). Верхнекуторгиновья свита, в этом разрезе сложенная доломитами с кремнями (70 м), вероятно, представляет собой стратиграфический аналог литвинцевской свиты среднего кембрия.

Для характеристики ангарской свиты внутренних районов амфитеатра приведем ее разрезы на различных участках. Верхняя, большая по мощности ее часть (р. Ангара), по А. А. Арсеньеву и Е. А. Нечаевой (1945), имеет следующий разрез (снизу):

- | | |
|---|-----------|
| 1. <i>Буретский горизонт</i> . Разноплитчатые коричневато-серые и серые доломиты и доломитовые известняки с фауной трилобитов. Им подчинены прослои известковистых сланцев, пропластки кремней и кремнево-доломитовые брекчии. В средней части толщи наблюдается пизолитовый слой | 125—130 м |
| 2. <i>Горизонт полосчатых доломитов</i> . Полосчатые доломиты тонко- и среднеплитчатые, местами загипсованные, с линзами кремней и небольшими прослоями оолитовых доломитов | 30—40 " |
| 3. <i>Битуминозный горизонт</i> . Серые и черные воючие мергелистые доломиты с пропластками листоватых сланцев и белых мергелей. В нижней части встречены пласт мелкозернистого зеленовато-серого песчаника и линзы гипса. Верхние слои представлены светлыми доломитами со стилолитами и серыми водорослевыми известняками с обильными прослоями кремней | 30—40 " |
| 4. <i>Горизонт кавернозных доломитов</i> . Массивные и толстоплитчатые кавернозные, местами пятнистые доломиты и брекчии | 10—30 " |
| 5. <i>Водорослевый горизонт</i> . Белые и серые доломиты с обильными водорослями и линзами красных и серых кремней. В некоторых интервалах крупные каверны и стилолиты. В верхней части горизонта наблюдаются песчаные доломиты и брекчии | 70—90 " |
| 6. <i>Горизонт светлых мергелей</i> . Желтые и зеленовато-серые мергели и песчано-мергелистые доломиты. В основании горизонта залегают линзы гипса | 20 " |

Этот разрез дополняется внизу толщей карбонатных пород, обнажающихся по р. Белой у д. Узкий Луг, выше д. Холмушино (в нижней части скалистого берега), по рч. Хайте и в других местах. Данная толща сложена следующими породами: в основании, непосредственно на булайских доломитах, залегают пачка серых, слегка коричневатых доломитов, тонкозернистых, плитчатых, местами рассланцованных, содержащая в нижней части прослой карбонатных брекчий и окремненных пород. Мощность ее 22—24 м. Ее перекрывает пачка серых и светлых-серых (до белых) доломитов с прослоями мергелистых и песчаных разностей, а также доломитов, имеющих оолитовую структуру. В породах нередко псевдоморфозы по гипсу. Местами наблюдается линзовидное окремнение. Мощность пачки около 60 м.

В обнажениях ангарской свиты по р. Ангаре многими исследователями, в том числе Арсеньевым и Нечаевой, была собрана фауна трилобитов. Пользуясь последними родовыми и видовыми определениями, уточненными Н. Е. Чернышевой, можно охарактеризовать следующие горизонты, в которых обнаружена фауна.

Буретский и битуминозный горизонты содержат фауну *Parapoliella obrutschevi* (Lerm.) и *Pseudoeteraspis angarensis* N. Tschern.

Мощность ангарской свиты в пределах Верхнего Приангарья, подсчитанная по обнажениям, около 285—350 м. В Боханском районе, где разрез свиты составлен по буровым скважинам, полная ее мощность равна 400 м.

В районе Божеханского антиклинория ангарская свита охватывает значительную по мощности часть разреза, описанного Е. В. Павловским и Н. В. Фроловой в 1943 г. Массивным доломитом булайской свиты в стратиграфической схеме Павловского и Фроловой отвечает так называемый «нижний горизонт», сложенный темно-серыми плотными доломитами. Стратиграфически выше выделяются следующие горизонты:

1. *Божеханский горизонт*. Черные битуминозные мелкозернистые известняки, иногда брекчированные, с прослоями известково-глинистых сланцев и серых сахаровидных доломитов, в основании и кровле — карбонатно-кремневая брекчия (33 м); серые скрытокристаллические доломиты, местами тонкоплитчатые, с множеством стилолитовых образований (17 м) 50 м
 2. *Кудинский горизонт*. Брекчия карбонатно-кремневая, в основании слой оолитового известняка (10 м); плитчатые темно-серые доломиты с землистыми черными налетами, переслаивающиеся с черными рассланцованными доломитами, сменяющиеся кверху темно-серыми массивными битуминозными доломитами, кавернозными, послойно окремнелыми (55 м) 65 ..
 3. *Шаманский горизонт*. Многократное чередование прослоев доломитовых известняков, известковистых доломитов и доломитов, среди которых преобладают доломиты. Породы имеют преимущественно темно-серую до черной окраску, обычно плитчатые или рассланцованы, содержат прослой, сильно обогащенные органическим веществом, часто наблюдается послойное окремнение 85 ..
 4. *Подводорослевый горизонт*. Массивные, реже плитчатые известковые доломиты и доломитовые известняки с преобладанием разностей, имеющих песчаниковидную и иногда брекчиевидную структуру. В основании залегает слой водорослевых пород 35 ..
 5. *Водорослевый горизонт*. Известняки, доломитовые известняки, известняковые доломиты и доломиты с характерной водорослевой структурой, преимущественно светло-серые, с редким тонким послойным окремнением 20 ..
 6. *Надводорослевый горизонт*. Известковистые доломиты и доломиты темно-серые, обычно битуминозные, массивные и плитчатые. Местами прослой карбонатно-кремневых брекчий с карбонатным цементом. В верхней части горизонта прослой глинистых и песчаных карбонатных пород и песчаников. Часто наблюдается послойное и линзовидное окремнение 135 ..
 7. *Верхний горизонт*. Доломитовые известняки, известковистые доломиты и доломиты плитчатые и массивные, в некоторых прослоях с характерной водорослевой структурой. В средних и верхних частях горизонта встречаются черные битуминозные карбонатные сланцы, иногда зеленовато-серые с примесью терригенного материала. Отмечается окремнение, особенно водорослевых прослоев 65 ..
- Общая мощность около 450 м

В шаманском горизонте в 1954 г. И. И. Рибас была найдена довольно многочисленная фауна трилобитов, содержащая те же виды, что и буретский горизонт р. Ангары.

Во внутренних районах Иркутского амфитеатра в ангарской свите (определения Поповой, 1957 г.) имеются споры: *Bothroligotriletes exasperatus* Tim., *Trachyoligotriletes incrassatus* (Naum.) Tim., *T. minutus* (Naum.) Tim., *T. nevelensis* Tim., *Ooidium* sp., *Diacrodium* sp.

Разрез верхней части карбонатной толщи кембрия, вскрытой буровыми скважинами в Усть-Кутском районе, характеризуется увеличением числа прослоев терригенных пород, карбонатных брекчий, а также наличием сульфатных, сульфатно-карбонатных пород и прослоев каменной соли.

Здесь на пачке темно-серых доломитов, которая сопоставляется с массивными доломитами булайской свиты, последовательно залегают:

- | | |
|--|-------|
| 1. Доломиты светло-серые и серые с прослоями ангидрита, переходящие выше в доломито-ангидриты. В средней части наблюдаются прослойки каменной соли | 125 м |
| 2. Каменная соль белая, прозрачная, с прослоями доломитов, доломито-ангидритов и мергелей | 145 „ |
| 3. Доломиты серые и коричневатые, чередующиеся с доломито-ангидритами и редкими прослоями известняков, имеются прослойки песчаников | 80 „ |
| 4. Доломиты известковистые, коричневатые и темно-серые, с прослоями мергелей, карбонатно-мергельных брекчий и в нижней части с тонкими прослойками песчаника | 95 „ |
| 5. Доломиты серые и коричневатые, сильно пористые, с прослоями известковистых доломитов и мергелей | 46 „ |
| 6. Известняки и доломитизированные известняки, серые и коричневатые, с редкими прослойками песчаника | 74 „ |
| 7. Брекчи карбонатные, с гипсово-карбонатным цементом, чередующиеся с прослоями мергелей, песчаников и темно-серых известняков | 70 „ |
| 8. Известняки темно-серые, пятнистые, участками доломитизированные | 30 „ |

Из последнего слоя описанного разреза, обнаженного в своде Турунской антиклинали, И. И. Рибас (1954 г.) определена фауна трилобитов *Namanoia namanensis* Leg m. и *Bathynotus namanensis* Leg m. Здесь же в осыпи, очевидно из перекрывающихся слоев, была найдена фауна трилобитов рода *Proasopiscus*, которой характеризуются уже отложения среднего кембрия.

В Тулунской опорной скважине в ангарской свите вместе с характерной для нее фауной *Parapoliella obrutschevi* (Leg m.) и *Pseudoeteraspis angarensis* N. Tchern. найдены *Namanoia evetasica* Suv. (MS) и *Solenopleurella* sp. (Галимова).

Доломитизированные известняки ангарской свиты широко используются для обжига извести. Появление в ее разрезе прослоев каменной соли позволяет поставить вопрос о возможном нахождении более мощных залежей этого полезного ископаемого на небольших глубинах для его шахтной добычи. Районы, где ангарская свита залегает на большой глубине, могут считаться перспективными на нефть и природный газ.

Средний кембрий

В северных районах Иркутского амфитеатра, начиная примерно с широты Усть-Кута, карбонатно-сульфатные отложения нижнего кембрия перекрываются толщей карбонатных пород, содержащих фауну среднего кембрия. Эта толща была детально описана А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1941 г., 1947) в своде Литвинцевской антиклинали по р. Илим и получила наименование литвинцевской свиты.

Литвинцевская свита. Разрез ее (по Арсеньеву и Нечаевой) следующий (снизу):

1. *Горизонт пятнистых известняков.* Он разделяется на две части: нижнюю — темно-серых, почти черных вонючих известняков, толстоплитчатых и массивных, с желтыми прослойками и пятнами, с нижнекембрийской фауной (8—10 м) и верхнюю — толстоплитчатых коричневых известняков и доломитовых известняков с желтыми пятнами и прослоями, перемежающихся с подчиненными прослоями светлых зеленовато-серых и кремневых доломитов со среднекембрийской фауной (15 м)

- | | |
|--|----------|
| 2. <i>Нижний доломитовый горизонт.</i> Массивные кремво-серые доломиты и глинистые известковые доломиты с крупными кавернами . | 5—15 м |
| 3. <i>Доломитово-известняковый горизонт.</i> Переменяемость доломитов и известняков, имеются прослой мергелей и карбонатных брекчий . | 20—25 .. |
| 4. <i>Горизонт полосчатых доломитовых известняков.</i> Тонкоплитчатые светло-коричневые доломитовые известняки и глинистые полосчатые доломитовые известняки с редкими прослойками глинистых доломитов и афанитовых известняков (5 м); яркполосчатые доломитовые известняки и известковые доломиты с пропластками афанитовых известняков и светлых доломитов (4—5 м) | 10 .. |
| 5. <i>Верхний доломитовый горизонт.</i> Светлые мелкозернистые доломиты, коричневые известняки, белые мергелистые доломиты и зеленые мергели, тонкоплитчатые светло-серые известково-глинистые сланцы, окрашенные бурными окислами железа. Часты пустоты по кристалликам гипса и окремнение | 12—14 .. |

Литвинцевская свита перекрывается красноцветными мергелями верхоленской свиты верхнего кембрия.

В нижней части выделенного Арсеньевым и Нечаевой горизонта пятнистых известняков И. И. Рибас в 1954 г. определена фауна *Namanoia namanensis* Legm., *Bathynotus namanensis* Legm., *Kutargina lenaica* Legm., указывающая на нижнекембрийский возраст содержащих ее отложений. В верхней части этого же горизонта известняков определена среднекембрийская фауна *Proasiphiscus clarus* N. Tchern., *P. sibiricus* N. Tchern.

В районе Усть-Кута литвинцевская свита имеет следующий разрез (снизу):

- | | |
|--|-------|
| 1. Известняки темно-серые пятнистые | 32 м |
| 2. Доломиты светло-серые, желтоватые и коричневатые, полосчатые, с редкими прослоями мергелей и прослойками гипса | 40 .. |
| 3. Доломиты светло-серые (внизу) с прослоями темно-серых доломитов и красновато-коричневых мергелей; выше — кремнисто-карбонатная брекчия, загипсованная, сменяющаяся к кровле пачки чередованием красновато-коричневых и красновато-фиолетовых мергелей со светло-серыми афанитовыми доломитами | 43 .. |
- Выше залегают красноцветные мергели верхоленской свиты.
Общая мощность свиты 115 м.

По имеющимся данным, разрез карбонатных отложений кембрия по рекам Ичере, Пеледую, Лене, Непе и Нижней Тунгуске представлен главным образом аналогами литвинцевской свиты (Ситников, Грибова, 1947).

Верхний кембрий

Верхнекембрийские отложения (верхоленская свита) в пределах Иркутского амфитеатра имеют широкое распространение. ими покрыта большая площадь верхнего междуречья Ангары, Лены и Киренги. В глубоко врезанной долине р. Лены они развиты вплоть до устья р. Таюры. Большое пространство занимают верхнекембрийские отложения на севере амфитеатра, в бассейнах р. Непы, верхнего течения р. Нижней Тунгуски, рек Чоны и Ньюи. ими сложен район Балаганской степи по левобережью Ангары, где В. П. Масловым эти отложения были названы балаганской свитой.

На западе отложения верхнего кембрия развиты только узкой полосой северо-западнее г. Нижнеудинска. В складчатой полосе юго-восточной окраины амфитеатра верхнекембрийские красноцветные породы выполняют крупные синклиналильные прогибы.

Большинство геологов признает, что верхнекембрийские отложения верхоленской свиты в южной части Иркутского амфитеатра залегают со стратиграфическим несогласием на карбонатных породах нижнего кембрия (Покровская, 1954; Одинцов, 1954а; Васильев и др., 1957а; Карасев, 1959 и др.). Не выяснены условия налегания верхоленской свиты на среднекембрийские породы литвинцевской свиты в северной части амфитеатра.

Верхоленская свита представляет собой довольно однообразную толщу, сложенную мергелями, карбонатная часть которых представлена доломитом или доломитом и кальцитом, разнозернистыми, преимущественно мелкозернистыми песчаниками кварцевого состава с небольшим содержанием полевых шпатов и слюд, нередко косо- и линзовидно-слоистыми, доломитовыми известняками, содержащими примесь терригенного материала, и изредка — аргиллитами. Породы обладают красным цветом различных оттенков: красно-бурым, красновато-коричневым, розовато-серым. Встречаются также прослой и отдельные пятна зеленые и зеленовато-серые. Доломитовые известняки, приуроченные к верхней части свиты, имеют серую, буровато-серую и красновато-серую окраску. Для нижней части свиты характерно присутствие прослоев гипса или гипсовые стяжения в мергелях и песчаниках. Необходимо отметить, что мергели верхоленской свиты представлены преимущественно алевритистыми разностями и часто переходят в алевролиты. В породах верхоленской свиты часто отмечаются признаки мелководья, внутрiformационных перерывов и несогласий: трещины усыхания, волноприбойные знаки, резкая смена направления слоистости и небольшие прослой внутрiformационных конгломератов.

Верхнекембрийские красочные отложения весьма бедны органическими остатками. В них отмечаются лишь проблематические образования, напоминающие собой следы ползания древних червей, подобные тем, которые известны и в карбонатной толще нижнего кембрия, а в последнее время найдены ракообразные и трилобиты.

Несмотря на видимое однообразие и частое чередование описанных пород верхоленской свиты, при более детальном изучении в ней можно выделить отдельные литологические пачки. Это было сделано по р. Унге В. П. Масловым и П. П. Епифановым (1932б), по р. Ангаре А. И. Левенко, И. В. Луцицким и М. С. Нагибиной (1950) и др.

На основе предложенной этими исследователями схемы деления верхоленской свиты р. Ангары в последнее время трестом «Востсибнефтегеология» выработана стратиграфическая схема, в которой эта свита делится на пачки, объединенные в три подсвиты: нижнюю — с пачками осинской и балаганской; среднюю — с пачками устьалькинской и михайловской; верхнюю — с пачками рютинской и кардинской.

Эти пачки кратко могут быть охарактеризованы следующим образом (снизу):

1. Осинская пачка представлена пестроцветными мергелями и алевролитами, обычно тонкоплитчатыми, в верхней части с подчиненными прослоями буровато-серых доломитов. В основании пачки нередко залегают гипсы, линзовидно перемежающиеся с красными мергелями . . . 25—30 м
2. Балаганская пачка сложена довольно однообразной толщей буровато-красных, красновато-коричневых и зеленовато-серых мергелей и плитчатых алевролитов, характерно наличие линз и прослоев гипса в верхней части пачки . . . 200—220 „
3. Устьалькинская пачка хорошо отличима от подстилающей и сложена красно-бурыми и розовато-бурыми косослоистыми преимущественно среднезернистыми песчаниками с редкими прослоями тонко-

- плитчатых алевролитов и мергелей, на поверхностях наложения пород части знаки волновой ряби и трещины усыхания. Мощность пачки около 50 м
4. Михайловская пачка представляет собой тонкое переслаивание красно-бурых и зеленовато-серых мелко- и тонкозернистых песчаников, иногда косослоистых, с мергелями, аргиллитами и глинами красно-бурого и реже зеленовато-серого цвета. В пачке имеются внутрiformационные конгломераты, для нижней части характерны линзы, желваки и тонкие прослойки гипса 180—200 „
 5. Рютинская пачка сложена красно-бурыми и красновато-серыми разнозернистыми известковистыми песчаниками, обычно массивными или толстоплитчатыми и косослоистыми, с редкими прослоями коричневых мергелей. В песчаниках часты трещины усыхания и знаки волновой ряби, изредка встречаются линзы гипса 60—70 „
 6. Кардинская пачка в большей по мощности нижней части сложена зеленовато-серыми и красно-бурыми тонко- и мелкозернистыми известковистыми и доломитистыми песчаниками, чередующимися с алевролитами того же цвета, мергелями и аргиллитами, а в верхней части представлена розовато- и фиолетово-серыми преимущественно тонко- и мелкозернистыми известковистыми песчаниками с прослоями известняков 210—230 „

Суммарная мощность верхоленской свиты в районе верхнего течения р. Ангары определяется примерно в 700 м. В Заярской опорной скважине ее полная мощность равна 605 м, в Мироновской — 856 м, примерно такие же мощности свиты известны для верхнего течения р. Лены. В более северных районах амфитеатра — в нижнем течении р. Илима, в верховьях р. Нижней Тунгуски — мощность свиты снижается до 500—400 м. В этих районах исследователями отмечается также трехчленное деление свиты (Н. И. Фомин, 1949 г.) на нижнюю часть, преимущественно мергельную, среднюю — песчаниковую и верхнюю — мергельную.

В средней подсвите на р. Ангаре (А. Л. Калиновский, 1955, 1957 гг.) и на р. Лене (Замараев, 1958; Василенко, 1958) найдены отпечатки ракообразных рода *Jahoiia Walcott*.

В верхней части кардинской пачки по р. Ангаре М. Я. Лоскутниковым (1957 г.) была найдена фауна трилобитов *Kuraspis obscurus* N. Tchern. и нового рода, названного Василенко (1957 г.) *Verkholenella*, — *Verkholenella karasevi*, *V. loskutnicovi*, *V. sidorencovi* V. s. (MS), *Kuraspis obscurus* N. Tchern. известен из верхнекембрийских отложений северных районов Сибирской платформы.

Согласно определениям Т. М. Орловой (1956—1957 гг.), выделенные в верхоленской свите пачки характеризуются следующими комплексами спор:

Осинская пачка: *Leiologotriletes glumaceus* Tim., *Trachylogotriletes minutus* (Naum.) Tim., *T. obsoletes* (Naum.) Tim., *T. nevelensis* Tim., *T. incrassatus* (Naum.) Tim., *Ocridoligotriletes krysh-tofovichii* (Naum.) Tim., *O. ischoricus* Tim., *Lophologotriletes seminvolutus* Tim., *L. crispus* Tim., *L. subglobosus* Tim.

Балаганская пачка: *Leiologotriletes* sp., *Trachylogotriletes minutus* (Naum.) Tim., *T. nevelensis* Tim., *T. laminaritus* Tim., *T. incrassatus* (Naum.) Tim., *T. planus* Tim., *Ocridoligotriletes* sp., *O. krysh-tofovichii* (Naum.) Tim., *Lophologotriletes seminvolutus* Tim., *L. grumosus* Tim., *Acantholigotriletes* sp., *A. setaceus* Tim.

Устьтаькинская пачка: *Trachylogotriletes arillatus* var. nov., *T. nevelensis* Tim., *Ocridoligotriletes krysh-tofovichii* (Naum.) Tim., *Lophologotriletes grumosus* Tim., *Acantholigotriletes grumolosus* Tim., *Archaeohystrichosphaeridium janyshewsky* Tim.

Михайловская пачка: *Leiologotriletes glutaceus* Tim., *Trachyoligotriletes minutus* (Naum.) Tim., *T. nevelensis* Tim., *T. laminaritus* Tim., *T. incrassatus* Tim., *T. hyalinus* var. nov., *Tylogotriletes subglobosus* Tim., *Acanthologotriletes gdownias* var. *michaylovskii*, var. nov.

Рютинская пачка: *Leiologotriletes labyrinthiformis* sp. nov., *Trachyoligotriletes laminaritus* Tim., *T. planus* Tim., *T. nevelensis* Tim., *Ocridologotriletes kryshstofovichii* (Naum.) Tim., *O. plicativus* Tim., *Lophologotriletes* sp., *Acanthologotriletes setaceus* Tim., *Stenozonologotriletes punctatus* var. *giganteus* Tim.

Кардинская пачка: *Trachyoligotriletes minutus* (Naum.) Tim., *T. nevelensis* Tim., *T. planus* Tim., *T. arillatus* Tim., *T. magnus* Tim., *T. obsoletes* (Naum.) Tim., *T. hyalinus* (Naum.) Tim., *T. salidus* Tim., *Ocridologotriletes* sp., *Lophologotriletes semiinvolutus* Tim., *L. crispus* Tim., *Acanthologotriletes* sp., *Acanthodiacrodius* sp., *Hystrichosphaeridium* sp.

Верхнекембрийский возраст по крайней мере верхней части верхоленской свиты, если иметь в виду еще налегание на нее фаунистически охарактеризованных отложений устькунской свиты нижнего ордовика, достаточно обоснован. Однако этого нельзя сказать о нижней части верхоленской свиты, лишенной руководящей фауны, которая отнесена к верхнему кембрию главным образом на основании объединения литологически и фациально однородной толщи красноцветных отложений. Условность отнесения всей верхоленской свиты к верхнему кембрию особенно подчеркивается также и недостаточной ясностью вопроса о контакте этой свиты с подстилающими ее ангарской и литвинцевской свитами нижнего кембрия.

КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ПРИСАЯНЬЯ

На территории Восточного Саяна в настоящее время выделяются две структурно-фациальные зоны, история развития которых, начиная с конца протерозойской эры, резко различается многими специфическими чертами. Первая из таких зон охватывает северо-восточный склон Восточно-Саянского нагорья и отчасти центральную часть Саяна до области Главного Саянского разлома. Эта зона, в которой геосинклинальный режим закончился до начала кембрийского периода, нередко называется Присяньем. Вторая зона, геологическое строение которой указывает на сохранение в ней геосинклинальных условий в нижнем палеозое, расположена к югу и юго-западу от Главного разлома, большей частью на территории Бурятской АССР и Тувинской автономной области. Ее удобнее называть внутренней зоной. В пределы Иркутской области входит лишь незначительная часть второй зоны — верховья рек Ии, Уды, Бирюсы и Тагула.

Для кембрийских отложений юго-восточной части внутренней зоны Восточного Саяна на территории Бурятской АССР характерно развитие спилитово-кератофировой эффузивной формации и мощных карбонатных толщ с фауной архециат. Северо-западнее, на территории Тувы, эффузивные породы этой формации наиболее широко развиты в составе кембрийских отложений; наряду с ними присутствуют и карбонатные породы также с остатками архециат и другими окаменелостями. Эти образования относятся к хамсаринской серии, выделенной геологами Всесоюзного аэрогеологического треста.

11 Иркутская обл.

В северной части Тувы к кембрийской системе относятся эффузивно-осадочные образования, распространенные и на территории Иркутской области, в самой южной части Нижнеудинского района, в бассейне верховьев р. Кара-Бурени и ее левого притока р. Кадыр-Ос. Здесь они изучались в 1954 г. геологами А. Е. Лисицыным, В. Н. Тимофеевым и другими, по данным которых отложения кембрия представлены известняково-эффузивной толщей. В составе толщи преобладают основные и средние эффузивы — диабазы, порфириды (плагноклазовые, пироксеновые, роговообманковые) и спилиты. Значительно меньшее распространение имеют кислые разновидности — альбитофиры, кератофиры, кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры, кварцевые кератофиры и кварцевые порфириды. Наряду с эффузивами широко развиты соответствующие им по составу туфы. Толща эффузивов подвержена интенсивному зеленокаменному изменению.

Среди эффузивов залегают отдельные линзообразные тела плотных известняков, представляющих собой рифы. Мощность таких карбонатных тел до 400 м, протяженность линз до 1,5—2 км. Количество известняки всегда подчинены эффузивам. В основании линз известняков почти всегда наблюдаются брекчии, имеющие мощность до 3 м. В обломках брекчий встречаются известняки и эффузивы, цемент — карбонатный. Наличие брекчий, очевидно, указывает на небольшие по времени перерывы в образовании кембрийских отложений. По данным В. В. Белостоцкого, подобные толщи широко распространены в северной части Тувинской автономной области. В верховьях р. Беды-Хем среди известняков собрана фауна археоциат, определяющая возраст вмещающих отложений как верхи нижнего — низы среднего кембрия.

Кембрийские отложения прорываются широко распространенными интрузиями гранитоидов, верхний возраст которых точно не установлен.

В Присаянье, между реками Ией и Туманшетом, к кембрийской системе могут быть отнесены карагасская и оселочная свиты, характеризующиеся пестрой окраской слагающих их пород. Впервые эти свиты как кембрийские под указанными названиями были описаны А. С. Хоментовским в 1950 г. по материалам его полевых работ 1936 г.* На геологической карте Сибирской платформы, изданной в 1955 г. под редакцией Т. Н. Спизарского, эти отложения отнесены к синию.

Л. Г. Котельников, проводивший в 1927—1929 гг. маршрутные исследования в Присаянье, дал верную, наиболее приближающуюся к современной трактовке стратиграфическую схему. Выделенные им среди нижнекембрийских отложений отделы $Ст_1^{1+2}$ и $Ст_1^3$ отвечают карагасской и оселочной свитам. Кроме того, им были выделены карбонатные отложения среднего кембрия и терригенные отложения верхнего кембрия или нижнего силура. Доломиты ур. Ирсым он справедливо считал докембрийскими.

Последующие работы В. П. Маслова (1931), П. П. Скабичевского и В. М. Чаиркина (1937 г.), К. К. Хазановича (1940) и Е. С. Бобина (1940а), П. И. Ноздрина (1947, 1948 гг.) и Е. В. Павловского (1954б) уточнили картину строения нижнекембрийских отложений в бассейнах рек Бирюсы, Уды и Ии в Присаянье, но некоторые принятые в них

* Оселочная свита была выделена А. С. Хоментовским под названием «оселковой». В дальнейшем это название было изменено на «оселочную». Поскольку последнее название давно вошло в литературу, оно употребляется в настоящем тексте.

стратиграфические сопоставления при дальнейших исследованиях не подтвердились.

Геологическая съемка, проведенная в 1958 г. Н. В. Сухановой, А. Н. Рассказчиковым, П. В. Дубиным, и специальные стратиграфические исследования В. Т. Мордовского (1953), В. Г. Васильева и других (1957а), М. М. Одинцова (1958а), И. П. Карасева, М. А. Цахновского и В. С. Карпышева (1959 г.) и других установили разрез нижнего кембрия Присаянья, от бассейна р. Ии до западной границы Иркутской области, в следующем виде (снизу):

1. Карагасская свита — базальная свита нижнего кембрия.
2. Оселочная свита — аналог ушаковской свиты внутренних районов Иркутского амфитеатра.
3. Устьтагульская свита — аналог мотской свиты.

При такой трактовке разреза оселочная и устьтагульская свиты должны быть отнесены к алданскому ярусу нижнего отдела кембрийской системы.

Следует оговорить, что единства взглядов на возраст рассматриваемых отложений между изучавшими их геологами нет. Мордовский, Цахновский, Рассказчиков и некоторые другие относят их к синийской системе; Титов и Алексеева (1954, 1955 гг.), Суханова, а также Карасев признают за ними нижнекембрийский возраст. Некоторые (Дубин, Рик, Одинцов) считают возможным отнести к кембрию только оселочную свиту и отложения, лежащие стратиграфически выше нее.

В отношении внутреннего строения и расчленения рассматриваемых отложений между изучавшими их геологами в настоящее время нет существенных разногласий, если не считать вопроса о выделении третьей подсвиты карагасской свиты (ипситской). Эта подсвита выделяется только для района р. Уды.

Карагасская свита. Наиболее полный разрез этой свиты прослеживается в долине р. Ии. Здесь базальные конгломераты свиты залегают с резким угловым несогласием на различных свитах протерозоя (аршанской, ирсымской и сублукской).

Карагасская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю — конгломератово-песчаниковую и верхнюю — песчанико-алевролитово-домитовую (рис. 25).

Нижняя подсвита широко распространена в южной части площади. В ее составе участвуют конгломераты, гравелиты, песчаники и в подчиненном количестве алевролиты. В основании ее почти всюду залегает горизонт крупногалечниковых, иногда валунных базальных конгломератов; особенно хорошо и полно этот горизонт наблюдается в разрезах р. Ии, а также в пределах Уватской антиклинали и в нижнем течении р. Огнита. Галька конгломератов имеет размер от 1 до 30 см по длинной оси. Окатанность обломочного материала в конгломератах преимущественно хорошая. В составе гальки преобладают различные ортогнейсы и милонитизированные граниты, хотя в некоторых случаях (бассейн р. Уды, район Уватской антиклинали) состав обломочного материала конгломератов близок или тождественен составу подстилающих конгломератов пород. Особенно разнообразен состав гальки конгломератов в обнажениях р. Ии. Помимо гранитоидов, здесь присутствуют сиенито-гнейсы и плагио-гранито-гнейсы, кварциты, песчаники и доломиты. Характерной особенностью гальки является часто наблюдающаяся корка пустынного загара, что может указывать на жаркий климат периода сноса обломочного материала. А. Н. Рассказ-

чиков для бассейнов рек Бирюсы и Тагула в составе обломков отмечает присутствие почти всех более древних пород района. Цементом конгломератов являются крупно- или грубозернистые песчаники, для которых типичны несортированность обломочного материала и плохая

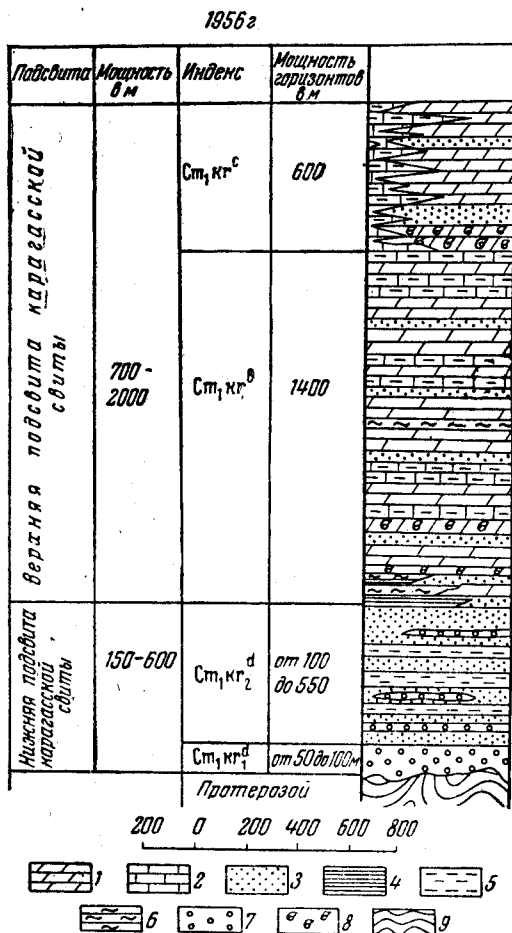


Рис. 25. Сводная стратиграфическая колонка карагаской свиты Присяянья

1 — доломиты; 2 — регенерированные алевролиты; 3 — песчаники; 4 — кремнистые сланцы; 5 — алевролиты; 6 — мергели; 7 — конгломераты; 8 — водоросли; 9 — протерозойские отложения

окатанность. По составу песчаники цемента полимиктовые, реже кварцевые. В обломках, кроме отдельных минералов (кварц, биотит, мусковит, иногда роговая обманка, изредка турмалин, рудный минерал), присутствуют и породы. Из последних отмечены эффузивы кислого состава, алевролиты и микрокварциты. Цемент песчаников в большинстве случаев глинисто-карбонатный с примесью железистого материала. Иногда он представлен регенерированными кварцевыми зёрнами. Обломочный материал всегда преобладает над цементом, составляя от 60 до 90% от общей массы пород.

В нижней части базального горизонта на р. Ие наблюдаются тонкие прослой и линзы песчаников.

Схематизированный разрез этого горизонта на р. Ие в районе поселка Аршан следующий (снизу):

- | | |
|--|----------|
| 1. Конгломераты мелкогалечные (размер гальки до 2—3 см в поперечнике). В составе гальки песчаники, алевролиты, кварциты, мергели | 1,5 м |
| 2. Линзовидные прослой песчаников красных, мелкозернистых | до 0,5 „ |
| 3. Конгломераты среднегалечные (диаметр гальки до 5 см). В составе гальки мергели, доломиты, песчаники, реже граниты и кварциты | 2 „ |
| 4. Песчаники красные, мелкозернистые | 1 „ |
| 5. Конгломераты крупногалечные (размер гальки до 25—30 см). В составе гальки кварциты, реже песчаники и белый жильный кварц | 1,5 „ |
| 6. Конгломераты. В составе гальки преобладают ортогнейсы и гранито-гнейсы | 40—50 „ |

Местами базальный горизонт карагасской свиты сложен не конгломератами, а фашиально замещающими их песчаниками. Так, например (по материалам П. В. Дубина), на левом склоне р. Большой Бирюсы напротив устья р. Черной и на Мало-Бирюсинском хребте на стрелке рек Малой и Большой Бирюсы на протерозойских гранитах лежат красные грубозернистые песчаники, слагающие основание карагасской свиты. В них присутствуют редкие угловатые обломки подстилающих гранитов.

В ряде мест наблюдается постепенный переход конгломератов в вышележащие песчаники. Вверх по разрезу количество и размер гальки в конгломератах постепенно уменьшаются. Мощность горизонта конгломератов меняется от 15—25 до 50—100 м.

Выше конгломератов залегает горизонт красных песчаников, которые в нижней части содержат отдельные пласты и линзы конгломератов. Для последних характерно уменьшение размера гальки в верхних частях разреза и увеличение в составе обломков количества песчаников и алевролитов, т. е. конгломераты приобретают характер внутриформационных. Состав верхнего горизонта нижней подсвиты преимущественно песчаниковый. Мощность его меняется от 70—100 м по р. Ие до 450—500 м по р. Тагулу, причем наибольшая мощность наблюдается в северо-западной части описываемой территории, т. е. в междуречье Бирюсы, Тагула и Туманшета.

Песчаники образуют довольно однородную мощную толщу. Среди них наблюдаются иногда линзы и прослой вишнево-красных алевролитов и редкие прослой гравелитов. Песчаники характеризуются, как правило, красными и розовыми тонами окраски и различной зернистостью. Нередко наблюдается косая слоистость, а при плитчатой отдельности — волноприбойные знаки и трещины усыхания. По составу песчаники этой подсвиты кварцевые или аркозовые, кроме бассейна р. Ии, где состав их полимиктовый. Характерной особенностью горизонта является наличие в породах глиптоморфоз по каменной соли и гипсу.

Наиболее детально разрез песчаникового горизонта нижней подсвиты прослежен по левому борту р. Ии, в 3 км выше пос. Аршан. Здесь обнажаются (снизу):

- | | |
|---|---------|
| 1. Конгломераты базального горизонта с галькой преимущественно красных гранито-гнейсов. Постепенно теряя гальку, конгломераты переходят в песчаники. Видимая мощность | 17—18 м |
|---|---------|

2. Песчаники малиново-красные, неравномернозернистые, аркозовые, с жеодами кальцита	1,5 м
3. Песчаники полимиктовые, малиново-красные, средне- и крупнозернистые, мелкопятнистой текстуры	0,4 „
4. Песчаники полимиктовые, малиново-красные, среднезернистые, переходящие в крупнозернистые	2,5 „
5. Алевролиты шоколадного цвета, тонкоплитчатые	0,4 „
6. Песчано-доломитовые породы, белые, среднезернистые	0,05—1 „
7. Песчаники малиново-красные, разнозернистые, местами переходящие в гравелиты, косослоистые. В нижней части прослоя песчаники с крупными (до 10 см) выделениями белого кристаллического доломита	2,8 „
8. Алевролиты шоколадного цвета	0,5 „
9. Гравелиты красные (в обломках размером до 1 см наблюдаются красные и темно-шоколадные алевролиты). В основании пласта встречаются крупные (до 10 см в поперечнике) пятнистые выделения доломита	0,5 „
10. Песчаники малиново-красные, разнозернистые, косослоистые, местами переходящие в гравелиты	1 „
11. Алевролиты шоколадного цвета, тонкоплитчатые (в верхней части слоя пятнистые выделения доломита)	0,5 „
12. Песчаники малиново-красные, разнозернистые, местами переходящие в гравелиты	3,2 „
13. Алевролиты малиново-красные, с тонкими прослоями песчаников такого же цвета	0,8 „
14. Песчаники малиново-красные, разнозернистые, от тонко- до грубозернистых. Последние присутствуют только в нижней и в верхней частях пласта	21 „
15. Алевролиты шоколадного цвета, тонкоплитчатые	0,5 „
16. Песчаники малиново-красные, разнозернистые, с прослоями алевролитов; местами породы приобретают темно-шоколадную и лиловую окраску	9 „

Выше по разрезу наблюдается переслаивание регенерированных* алевролитов, песчаников и доломитов.

Верхняя граница нижней подсвиты фиксируется по появлению в песчаниках прослоев карбонатных пород. Ориентировочная мощность нижней подсвиты колеблется от 100 м (по р. Ие) до 550 м (по р. Бирюсе).

Верхняя подсвита карагасской свиты имеет значительно большие мощность и распространение, чем нижняя. По составу эта песчанико-алевритово-доломитовая толща является наиболее характерной для рассматриваемой свиты, так как содержит все разновидности пород (кроме конгломератов), принимающие участие в ее строении. Регенерированные алевролиты являются наиболее характерными породами карагасской свиты и рассматриваемой подсвиты в частности. В этих породах цемент иногда нацело замещен разросшимися обломками кварца и полевого шпата.

Доломиты являются количественно преобладающими породами подсвиты. Среди них встречаются чисто карбонатные разновидности, но чаще они в той или иной степени загрязнены примесью терригенного, иногда пелитового материала. Чистые доломиты в некоторых случаях имеют оолитовое строение. Нередки доломиты, содержащие одиночные или колониальные водоросли.

* Этим термином здесь и далее обозначаются весьма типичные для карагасской свиты алевролиты и песчаники с регенерационным цементом. По внешнему виду эти породы часто определяются как кварциты. Интенсивный процесс регенерации кварца и калишпата в обломках приводит к тому, что в этих породах полностью исчезает цемент и даже под микроскопом они с трудом отличаются от мелкозернистых аплитов.

Песчаники в этой подсвете встречаются в виде прослоев иногда значительной (до 100 м) мощности; они характеризуются различной зернистостью и сравнительно хорошей сортированностью обломочного материала. Окраска их разнообразная, преимущественно малиново-красная, состав для разных частей рассматриваемого района неодинаков. В бассейне рек Тагула и Бирюсы они преимущественно кварцевые, реже аркозовые, в бассейне рек Уды и Ии наряду с кварцевыми и аркозовыми песчаниками присутствуют полимиктовые разности. Местами среди пород этой подсветы встречаются бордово-красные глинистые алевролиты.

Породы залегают, как правило, в довольно тонком переслаивании; мощность отдельных прослоев от десятых долей метра до 10 м. На р. Уде отдельные слои достигают большой мощности и выделяются там в виде горизонтов.

Нижняя часть описываемой подсветы по р. Бирюсе характеризуется специфическими особенностями, которые обусловили выделение ее в 1954 г. в самостоятельную нерсинскую подсвету. Основанием для такого выделения явились следующие характерные черты этой пачки пород:

1. Весьма высокая насыщенность кремнеземом почти всех осадочных пород пачки.

2. Наличие в нижней части пачки мощных прослоев красных бокситоподобных мергелей с кремневыми инкрустациями. В прослоях кремнистых пород этой пачки были встречены крупные одиночные водоросли.

3. Наличие в средней части пачки сланцеватых разностей кремнистых пород, песчаников и алевролитов.

4. Наличие в верхней части пачки прослоев основных эффузивов типа спилитов и пластовых интрузивных тел — диабазовых брекчий.

5. Наличие в самых верхах пачки горизонтов серых доломитов с остатками колониальных водорослей.

Следует отметить, что наличия прослоев эффузивов в других местах распространения карагасской свиты — не установлено, и появление их в разрезе свиты по р. Бирюсе нужно рассматривать как характерную особенность именно этого разреза. Поэтому включение указанной пачки в низы верхней подсветы карагасской свиты является в значительной степени условным, а вопрос о стратиграфическом положении слоев нерсинской пачки пород — открытым.

Наиболее полный разрез подсветы наблюдается в береговых обрывах р. Уды, от устья руч. Долгого до устья р. Ярмы, где он прослежен по коренным выходам. Разрез характеризуется частым переслаиванием песчаников и доломитов с подчиненными прослоями регенерированных алевролитов, мергелей и кварцитов. Доломиты, преобладающие в средней и частично в верхней частях разреза, образуют здесь горизонт мощностью до 185 м.

Верхнюю подсвету карагасской свиты П. И. Ноздрин и Е. В. Павловский, производившие в 1948 г. поиски марганца в бассейне р. Уды, выделили в отдельную богатырскую свиту, которую они сопоставляли с карбонатной свитой платформы. Последнюю в то время относили к среднему кембрию (в настоящее время точно установлена принадлежность этой свиты к ленскому ярусу нижнего кембрия).

Строение средней части подсвиты отчетливо видно в сплошном разрезе в левом склоне долины р. Уды, в 300 м ниже пос. Марни, где породы залегают почти горизонтально. Здесь отложения нижних горизонтов разреза представлены доломитами и песчаниками; на них залегают разнообразные алевролиты в довольно тонком переслаивании (с мощностью отдельных слоев от 0,5 до 10—14 м), большей частью регенерированные, серые, красно-бурые, розовые и сиреневые. Верхняя часть разреза сложена песчаниками, кварцитами и доломитами, содержащими черные органогенные включения. Видимая мощность отложений в разрезе составляет 193 м.

Верхняя часть подсвиты по р. Уде характеризуется преобладанием серых, реже малиново-красных регенерированных алевролитов, нередко содержащих прослой светло-серых кварцитовидных песчаников. Иногда встречаются также кварциты. По рекам Ие и Бирюсе самые верхи свиты слагает толща глинистых доломитов и карбонатных алевролитов красной, розовой и серой окраски мощностью до 350 м. Эта часть свиты выделяется по р. Ие в качестве верхней подсвиты.

Мощность верхней подсвиты карагасской свиты резко меняется в бассейнах разных рек. По р. Ие она составляет 700 м. Правда, здесь она прослежена с перерывами и, очевидно, истинная мощность ее несколько больше; по р. Бирюсе мощность этой подсвиты достигает 1700 м. Таким образом, общая мощность карагасской свиты составляет от 700—900 м по р. Ие до 2250 м по р. Бирюсе.

В породах карагасской свиты установлен довольно обширный комплекс спор, среди которых присутствуют следующие кембрийские формы: *Acanthotriletes grumolus* Tim., *A. setaceus* Tim., *Lophotriletes* sp. nov., *L. semiinvolutus* Tim., *L. crispus* Tim., *Durotrachytriletes corrugatus* Tim., *D. inschoricus* Tim., *Trachytriletes nevelensis* Tim., *T. planus* Tim., *Leioligotriletes glumaceus* Tim., *Leioligotriletes compactus* Tim., *Trachyoligotriletes incrassatus* Tim., *Ocridoligotriletes kryshfovichii* (Naim.) Tim., *Lopholigotriletes subglobosus* Tim. и др. (Ильцова и Лысова, 1959).

И. П. Карасев (1959б) указывает на присутствие в отложениях карагасской свиты спор, появляющихся в отложениях более древних, синийских или протерозойских. К последним относятся, например: *Trachytriletes laminaritus* Tim., *Stenozonotriletes sokolovi* Tim., *Durotrachytriletes kryshfovichii* Naim. и др.

Возможно, что стратиграфическим аналогом карагасской свиты в юго-восточной части Присаянья является олхинская свита, распространенная в бассейне р. Иркута. Большинство геологов она параллелизуется с прибайкальским трехчленным комплексом верхнего протерозоя (или синия), но комплекс спор, содержащихся в олхинской свите, близок к комплексу карагасской свиты. В обоих случаях встречаются споры как с простой структурой экзины (*Trachyoligotriletes*, *Leioligotriletes*), так и с более сложной (*Lopholigotriletes*, *Acantholigotriletes*).

Водоросли, встреченные в карагасской свите, по определению А. Г. Вологодина, близки к нижнекембрийским формам. В цементе между строматолитами водорослей обнаружены спиккулы губок и радиоларии, мелкие онколиты, а также остатки раковин миксохоанита (?).

Карагасская свита занимает всегда определенное положение в разрезе, располагаясь между породами протерозоя и оселочной свитой.

На породах протерозоя она лежит с резким угловым несогласием и с базальными конгломератами в основании. Породы оселочной свиты залегают на ней в большинстве случаев с конгломератами в основании, но без видимого углового несогласия. Существование (неповсеместное) перерыва между этими свитами доказывается тем, что базальный горизонт оселочной свиты лежит на различных горизонтах карагасской свиты. Местами залегание оселочной и карагасской свит согласное (правый борт долины р. Тагула, ниже поселка Георгиевки).

Оселочная свита в Присаянье распространена в бассейнах рек Ии, Уды, Бирюсы, Тагула и Туманшета. Некоторые различия слагающих ее отложений для разных частей района обусловлены, с одной стороны, сменой осадков по вертикали, с другой — фаціальными изменениями по простиранию слоев.

В состав свиты входят преимущественно терригенные отложения, среди которых преобладают песчаники и алевролиты, реже встречаются аргиллиты, гравелиты и очень редко конгломераты и известняки; последние слагают (в нижней части свиты) горизонт черных битуминозных известняков, который для отдельных участков является маркирующим, но прослеживается он только по р. Уде. Песчаники оселочной свиты почти всегда характеризуются обилием мелкочешуйчатой слюды.

Терригенные породы свиты имеют зелено-серую, серую, красновато-шоколадную и вишнево-красную окраску. Реже встречаются светло- и грязно-желтые, а также черные разности песчаников.

По составу обломочного материала песчаники и алевролиты разделяются на полимиктовые и аркозовые. В них иногда наблюдается регенерация кварцевых зерен. Довольно часто встречаются песчаники с карбонатным (кальцитовым) цементом. Местами к породам оселочной свиты приурочены соленые источники (р. Туманшет), что является указанием на их местную засоленность.

Породы оселочной свиты тонко переслаиваются между собой, мощность прослоев колеблется от долей сантиметра до 10 м. В нижней части свиты выделяются горизонты песчаников и алевролитов мощностью 100—170 м.

Породы оселочной свиты лежат на разных горизонтах карагасской свиты, что является доказательством существования размыва между ними. Местами в основании оселочной свиты наблюдаются конгломераты, как правило, маломощные (реки Уда и Бирюса). Однако следы такого перерыва отмечаются неповсеместно, и иногда породы оселочной свиты совершенно согласно перекрывают верхние горизонты карагасской свиты.

В бассейне р. Уды оселочную свиту удается расчленить на две подсвиты: нижнюю — удинскую и верхнюю — айсинскую*. Для удинской подсвиты характерны зелено-серая и серая окраска песчаников и алевролитов, чередование горизонтов светлых, грязно-желтых, почти белых песчаников с горизонтами серых и зелено-серых песчаников и алевролитов, фаціально замещающихся темно-серыми и черными песчаниками и алевролитами. Весьма характерным в этой подсвите является горизонт черных битуминозных известняков.

* П. И. Ноздрин и Е. В. Павловский выделяли обе эти подсвиты в самостоятельные свиты, относя первую из них к нижнему, а вторую к верхнему кембрию.

По р. Уде в сводном разрезе выделяются следующие горизонты (снизу):

1. Конгломераты серые с галькой преимущественно серых регенерированных алевролитов	8—10 м
2. Песчаники светлые желтовато-белые крупно- и грубозернистые	10—20 „
3. Горизонт зелено-серых песчаников и алевролитов, фациально замещающихся темно-серыми песчаниками и алевролитами	45—170 „
4. Горизонт светлых песчаников и реже гравелитов	45—230 „
5. Горизонт черных битуминозных известняков *	10—90 „
6. Горизонт зелено-серых песчаников и алевролитов	170—250 „
7. Горизонт светлых песчаников и гравелитов	15—50 „
8. Горизонт зелено-серых и лилово-красных песчаников и алевролитов мощностью	около 100 „

Последний горизонт постепенно переходит в породы айсинской подсвиты, представленные тонким переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов преимущественно шоколадно-красной и вишнево-красной, реже зелено-серой, зеленой и изредка грязно-желтой окраски. Разрез этой подсвиты наблюдается с большими перерывами в правом борту р. Уды, ниже пос. Богатырь.

Конгломераты нижнего горизонта хорошо прослеживаются по р. Уде в обнажениях распадка Пещерного и по р. Бирюсе, ниже скал Гребенки. По р. Уде они грубообломочные, галька их достигает 30—40 см в поперечнике, окатанность средняя, иногда плохая. Количество гальки составляет до 85—90%. В составе ее преобладают серые и розовые регенерированные алевролиты, реже присутствуют палевые песчаники. Цемент конгломератов представлен разнозернистыми песчаниками. Мощность конгломератов, 8—10 м.

По р. Бирюсе конгломераты базального горизонта оселочной свиты мелкогалечниковые, переходящие в гравелиты. В составе гальки (окатанность ее хорошая, размер не более 1,5 см в поперечнике) резко преобладает прозрачный кварц, присутствуют регенерированные алевролиты и доломиты, типичные для карагасской свиты. Цемент конгломератов песчаниковый, кварцитовидный. Мощность базального горизонта конгломератов и гравелитов достигает по р. Бирюсе 200 м. Нередко конгломераты основания оселочной свиты замещаются гравелитами или грубозернистыми песчаниками.

Наиболее хорошо разрез удинской подсвиты наблюдается в правом борту долины р. Уды, выше устья р. Кербита. Здесь не прослеживается только нижний базальный горизонт подсвиты. Разрез ее следующий (снизу):

1. Песчаники светло-желтые, мелкозернистые, косослоистые	15 м
2. Песчаники серо-зеленые, мелкозернистые, сильно слюдистые, с прослоями алевролитов грязно-желтого и шоколадного цвета. В средней части присутствует прослой песчаников ржаво-белых, средне- и мелкозернистых мощностью 10—15 м. В верхней части алевролиты имеют грязно-желто-зеленую окраску	около 170 „
3. Песчаники серые и темно-серые с биотитом, крупнозернистые	около 10 „
4. Песчаники грязно-желтые, средне- и грубозернистые. В верхней части среди песчаников наблюдаются такого же цвета гравелиты (прослеживаются в основном по высылкам)	около 220 „

* П. В. Дубин и Л. П. Рик отмечают распространение среди известняков этого горизонта оолитовых разностей.

- | | |
|--|-------------|
| 5. Известняки темно-серые, почти черные, мелкозернистые, битуминозные | около 90 м |
| 6. Песчаники зелено-серые, мелкозернистые, тонко- и среднеплитчатые, с прослоями такого же цвета алевролитов | около 170 „ |
| 7. Гравелиты и песчаники грязно-желтые, грубозернистые | около 50 „ |
| 8. Песчаники и алевролиты зелено-серые с прослоями грязно-фиолетовых, видимая мощность | 30 „ |
| Общая мощность удинской подсвиты 400—900 м. | |

Мощность айсинской подсвиты около 1000 м. Таким образом, общая мощность оселочной свиты в бассейне р. Уды измеряется 1400—1900 м.

В междуречье Уды и Бирюсы Н. В. Суханова расчленяет оселочную свиту также на две подсвиты, выделяя в нижнюю комплекс преимущественно зелено-серых и серых песчаников и алевролитов, а в верхнюю — песчаники, алевролиты и реже аргиллиты вишнево-красного и зелено-серого цвета.

По р. Ие расчленить оселочную свиту на две подсвиты не удастся. Здесь и в нижней и в верхней ее частях встречаются как зеленые, так и грязно-шоколадные и красновато-шоколадные породы. Преобладание грязно-вишневых и серых разновидностей песчаников и алевролитов наблюдается в средней части свиты. Местами в нижней ее части встречаются прослойки светлых, грязно-желтых песчаников.

По р. Бирюсе прослежен достаточно полный разрез оселочной свиты. В основании ее залегают конгломераты с галькой карагасских пород. В нижней части преобладают зелено-серые и зеленые песчаники и алевролиты. Мощность этой части свиты 250—300 м. Вся остальная, наиболее мощная часть свиты представлена весьма тонким переслаиванием песчаников, алевролитов, реже аргиллитов преимущественно шоколадно-красного, реже зелено-серого цвета. В средней части встречаются песчаники с карбонатным цементом. Общая мощность всей свиты по р. Бирюсе 2000—2200 м.

По р. Тагулу состав оселочной свиты аналогичен бирюсинскому разрезу, но здесь нижние зелено-серые отложения имеют значительно большую мощность — около 800 м. Вероятно, эта часть свиты по рекам Бирюсе и Тагулу является фациальным аналогом удинской подсвиты р. Уды.

Верхняя часть свиты, имеющая также преимущественно шоколадно-красную окраску, составляет здесь около 1000 м. Общая мощность свиты по р. Тагулу около 1800 м. Таким образом, общая мощность оселочной свиты для всего района в целом колеблется в пределах 1800—2300 м.

Удинская подсвита, прослеживающаяся по р. Уде и менее отчетливо выделяющаяся по другим рекам, по-видимому, фациально замещается по р. Ие пестроокрашенными песчаниками и алевролитами, среди которых встречаются горизонты, похожие на светлые песчаники удинской свиты, и в то же время для нее местами характерно преобладание весьма типичных пород айсинской подсвиты.

В бассейне р. Бирюсы только самые низы оселочной свиты похожи на удинскую подсвиту. Мощная (1800—2000 м) толща шоколадно-красных и зелено-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов, не отличающаяся по составу и цвету от айсинской подсвиты, стратиграфически отвечает не только этой подсвите, но также верхней и средней частям удинской подсвиты.

Комплексы спор из пород оселочной и карагаской свит весьма близки между собой. Среди них обнаружены следующие споры: *Leioligotriletes compactus* Tim., *L. minutissimus?* (Naum.) Tim., *Trachyoligotriletes incrassatus* (Naum.) Tim., *T. minutus* (Naum.) Tim., *T. planus?* Tim., *T. nevelensis* Tim., *T. obsoletes* (Naum.) Tim., *T. hyalinus* (Naum.) Tim., *Protoleiosphaeridium coglutinatum* Tim., *Stenozonoligotriletes sokolovii?* Tim., *Lopholigotriletes crassus* (Naum.) Tim., *Acantholigotriletes* sp. и др. (Ильясова и Лысова, 1959).

Наряду со спорами, встречающимися лишь в кембрийских отложениях, в породах оселочной свиты встречаются и формы, появляющиеся в более древних отложениях (протерозой — синий).

Как уже указывалось, карагаская и оселочная свиты являются отложениями алданского яруса кембрийской системы. Основания для такого суждения следующие:

1. Повсеместное налегание базальных конгломератов карагаской свиты на различные образования протерозоя, как осадочные, так и интрузивные. Карагасские конгломераты лежат на аршанской, ирсымской и сублукской свитах протерозоя. Всюду такое налегание сопровождается резко выраженным угловым несогласием и большим различием степени метаморфизма подстилающих и перекрывающих образований.

В то время как породы указанных выше свит протерозоя (кроме ирсымской свиты, сложенной массивными доломитами) образуют крутые, нередко опрокинутые складки с углами падения слоев до 80—90°, породы карагаской и оселочной свит характеризуются развитием пологих, преимущественно флексуобразных складок с углами падения пластов в пределах 15—25°.

Различие в степени метаморфизма пород особенно отчетливо выступает при детальном изучении разновозрастных, но похожих по внешнему виду доломитов карагаской свиты нижнего кембрия и доломитов ирсымской свиты протерозоя. Сходство этих доломитов послужило причиной ошибочного отождествления этих разных свит (Бобин, 1940). Однако при детальном рассмотрении в этих породах устанавливаются отчетливые различия. Карагасские доломиты, как правило, имеют тонкослойное строение, окраска их равномерна, кварцевые и кальцитовые прожилки очень редки. Доломиты ирсымской свиты почти всегда массивны (слоисты только темно-серые разности), окраска их обычно пятнистая, обилие кварцевых прожилков является характерным свойством этих доломитов.

2. В составе гальки базальных конгломератов карагаской свиты присутствуют все без исключения породы докембрия как осадочные, так изверженные и метаморфические. Даже в обломочном материале песчаникового цемента конгломератов наблюдаются почти все наиболее типичные разновидности докембрийских пород — серицитовые и хлоритовые микросланцы, хлоритизированные порфириды, карбонатные породы, ортогнейсы, микросиениты, окварцованные гнейсо-граниты. Такой состав обломочного материала конгломератов говорит о значительной глубине и длительности периода размыва.

3. При резком отличии складчатых структур карагаской и оселочной свит от структур более древних образований отложения этих свит вместе с осадками устьягульской (мотской) свиты и карбонатной свиты ленского яруса образуют единый структурный этаж. Несмотря на разновозрастность перечисленных отложений и наличие отчетливых, хотя и

неповсеместных, перерывов в осадконакоплении (между карагасской и оселочной, между оселочной и устьтагульской свитами), между ними не отмечено угловых несогласий, причем последовательное усложнение структур, наблюдаемое в направлении с севера на юг, не нарушает единства складчатых и разрывных процессов, проявленных во всех перечисленных отложениях. Если учесть, что комплекс этих отложений отделен от нижележащего явным структурным несогласием, то мы имеем для них всю сумму признаков, необходимых для выделения структурного яруса.

4. Подтверждением нижнекембрийского возраста карагасской свиты служит определение обнаруженных в ней водорослей, произведенное А. Г. Вологдиным, который отнес просмотренные им формы к нижнекембрийским, ранее не изученным. Он отмечает, что некоторые виды водорослей могут быть руководящими формами, и указывает, что они, несомненно, не имеют ничего общего с синийскими, в частности с формами, найденными и в Енисейском кряже, а также и с водорослями байкальского комплекса. В промежутках между строматолитами Вологдин обнаружил в цементе спиккулы губок, остатки радиолярий, очень мелкие онколиты (похожие на образывавшиеся гирванеллами) и, по-видимому, остатки раковин миксохоанитов (?), ранее описанных только из верхнекембрийских отложений района с. Богучаны на Ангаре.

5. Определение комплекса спор, полученных из обеих описываемых свит, подтверждает кембрийский возраст оселочной свиты и не противоречит предположению о таком же возрасте карагасской свиты (Ильцова, Лысова, 1959).

6. Породы оселочной и карагасской свит имеют ряд особенностей литологического состава, которые объединяют их с заведомо кембрийскими отложениями устьтагульской или мотской свиты и с породами карбонатной свиты ленского яруса.

Важнейшими из таких особенностей являются признаки засоленности и загипсованности. Как указывалось, в породах карагасской свиты псевдо- и глиптоморфозы, а также пустоты выщелачивания по гипсу и соли прослеживаются местами и в нижней и в средней подсвитах. Породы оселочной свиты не содержат этого, но приуроченность именно к данной свите соленых источников по р. Туманшету является отчетливым доказательством солености свиты. Следует сказать, что нигде в более или менее достоверных протерозойских образованиях Восточной Сибири признаки солености не известны; в то же время они очень характерны для докембрийских отложений южной части Иркутского амфитеатра.

7. Как видно из предыдущего описания, породы карагасской свиты значительно отличаются по составу и строению от пород оселочной свиты. Эти различия сводятся к значительному преобладанию в карагасской свите плотных регенерированных алевролитов кварцевого и кварцево-полевошпатового состава и широкому развитию карбонатных (домитовых) пород слоистого строения, в то время как оселочная свита состоит из тонкого послойного чередования песчаников и аргиллитов, в которых значительно слабее развиты регенерационные процессы. Окраска пород карагасской свиты преимущественно розовая, серая или палевая, реже встречается ярко-красная и зеленовато-серая. Породы оселочной свиты характеризуются зеленой, черной, серой или фиолетово-красной и шоколадной окраской. Породы вышележащей устьтагульской (мотской) свиты чрезвычайно похожи на породы и карагасской, и осе-

лочной свит как по окраске, так и по составу и строению. Это сходство, возможно, свидетельствует о близости условий, в которых образовались осадки этих свит, и может рассматриваться как косвенное доказательство близости их возраста.

8. Аналоги пород карагасской свиты на территории, расположенной к востоку от р. Ии, неизвестны, они, по-видимому, выпадают из разреза. Аналогом оселочной свиты является широко распространенная ушаковская свита Прибайкалья и, возможно, олхинская свита. В районах, находящихся к западу от р. Туманшета, аналогом карагасской и оселочной свит является широко развитая койская свита, большинством исследователей относимая к кембрию. Карагасская свита, очевидно, соответствует нижней ее подсвите, а оселочная — верхней.

9. Породы карагасской свиты прорываются небольшими телами гранитных интрузий жильного типа, что выдвигается как одно из доказательств ее докембрийского возраста. По этому поводу нужно сказать, что такие интрузии очень небольшого размера известны только в одном месте Присаянья. С другой стороны, упомянутая выше койская свита Красноярского края прорвана многочисленными и крупными интрузиями гранитоидов. Можно высказать предположение, что каледонская геосинклиналь имеет наиболее полное и законченное развитие в районах, расположенных к западу от р. Туманшета. В рассматриваемом районе интрузивная деятельность, сопровождающая развитие геосинклинали, проявилась, возможно, только самыми последними гипабиссальными фазами.

КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПАТОМСКОГО И СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО НАГОРИЙ

Кембрийские отложения в пределах Патомского и Северо-Байкальского нагорий представлены двумя типами отложений: платформенным и геосинклинальным. Платформенные отложения развиты вдоль окраины нагорья на стыке с Сибирской платформой, геосинклинальные распространены во внутренней части нагорья, в районе среднего течения р. Витима.

Платформенный тип отложений

Кембрийские отложения этого типа залегают в пределах Ангаро-Ленского передового прогиба, окаймляющего складчатую зону Байкальской горной области. В разных частях бассейна они имеют различный состав и строение. На юге, в районе Иркутского амфитеатра, платформенные отложения кембрия существенно отличаются, по крайней мере в своей нижней части, от одновозрастных осадков, развитых вдоль Северо-Байкальского и Патомского нагорий. По новым данным (Чумаков, 1956; Головенко, 1957), разрез этих отложений представлен следующими свитами.

Ж е р б и н с к а я с в и т а сложена белыми, светло-серыми, желтовато-белыми кварцитовидными песчаниками с линзами гравелитов. Очень характерно, особенно для песчаников нижней части свиты, присутствие глауконита. В основании свиты иногда располагается горизонт конгломератов или гравелитов мощностью в несколько метров; галька их сложена обычно кварцем, иногда песчаником и доломитом, мощность от 300 до 500 м.

Жербинская свита широко развита на окраине Патомского нагорья и в северной части Северо-Байкальского нагорья (в бассейне р. Малой Чуи). В более южных районах последнего она часто бывает оборвана крупными разрывными нарушениями, проходящими по краю платформ.

Тиновская свита начинается пачкой черных углистых аргиллитов и алевролитов с прослоями черных битуминозных известняков, выше располагаются буровато-черные известняки, очень сильно пахнущие битумом, с прослоями лиловых и зеленых плитчатых известняков, в свою очередь перекрываемых черными битуминозными, часто брекчиевидными известняками, содержащими более светлые прослой. Мощность ее 600—650 м.

Пестроцветная свита характеризуется в нижней части чередованием пестроцветных карбонатных и терригенных пород; в ее верхней части развиты желтоватые доломиты с прослоями темных известняков и зеленоватых мергелей. Песчаники в составе свиты мелкозернистые, кварцевые, с угловатыми обломками. Мощность ее 500—600 м. Такой состав свиты типичен для Патомского нагорья. В Северо-Байкальском нагорье (бассейн р. Чаи) в основании свиты над горизонтом известняков с водорослями, относимым к тиновской свите, залегает пачка серых и темно-серых мергелей и известняков (100 м), выше — пачка яркоокрашенных (кирпично-красных и зеленых) мергелей, перемежающихся с темными и светлыми серыми кавернозными известняками (350—400 м), на которой залегает пачка светлоокрашенных (розовых, голубовато-серых, серых) мергелей и известняков (150 м). Как видно, в Северо-Байкальском нагорье пестроцветная свита характеризуется карбонатным составом; песчаники в ней отсутствуют или очень редки.

Толща светлых серых известняков («ленские известняки») сложена однообразными светло-серыми, реже буровато-серыми известняками, иногда брекчиевидными или водорослевыми, чередующимися с прослоями и мелкими пачками желтоватых доломитов; в разрезе по рекам Пеледую и Чаре содержит фауну, характерную для ленского яруса нижнего кембрия: *Bulaiaspis* Leg m., *Bergeroniellus* Leg m., *Pagetina glabrata* Leg m., *Jakutus quadriceps* Leg m. и др. (Покровская, 1954). Мощность ее не менее 1000—1200 м.

Нижние три свиты, залегающие под ленскими известняками, следует относить к алданскому ярусу, причем пестроцветную свиту надлежит сопоставлять с одноименной свитой северной окраины Алданского шита, содержащей фауну журиновского подъяруса алданского яруса (Чумаков, 1956). Возможна также корреляция жербинской и тиновской (?) свит с ушаковской, а пестроцветной — с мотской свитой Иркутского амфитеатра. Однако следует признать, что это сопоставление пока еще не имеет достаточного обоснования, хотя и представляется вероятным. К сожалению, в области, где смыкаются оба типа осадков, отложения алданского яруса плохо обнажены или же срезаны крупными разрывами*.

На различных отложениях нижнего кембрия, нередко с угловым несогласием, залегает верхоленская свита, относимая к верхнему кем-

* В последнее время получены новые данные, которые дают основание параллелизовать жербинскую, тиновскую и пестроцветную свиты только с мотской свитой. Толща, соответствующая ушаковской свите, на приплатформенной окраине Патомского нагорья отсутствует. *Прим. автора.*

брию. На севере Патомского нагорья она представлена обычными для нее в пределах Сибирской платформы осадками — красноцветными мергелями, песчаниками и доломитами. Новыми исследованиями (Салоп, Головенко, Жидков и Шалек, 1958ж) выявлено, что у западной окраины Северо-Байкальского нагорья осадки верхоленской свиты платформенного типа замещаются грубыми терригенными отложениями, свойственными передовому (предгорному) прогибу.

Возникновение в верхнем кембрии мощной терригенной толщи свидетельствует о крупных тектонических движениях в пределах нагорья. Это же подтверждается несогласным наложением верхоленской свиты на отложения нижнего кембрия и выпадением из разреза всего среднего отдела кембрия. Непосредственно в обнажении угловое несогласие наблюдалось Е. А. Шалек (1957 г.) по р. Чае, в 3—4 км выше устья р. Лимпей. Здесь слабо дислоцированные красноцветные отложения залегают на очень крутопадающих (70°) черных известняках тиновской свиты. Базальным горизонтом верхнего кембрия является песчано-мергельная порода с обломками известняков.

Геосинклиальный тип отложений

Кембрийские отложения этого типа распространены только в Средне-Витимской горной стране, причем на территорию Иркутской области попадает лишь небольшой участок этих образований в бассейне рек Правого и Среднего Мамакана. Поэтому ниже приводится лишь очень краткая их характеристика по данным новых работ Л. И. Салопа (1954, 1955, 1956а) и В. Л. Тихонова (1957б).

Нормальный разрез кембрийских отложений Средне-Витимской горной страны может быть представлен в следующем виде (снизу):

Мамаканская толща (нижний кембрий). Гукитская свита сложена зелено-серыми и зелеными конгломератами и гравелитами. Мощность ее очень изменчива (0—700 м). В некоторых участках свита полностью выпадает из разреза и базальными горизонтами являются конгломераты вышележащей свиты. Так, в западном крыле крупной синклинали, расположенной в междуречье Правого и Среднего Мамакана, конгломераты этой свиты имеют мощность до 700 м, а в восточном крыле той же структуры они выклиниваются вовсе.

Нижняя падроканская свита представлена красными или зелено-серыми и пестрыми конгломератами с прослоями и линзами песчаников и гравелитов. Мощность ее изменяется от 45 до 1100 м. Наибольшую мощность свита имеет в районе р. Правого Мамакана.

Верхняя падроканская свита характеризуется красными, лиловыми, зелено-серыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев. Мощность ее от 600 до 1000 м в бассейне р. Янгуда и до 5000 м в бассейне р. Правого Мамакана, где свита имеет следующее строение: внизу залегают зелено-серые песчаники с пачкой ритмически чередующихся песчаников и глинистых сланцев и 80-метровым горизонтом карбонатных пород в кровле (общая мощность 3300—3500 м), сверху — красные и отчасти зелено-серые песчаники с прослоями глинистых сланцев в кровле (мощность до 1500 м).

Сидельтинская свита сложена кремово-бурыми, лиловыми, зеленовато-серыми, серыми и белыми песчанистыми доло-

митовыми песчаниками, кварцевыми (кварцитовидными) песчаниками, мергелями и глинистыми сланцами, перемежающимися между собой. Мощность ее до 600 м (в бассейне р. Правого Мамакана).

Геологический возраст отложений мамаканской толщи определяется как нижнекембрийский условно, так как палеонтологических остатков в ней пока не обнаружено. Предполагается, что эти отложения несколько древнее пород янгудской толщи, содержащей фауну ленского (Ст₁) и отчасти амгинского ярусов (Ст₂).

В верховьях рек Правого и Среднего Мамакана, где мамаканская толща лежит на архейских гнейсах, общая ее мощность сокращается до 200 м, но при этом сохраняется такая же последовательность отложений, какая свойственна толще в приведенном выше разрезе. Различие мощностей объясняется резкой дифференциацией тектонических форм рельефа в период осадкообразования: осадки большой мощности накапливались в глубоких прогибах, малой — на склонах крупных поднятий.

Янгудская толща (нижний и средний кембрий). Нижняя янгудская свита представлена неслоистыми или грубослоистыми известняками и доломитами. В бассейне рек Правого и Среднего Мамакана внизу свиты залегают серые, изредка темно-серые доломиты и доломитовые известняки, выше располагаются серые известняки. Мощность ее здесь около 3000 м. В нижней части свиты вплоть до уровня, расположенного ниже кровли на 500—700 м, в различных горизонтах встречается фауна трилобитов и археоциат, характерная для ленского яруса нижнего кембрия (трилобиты *Bulaiaspis vologdini* Lerm., *B. primus* Lerm., *Erbia* aff. *granulosa* Lerm., *Chondrograulus minusensis* Lerm., *Namanoia* sp., *Kooteniella slatkowskii* (Schim.), *Bathyriscellus firmus* sp. nov. Og., *Kootenia* sp., *Jangudaspis convectus* gen. et sp. nov. Og. и др.; археоциаты *Protocyathus (Archaeocyathus) salebrosus*, *Ajacyathus tactorporus* sp. nov. Vol., *Ethmophyllum grandiperforatum* Vol. и др.). Кроме того, в большом количестве встречаются водоросли *Epiphyton fasciculatum* Chapman., *E. pruticosum* Vol., *Osagia angulare* Vol. и др.; иногда губки из рода *Chancelloria*, изредка брахиоподы *Kutorgina lenaica* Lerm.

Выше указанного уровня встречаются трилобиты, характерные для амгинского яруса среднего кембрия: *Kooteniella edelsteini* Lerm., *Aojia insignis* sp. nov. Og., *Corynexochus ciborum* sp. nov. Og. и др. Таким образом, биостратиграфическая граница между нижним и средним отделами кембрия проходит внутри литологически однородной карбонатной толщи.

Средняя янгудская свита характеризуется темно-серыми слоистыми тонкоплитчатыми известняками, несколько загрязненным пелитовым материалом. Мощность ее порядка 500 м. В породах свиты из бассейна р. Янгуда встречаются трилобиты, характерные для нижней части среднего кембрия (амгинский ярус): *Peronopsis fallax* (Lings.), *Tonkinella sibirica* N. Tchern., *Oryctocara lata* N. Tchern., *Oryctocephalus* sp. nov.

Породы этой свиты в пределах рассматриваемой территории встречены только на небольшом участке в верховьях р. Среднего Мамакана (Салоп, 1954).

Верхняя янгудская свита сложена кремевыми, лилово-серыми и зеленовато-серыми тонкослоистыми мергелями, глинистыми и

песчанистыми известняками. Фауна в ней не обнаружена, мощность ее (видимая) до 300 м. Свита распространена только в бассейне р. Янгуда (на территории Бурятской АССР), где венчает собой разрез кембрия.

Кембрийские отложения Средне-Витимской горной страны залегают со значительным угловым несогласием на различных метаморфических толщах архея, нижнего, среднего и верхнего протерозоя, а также на прорывающих их интрузивных образованиях. Они интенсивно дислоцированы, особенно вблизи крупных разрывных нарушений типа надвигов или взбросов, прорваны разнообразными интрузиями и на контакте с ними метаморфизованы. По ряду особенностей литологического состава и по своей тектонической структуре кембрийские отложения бассейна среднего течения р. Витима отвечают осадочным комплексам (формациям), возникающим на заключительном этапе развития геосинклинальных областей (Салоп, 1954).

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

ОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

Среди нижнепалеозойских отложений южной части Сибирской платформы — Иркутского амфитеатра — широко развиты осадки, относящиеся к ордовикской и силурийской системам. Они характеризуются значительной фациальной пестротой и сложным разрезом; в литературе до настоящего времени существовало несколько различных стратиграфических схем ордовикских и силурийских отложений Иркутского амфитеатра, построенных на основании изучения их в отдельных частях этого района.

Авторам на основании личных исследований и проработки обширного геологического и палеонтологического материала, собранного партиями треста «Востсибнефтегеология» и Иркутского геологического управления, удалось внести значительные коррективы в ранее имевшиеся представления по стратиграфии ордовика и силура Иркутского амфитеатра и построить для отложений этих систем унифицированную стратиграфическую схему, основанную на данных последних геологических съемок, большого количества буровых скважин и обширных новых палеонтологических материалов.

Большинство палеонтологических определений ордовикской и силурийской фауны, приводимых здесь, выполнены О. И. Никифоровой и О. Н. Андреевой (брахиоподы и ракообразные), З. Г. Балашовым (наутилоидеи), В. А. Востоковой (гастроподы), З. А. Максимовой (трилобиты), а также палеонтологами Иркутского геологического управления и треста «Востсибнефтегеология» при консультации специалистов ВСЕГЕИ и Ленинградского университета.

Ордовикские отложения распространены в Иркутском амфитеатре от южной границы Тунгусского бассейна до верхнего течения рек Ангары и Лены и от подножий Восточно-Саянского нагорья до окраины Байкальской горной страны. Они представляют собой главную часть нижнепалеозойского чехла внутреннего поля Иркутского амфитеатра, непосредственно обнаженную на поверхности, поэтому многие вопросы геологической истории и структуры амфитеатра требуют для своего

решения установления точной и достаточно обоснованной единой для всей площади амфитеатра стратиграфической шкалы ордовика.

Основы стратиграфического расчленения ордовикских отложений были заложены В. А. Обручевым (18926), детально изучившим их разрез в верхнем течении р. Лены. Некоторые уточнения в этот разрез были внесены В. Ю. Черкесовым (19316), изучавшим ордовикские отложения в верхнем течении р. Лены и в районе Ангарских порогов.

Среди многих стратиграфических схем, предложенных для ордовикских отложений Иркутского амфитеатра в последние годы, наиболее универсальное значение имели схемы В. П. Маслова (1932а, 19346, 1954), Г. Ф. Крашенинникова (1933, 1935) и М. М. Одинцова (1937а, 19376). Последним было предложено трехчленное деление ордовикских отложений Иркутского амфитеатра и этот разрез был сопоставлен с североамериканским и европейским стратиграфическими эталонами (1954а, 19546). Для юго-восточной части амфитеатра (бассейн р. Киренги) имелись схемы Н. В. Фроловой (1940 г.) и В. П. Маслова (1937).

Позже О. И. Никифоровой (1955) была предложена унифицированная стратиграфическая шкала для ордовика всей Сибирской платформы, построенная также на основе деления ордовикских отложений на три отдела, а О. Н. Андреевой (1955, 1959) была сделана попытка распространения этой схемы и на ордовикские отложения Иркутского амфитеатра. В построениях Андреевой наиболее обоснована стратиграфическая схема, опубликованная в 1959 г., во многом совпадающая с принятым для Иркутского амфитеатра стратиграфическим разделением ордовикских отложений. Тем не менее, геологические и палеонтологические материалы, собранные в последние годы, противоречат некоторым представлениям Андреевой. В настоящее время в ордовикских отложениях Иркутского амфитеатра в качестве самостоятельной стратиграфической единицы выделяется ийская свита, охватывающая большую часть чуьского яруса нижнего ордовика, в которую лишь частично входят выделенные Андреевой горизонты соответствующего возраста. Совершенно иначе выглядят верхи разреза, отнесенные Андреевой, по старым данным, к силуру. Кежемская свита силура имеет несколько иной состав и распространение, нежели предполагалось Андреевой, а баероновская и топорокская свиты, считавшиеся аналогами силурийской кежемской свиты, по новым материалам оказались девонского возраста.

Большинством исследователей уже давно отмечалась значительная фациальная изменчивость ордовикских отложений в Иркутском амфитеатре, наличие среди них частных перерывов и выпадение отдельных горизонтов (Гаврилов, 1935в; Крашенинников, 1933; Одинцов, 19376; Маслов, 1954 и др.). Фациальная изменчивость ордовикских эпиконтинентальных отложений в Иркутском амфитеатре действительно значительна и выражает собой общую неустойчивость режима бассейна, связанную с колебательными движениями, сопутствовавшими развитию каледонского диастрофизма в геосинклинальных областях, расположенных к югу от Иркутского амфитеатра. Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет выделить в пределах Иркутского амфитеатра следующие структурно-фациальные зоны, из которых каждая характеризуется несколько специфическим ходом осадконакопления в ордовике и, следовательно, индивидуальным литологическим обликом ордовикских отложений и некоторыми особыми чертами стратигра-

фического разреза (рис. 26): Присяянскую, Ангаро-Окинскую, Ангаро-Ленскую и Мурско-Чунскую (рис. 27).

Для первой зоны, расположенной на присаянской периферии бассейна Иркутского амфитеатра, характерно резкое преобладание терригенных осадков над карбонатными как в низах разреза ордовика (устькутская и ийская свиты), так и в верхней его части (братская свита в ее бирюсинской фации). Кроме того, здесь также характерно

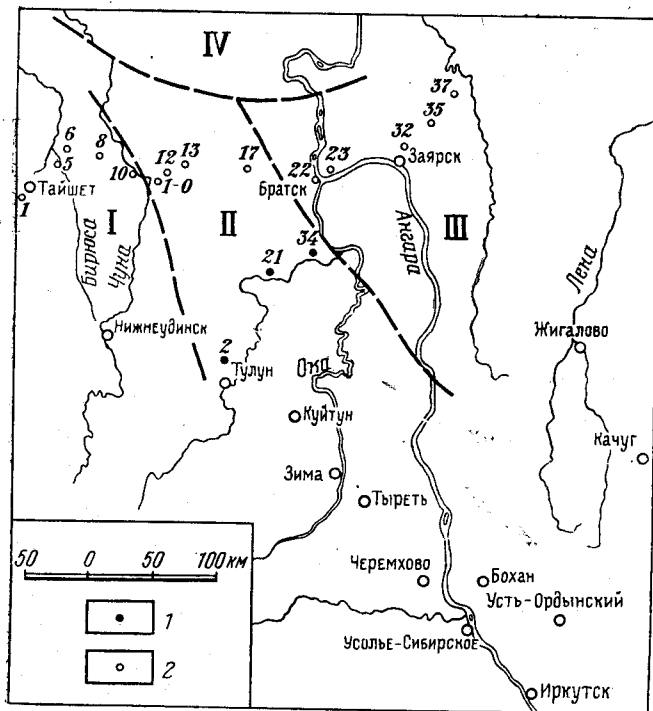


Рис. 26. Схема структурно-фациального районирования ордовикского поля Иркутского амфитеатра

1 — скважины Бурхун-Кобской площади; 2 — скважины профиля Тайшет-Лена. Структурно-фациальные зоны: I — Присяянская; II — Ангаро-Окинская; III — Ангаро-Ленская; IV — Мурско-Чунская

наиболее полное развитие отложений чуньского яруса нижнего ордовика (ийская свита) и некоторое изменение фаций отложений среднего ордовика.

Повторение этих условий в известной мере мы встречаем и во второй зоне, где также в нижнем ордовике явно преобладают терригенные отложения.

Что касается третьей и четвертой зон, то они, располагаясь во внутренних частях ордовикского бассейна, характеризуются широким распространением карбонатных фаций в нижнем ордовике, более полным развитием среднеордовикских глинистых и алевролитовых отложений, полным и наиболее мощным разрезом верхнего отдела ордовика с карбонатными и глинистыми гипсоносными осадками. Именно с этими двумя зонами совпадает и среднеордовикская (отчасти верхне-

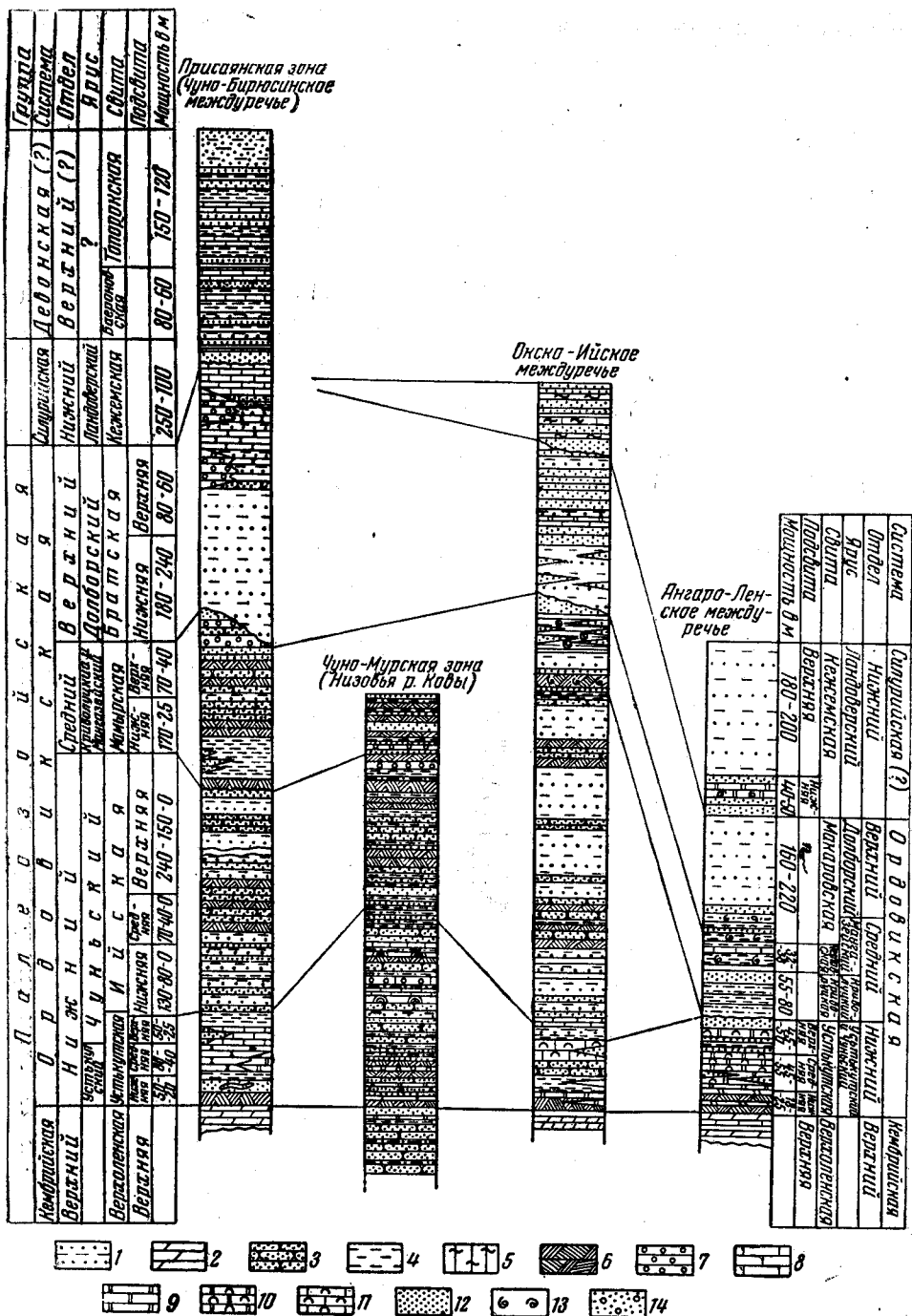


Рис. 27. Сводные стратиграфические колонки ордовика, силура и девона по структурно-фациальным зонам

1 — алевролиты; 2 — мергели; 3 — песчаники; 4 — глины; 5 — аргиллиты; 6 — косослончатые песчаники; 7 — конгломераты; 8 — известняки; 9 — доломиты; 10, 11 — водорослевые доломиты и известняки; 12 — пески; 13 — фауна; 14 — навозы

ордовикская) фосфоритоносная провинция. Стратиграфический разрез ордовикских отложений Иркутского амфитеатра (схема которого приведена на рис. 28), единый для всего бассейна осадконакопления, но построенный с учетом индивидуальных особенностей структурно-фациальных зон, предлагается в следующем виде.

Нижний ордовик

Устькютская свита соответствует устькютскому и отчасти чуньскому ярусам унифицированной схемы О. И. Никифоровой. За нижнюю границу устькютской свиты и, следовательно, нижнюю границу нижнего ордовика принимается кровля красцветных отложений верхоленской свиты верхнего кембрия, в верхних слоях которых известны редкие находки трилобитов *Kuraspis obscurus* N. Tchern., *Verkholenella* V a s. (новый род), имеющих, по мнению Н. Е. Чернышевой, кембрийский облик.

Переход от верхнего кембрия к нижнему ордовика в первой и второй зонах постепенный, в третьей и четвертой — возможны локальные размыты.

Стратотипом устькютской свиты служит ее разрез в Ангаро-Ленской зоне, где средняя часть устькютской свиты сложена преимущественно карбонатными породами с широким развитием водорослевых известняков с колониальными водорослями *Actinophycus gracilis* Korde, *A. obrutschevi* K o g d e, *Columnella* sp., *Digitularia* sp. оолитовых известняков, а верхняя и нижняя части свиты отличаются значительным развитием песчаников, в том числе конгломератовидных, с грубой косою слоистостью и следами ряби.

В Присаянской зоне литологический облик отложений несколько изменяется. Средняя часть свиты становится терригенной по составу, тогда как ее верхняя и нижняя части, наоборот, содержат карбонатные осадки. Однако общее количество карбонатных пород в разрезе относительно невелико, и водорослевые известняки не имеют сколько-нибудь широкого развития. Несмотря на указанные фациальные изменения, устькютская свита повсеместно сохраняет деление на три подсвиты и выдержанный комплекс фауны. Сказанное хорошо иллюстрируется таблицей распространения фауны и рис. 29 и 30. При анализе последних следует иметь в виду, что карбонатные породы на электрокаротажных диаграммах дают высокие значения ρ_k , песчаники, алевролиты и аргиллиты — более низкие. Вообще устькютская свита имеет чрезвычайно четкую электрокаротажную характеристику, позволяющую безошибочно выделять по каротажу не только самую свиту в целом, но и отдельные ее подсвиты.

В Присаянской зоне устькютская свита достигает максимальной мощности (180—200 м) в центральной части зоны, в районе г. Тулуна. К юго-западу и северо-востоку мощность свиты уменьшается до 120—130 м. В Ангаро-Окинской зоне отмечается минимальная ее мощность 90—110 м; на восток и северо-восток от последней мощность свиты несколько увеличивается, достигая 120—140 м (Ангаро-Ленская зона).

М. М. Одинцов (1954а) на основании старых палеонтологических сборов определял возраст устькютской свиты как тремадок европейского разреза и озарк и бикмантаун североамериканской стратиграфической шкалы. Новые обширные сборы фауны последнего десятилетия подтвер-

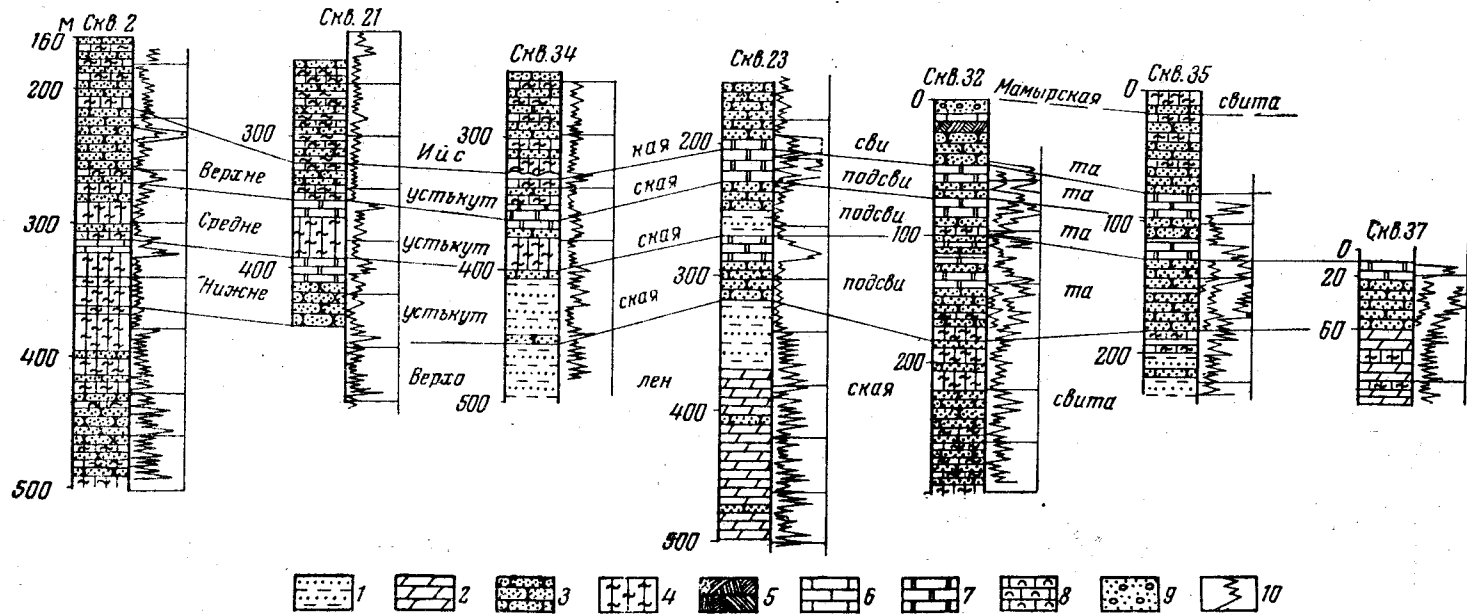


Рис. 29. Схема сопоставления разрезов ордовика по скважинам Бурхун-Кобской площади и профиля Тайшет—Лена
 1 — алевролиты; 2 — мергели; 3 — песчаники; 4 — аргиллиты; 5 — косослонные песчаники; 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — водорослевые доломиты и известняки; 9 — наносы; 10 — диаграммы электрокоррозии

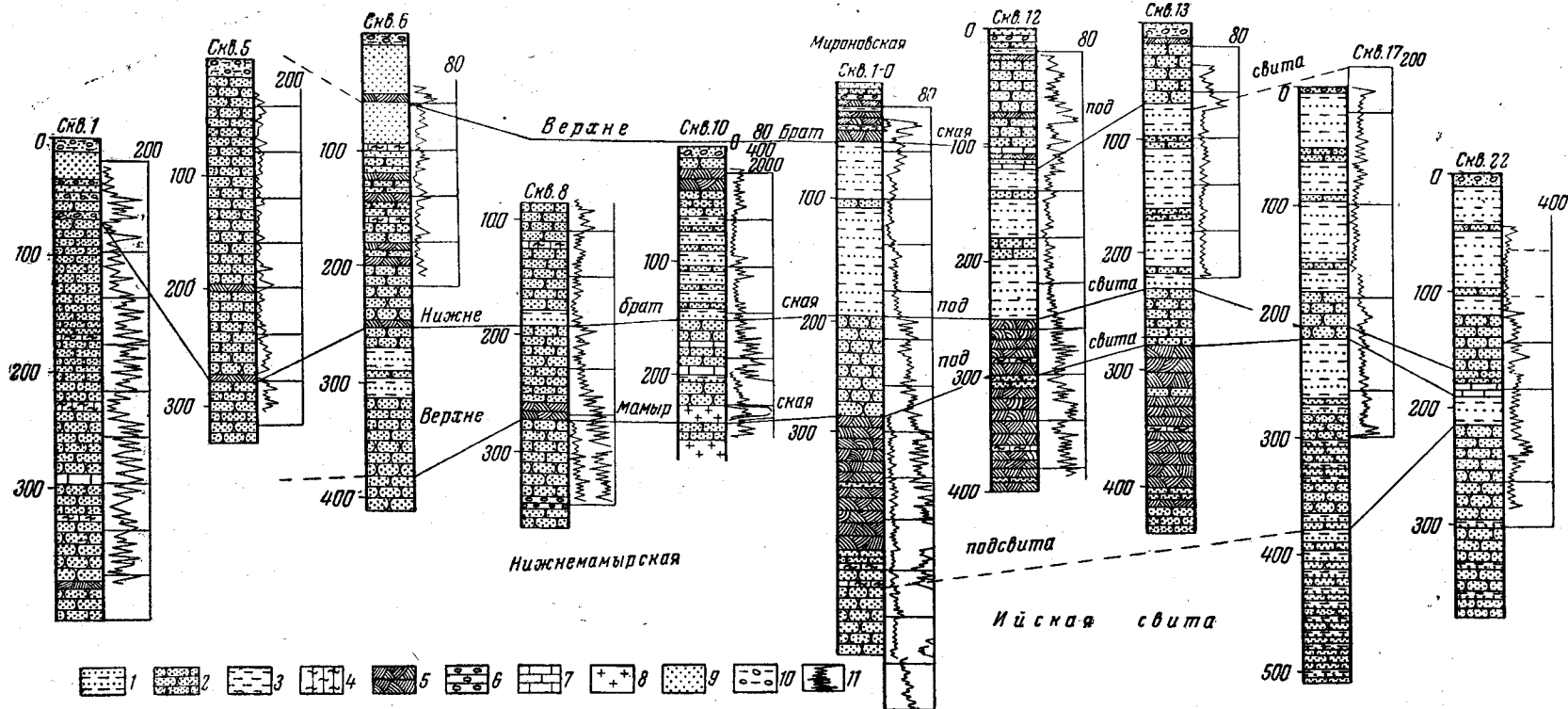


Рис. 30. Схема сопоставления разрезов ордовика по скважинам профиля Тайшет — Мирово — Братск

1 — алевриты; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — аргиллиты; 5 — косослоистые песчаники; 6 — конгломераты; 7 — известняки; 8 — пластовые интрузии трапов; 9 — пески; 10 — наносы; 11 — диаграммы электрокаротажа

дили справедливость отнесения большей части устькутских отложений к низам нижнего ордовика.

Нижняя часть устькутской свиты, ее нижняя и средняя подсвиты, содержат довольно богатый комплекс фауны, установленный с большей или меньшей полнотой во всех выделенных структурно-фациальных зонах. Брахиоподы представлены *Finkelburgia bellatula* Ulr. et Coop., *F. ponderosa* Andr., *Obolus* sp.; головоногие — *Levisoceras mercurius* (Bill.), *Proterocameroceras sibiricum* Bal., *Proterocameroceras* sp.; трилобиты — *Protoplimerops primigenius* Ang., *Pliomerops primigenius* (Ang.), *Glaphurus coronatus* Z. Max., *Glaphurus* sp., *Hystericurus* sp., *Angelina* sp. и *Triarthrus* sp.

Большинство из перечисленных форм характерно для озаркских отложений Северной Америки и имеет широкое распространение в породах устькутского яруса Сибирской платформы. Трилобиты *Angelina* и *Triarthrus* найдены на Сибирской платформе впервые О. Н. Андреевой (р. Ока) и, по заключению З. А. Максимовой, сходны с нижеордовикскими трилобитами Аргентины.

Верхнеустькутская подсвита отличается некоторым обновлением фауны. В составе брахиопод появляются *Syntrophopsis arcansasensis* Ulr. et Coop., *S. utahensis* Ulr. et Coop., найденные Андреевой по рекам Лене и Ангаре (у д. Зерма), и *Angarella lopatini* Ass. Трилобиты представлены *Batyuriscops* sp., *Pliomerops* sp. и *Biolgina sibirica* Z. Max.

Брахиоподы рода *Syntrophopsis* повсеместно характеризуют верхнюю половину нижнего ордовика — бикмантаун Северной Америки — и на Сибирской платформе типичны для чуньского яруса.

С чуньским же ярусом связано, по-видимому, и наиболее раннее появление нового рода трилобитов *Biolgina* и брахиопод *Angarella*.

Помимо перечисленных групп ископаемой фауны, по всему разрезу устькутской свиты в бассейнах рек Бирюсы, Оки, Ии и Ангары обнаружены остатки разнообразных гастропод: *Tropidodiscus procer* Pern., *T. subacutus* (Ulr.), *Tropidodiscus* sp., *Scenella affinis* Ulr. et Scof., *S. mentrealense* Bill., *S. compressa* Bill., *Scenella* sp., *Archinacella powersi* Ulr. et Scof., *A. subrotunda* Ulr. et Scof., *A. visconsinense* Ulr. et Scof., *Microceras inornatum* (Hall), *Palaeacmaea humilis* Ulr. et Scof., *Palaeacmaea* cf. *tipica* (Hall), *P. laevigata* Pern., *Cyrtolites* cf. *ornatus* Cong., *Sinuites* cf. *angulatus* (Eichw.), *Sinuites* sp., *Eotomaria* aff. *canalifera* Ulr. et Scof., *Triblidium* sp., *Bucania* sp., большая часть которых известна главным образом из нижнего ордовика (Северная Америка); они являются общими для всего нижнего отдела ордовика Иркутского амфитеатра.

Палинологическими исследованиями последних лет (Гутова и др., 1959 г.) в отложениях устькутской свиты обнаружены остатки спор, относимых к родам: *Protoleiosphaeridium* Tim., *Leioaletes*, *Trachyaletes*, *Ocridoaletes* и др.

Фаунистическая характеристика различных частей устькутской свиты, таким образом, несколько различна и позволяет обе нижние ее подсвиты отнести к устькутскому ярусу, тогда как за верхнеустькутской подсвитой признается чуньский возраст (схема О. И. Никифоровой). Вместе с тем следует заметить, что как по литологическим признакам, так и по составу палеонтологических остатков граница устькутского и чуньского ярусов нижнего ордовика остается до некоторой степени условной. Особенно это касается бассейнов рек Бирюсы, Оки и

Ии, где брахиоподы *Syntrophopsis* не найдены, трилобиты редки, а фауна гастропод одина для всего нижнего ордовика.

Ийская свита, залегающая на устькутской, соответствует верхам чуньского яруса унифицированной схемы Никифоровой.

Это совершенно своеобразная и довольно мощная (до 400—450 м) красноцветная формация, занимающая самостоятельное положение в нормальном разрезе нижнего палеозоя Иркутского амфитеатра. Свита выделяется впервые. До последнего времени самостоятельное стратиграфическое значение отложений, ныне выделенных в ийскую свиту, было неясным. Большинство исследователей, следуя за Г. Ф. Крашенинниковым (1935), не придавало этому комплексу самостоятельного значения, а рассматривало его как местную (окскую или ийскую) фацию мамырской свиты. Имела место и другая точка зрения, высказанная О. Н. Андреевой (1955), согласно которой этот комплекс считался аналогом верхнего красноцветного горизонта устькутской свиты (по В. Ю. Черкесову) верховьев р. Лены. Как та, так и другая точка зрения оказалась ошибочной. Причина заблуждения кроется, с одной стороны, в сравнительно частых изменениях окраски пород, с другой — в неповсеместном развитии свиты вследствие имевшего место перерыва в осадконакоплении в восточной части амфитеатра в конце ийского времени. Свита имеет наиболее полный разрез в Присяянской зоне, где и представлен ее стратотип.

В Ангаро-Ленской зоне мощность свиты уменьшается, здесь верхняя ее часть размывта, а восточнее в бассейне р. Лены (на участке Киренск—Усть-Кут и севернее) отложения ийской свиты вообще отсутствуют в разрезе. В бассейне р. Киренги ийской свите соответствует нижняя часть криволицкой свиты Н. В. Фроловой (1955б). Переход от устькутской свиты к ийской постепенный. За нижнюю границу ийской свиты принимаются появляющиеся в разрезе красноцветные алевролитово-песчаные отложения, в которых встречается редкая фауна брахиопод *Obolus* sp., *Angarella lopatini* A s s. и гастропод *Microceras inornatum* Hall., *Tropidodiscus* sp.

Литологический облик осадков ийской свиты в районах ее развития повсеместно достаточно выдержан. Свита сложена исключительно терригенными осадками — песчаниками, алевролитами, алевро-пелитами при явном преобладании песчаников. Среди последних часты разнозернистые и грубозернистые разности, косая слоистость, грубые волноприбойные знаки и следы трещин усыхания на поверхностях напластования. Окраска отложений довольно пестрая, широко распространены красноцветные песчаники и алевролиты. По данным буровых работ и детальным геологическим съемкам отмечается трехчленное деление свиты: нижняя подсвита характеризуется преимущественно алевролитово-аргиллитовым составом при подчиненном значении песчаников, средняя подсвита преимущественно песчаниковая, верхняя — песчано-алевролитовая, причем в ее разрезе появляются грубые псаммитовые песчаники.

Подсвиты ийской свиты достаточно уверенно выделяются при картировании в масштабе 1:200 000 и при более детальном съемках. Отчетливо выделяются они и по скважинам, где их сравнительно легко можно узнать как по литологическому облику, так и по электрокаротажу.

Мощность нижней подсвиты колеблется от 130—110 м (Присяянская зона) до 70—40—0 м (Ангаро-Ленская зона); средняя подсвита достигает 60 м мощности (Присяянская зона); мощность верхней под-

свиты изменяется от 270 м в центральной части Присаянской зоны до 0 м на северо-востоке бассейна (Ангаро-Ленская зона).

В настоящее время имеются все основания утверждать, что столь резкие, а по площади весьма контрастные изменения мощности ийской свиты связаны с перерывом в осадконакоплении, установившемся в предсреднеордовикское время. Так, если в пределах Окско-Ийского и Чуно-Бирюсинского водоразделов свита представлена всеми тремя подсвитами, то уже в среднем течении р. Ангары (район поселка Зарьска) из ее разреза полностью выпадает вся верхняя, наиболее мощная подсвита при одновременном сокращении мощности нижней и средней подсвит. На Ангаро-Илимском водоразделе, восточнее поселка Зарьск, в скв. 35 структурного профиля Тайшет — Лена отсутствует не только верхняя подсвита, но и средняя. Скважиной вскрыты породы зеленого цвета мамырской свиты (интейские или мироновские слои), которые залегают прямо на нижней подсвите ийской свиты, имеющей здесь мощность 44 м.

Еще далее на восточной периферии бассейна, в верхнем течении р. Лены, ийская свита полностью выпадает из разреза. Точно такая же картина наблюдается и на северной периферии Ангаро-Ленской зоны. Так, ийская свита, по-видимому, почти полностью отсутствует в низовьях р. Илима, по р. Тубе, на Непско-Кутском водоразделе, в среднем течении р. Лены и в других местах.

На северо-западе амфитеатра (Мурско-Чунская зона) она достигает значительной мощности (160—180 м, по В. С. Карпышеву), но разрез свиты в этом районе, вероятно, также неполный.

Контакт ийской и мамырской свит, наблюдаемый на отдельных площадях, также как и описанный выше анализ их соотношений, свидетельствует о перерыве в осадконакоплении, имевшем место на грани нижнего и среднего ордовика.

Из приведенных данных можно заключить, что в конце чуньского времени ход седиментации в Иркутском амфитеатре определялся в основном двумя формировавшимися в это время структурными элементами — прогибом, охватывавшим Чуно-Бирюсинскую структурно-фациальную зону и южную периферию Ангаро-Окинскую, а также относительным поднятием, распространившимся на Ангаро-Ленскую зону. Указанные структуры продолжали свое развитие в той или иной форме на протяжении всего ордовика, а возможно, силура и девона.

Следует отметить, что старые стратиграфические схемы Л. М. Шорохова (1931), Ф. Ф. Отгена и других исследователей, изучавших ордовикские отложения в бассейнах рек Оки и Ии, как раз и отражают в значительной степени внутреннее строение ийской свиты. Так как эта свита слабо развита в восточной части бассейна — в Ангаро-Ленской зоне, — сопоставление разрезов ордовика Присаянья и рек Ангары и Лены приводило к ошибкам.

Фаунистическими остатками бо́льшая, нижняя часть свиты бедна. Здесь эпизодически встречаются редкие остатки брахиопод *Obolus* sp., *Lingula* sp., *Angarella lopatini* Ass. и гастропод *Ophileta* cf. *levata* (Vanux), *Microceras inornatum* Hall, *Archinacella subrotunda* Ulr. et Scof., *Palaeacmaea humilis* Ulr. et Scof., обычных для чуньского яруса Сибирской платформы.

Большим разнообразием отличается комплекс фауны, развитый в отложениях верхней песчаниковой пачки ийской свиты, выделяемой под различными наименованиями — тиртеройских, нижнеинтейских,

Большеокинских, вихоревских и подмироновских слоев, — мощностью 25—40 м, возрастное положение которых остается дискуссионным.

Помимо брахиопод *Angarella lopatini* Ass., *A. obrutschewi* Ass., *A. jaworowskii* Ass., образующих скопления в виде ракушечниковых банок, представителей семейства Obolidae, в отложениях пачки установлены остатки головоногих — *Proterocameroceras* cf. *brainerdi* Whitef., *Proterocameroceras* sp., *Cyrtendoceras* cf. *ruedemanni* Ulr. et Foerste, *Intejoceras syphocentricum* Bal., *Protocycloceras* sp., *Cycloceras* sp.; гастропод — *Archinacella subrotunda* Ulr. et Scof., *Archinacella* cf. *frakfortensis* Ulr., *Sinuities* sp., *Bellerophon* sp., *Pararaphistoma qualteriatum* Schloth., *P. schmidti* var. *prisca* Koken; ракообразных — *Angarocaris punctatus* Tchern., *A. tchekanowskii* Tchern., *Chachareiocaris punctatus* (Schm.), *Obrutschewia* (?) sp. и табулят — *Cryptolichenaria* sp.

Наибольшее разнообразие форм встречено в обнажениях пачки по р. Вихоревой, на острове Интей (Ангара) и по р. Оке у с. Большеокинского.

Значение брахиопод *Angarella* как исключительно нижнеордовикской формы в настоящее время оспаривается, вследствие того что в ряде мест они обнаружены в отложениях криволуцкого яруса среднего ордовика (в нижнемамырской подсвите Мироновской опорной скважины, в среднем течении р. Ии, в отложениях мамырской свиты по р. Оке у с. Долоново).

Головоногие *Proterocameroceras brainerdi* (Whitef.) известны из нижнего ордовика р. Мойеро и слоев Canadian Северной Америки. *Cyrtendoceras ruedemanni* в Северной Америке и Южной Маньчжурии развиты исключительно в нижнем ордовике. *Protocycloceras* также характерен преимущественно для нижнего ордовика. Род *Cycloceras* имеет широкое вертикальное распространение и без точных определений не может быть руководящим. Состав гастропод также нижнеордовикский, так как большинство из них ведет свое существование с усть-кутского века и в средний ордовик не переходит. Исключение составляют *Pararaphistoma qualteriatum* Schloth., известная как в нижнем, так и в среднем ордовике, и *Pararaphistoma schmidti* var. *prisca* Koken, развитая в среднем ордовике Прибалтики.

Распространение ракообразных в разрезе ордовикских отложений еще не выяснено. Так, род *Angarocaris*, признанный О. Н. Андреевой за нижнеордовикскую форму, встречен позднее в отложениях криволуцкого яруса (по р. Вихоревой в слоях с *Geisonoceras* и *Girardevia*, по р. Оке у с. Долоново и др.). Известные в настоящее время фаунистические остатки свидетельствуют о нижнеордовикском возрасте включающих их отложений, среди которых появляются отдельные элементы среднеордовикской фауны.

Изменение режима водного бассейна в сторону обмеления — развитие грубозернистых песчаных фаций с банками ангарелл с одновременным сокращением режима изоляции (приведшего к резкому упадку в развитии фауны на протяжении середины чуньского века) — способствовало в конце чуньского века некоторому оживлению в развитии нижнеордовикской фауны. Существенное обновление ее наступило несколько позже, начиная с мироновских (верхнеинтейских) слоев, когда появился целый ряд совершенно новых родов в составе всех основных

групп животных ордовикского периода — брахиопод, наутилоидей, гастропод и трилобитов.

Резкое обновление фауны, имеющее место на границе нижнего и среднего ордовика, на юге платформы подтверждает существование перерыва в осадконакоплении, предшествовавшего среднеордовикской трансгрессии.

Появление среднеордовикских форм приурочено к самым верхним горизонтам пестроцветных песчаников и алевролитов, которые, вероятно, относятся уже к среднему ордовика.

Комплекс спор ийской свиты по сравнению с комплексом устькутской (Гутова и др.) отличается большим разнообразием форм, причем некоторые из них, например *Leioaletes subglobosus* sp. nov. (A v v.), *Trachyaletes contortuplicatus* sp. nov. (A v v.), *Lophoaletes tener* sp. nov. (K u l.), распространены только в ийской свите и выше по разрезу, но не встречены в устькутской свите.

Средний ордовик

Мамырская свита охватывает весь средний отдел ордовика. Она имеет региональное распространение во всех структурно-фациальных зонах ордовикского бассейна. Наиболее полно выражена, лучше изучена и охарактеризована фаунистически мамырская свита в Ангаро-Ленской структурно-фациальной зоне, где отложения ее служат стратотипом среднего отдела ордовика для Иркутского амфитеатра и представлены песчаниками и алевролитами, часто пестроокрашенными; характерной особенностью свиты является ее фосфоритонность.

Нижняя граница свиты более отчетливо наблюдается в восточной части бассейна, где отложения среднего ордовика залегают со скрытым несогласием на устькутских породах нижнего ордовика вследствие выпадения из разреза осадков чуньского яруса — ийской свиты. В Ангаро-Окинской структурно-фациальной зоне нижняя граница свиты также устанавливается по перерыву в осадконакоплении между отложениями мамырской и ийской свит и появлению в разрезе серых песчаников и алевролитов нижних горизонтов мамырской свиты. Верхняя граница, по-видимому, здесь связана с местным перерывом и определяется сравнительно четко по появлению в разрезе красноцветных песчано-аргиллитовых отложений с зеленовато-голубыми пятнами, характерных для братской свиты верхнего ордовика.

В Присянской структурно-фациальной зоне, где литологический облик братской свиты несколько иной, верхняя граница мамырской свиты также устанавливается по смене серо-желтых или пестрых, часто гравелитистых песчаников красными и лиловыми песчанистыми и слюдистыми алевролитами, местами с внутрiformационными конгломератами с уплощенной галькой.

Мамырская свита довольно отчетливо разделяется на две подсвиты: нижнемамырскую и верхнемамырскую. Нижнемамырская соответствует криволицкой свите Ленского разреза, хорошо известной в литературе (В. Обручев, 18926 и др.), и криволицкому ярусу О. И. Никифоровой (1955), а на Ангаре к этой подсвите относятся верхнеинтейские слои серо-зеленых алевролитов, которые, сохраняя свой облик, прослеживаются глубокими буровыми скважинами и непосредственно в обнажениях и в Ангаро-Окинской и в Присянской зонах, являясь, таким об-

разом, хорошим опорным горизонтом криволуцкого яруса среднего ордовика для всего бассейна. Однако при сравнительно хорошо выдерживаемся литолого-фациальном облике пород подсвита мощность ее претерпевает существенные и нередко довольно быстрые колебания. Наибольшую мощность она имеет в Присаянской зоне (183 м), в Ангаро-Окинской зоне она уменьшается до 50—45 м и даже до 25 м, а в Ангаро-Ленской зоне снова возрастает, достигая 48—55 м.

Верхняя граница нижнемамырской подсвиты устанавливается по появлению выше в разрезе кварцевых светлых гравелитистых песчаников верхнемамырской подсвиты, относимой к мангазейскому ярусу.

Фаунистическая характеристика подсвиты, позволяющая уверенно говорить об ее относительном геологическом возрасте, довольно обширна. Трилобиты представлены *Homotelus lenaensis* Z. Max., *Basilicus* cf. *marginalis* (Hall); брахиоподы — *Lenorthis girardi* Andr., *Rafinesquina* sp., *Angarella lopatini* Ass.; головоногие — *Geisonoceras drummondi* (Bill.), *Ormoceras* sp., *Cycloceras* sp.; гастроподы — *Pararaphistoma schmidti* var. *prisca* Koken, *P.* cf. *qualteriatum* (Schloth.), *Archinacella gigantea* Koken, *Eotomaria* cf. *suprocingulata* Bill., *Liospira* cf. *eugenia* Bill. и ракообразные — *Girardevia musculus* Andr., *Angarocaris punctatus* Tchern., *Chachareiocaris* sp., *Obrutschewia* sp., *Schamanocaris* sp.

Трилобиты — *Basilicus marginalis*, *Homotelus* sp., головоногие *Geisonoceras drummondi* и брахиоподы — *Rafinesquina* sp. позволяют параллелизовать эти отложения с ярусом чези Северной Америки и средним ордовиком Западной Европы.

Верхнемамырская подсвита соответствует чертовской свите и нижней части макаровской ленского разреза В. Ю. Черкесова и мангазейскому ярусу О. И. Никифоровой на р. Ангаре. В Присаянской структурно-фациальной зоне она сложена преимущественно грубыми кварцевыми песчаниками, часто косослоистыми. В Ангаро-Окинской и Ангаро-Ленской структурно-фациальных зонах в составе верхнемамырской подсвиты также значительно распространены грубозернистые, иногда гравелитистые песчаники. Однако в северо-восточной части Ангаро-Ленской зоны, в бассейне среднего течения р. Лены и по р. Непе, большое распространение имеют алевролиты и глинистые отложения чертовской свиты.

Палеонтологический материал, характеризующий возраст подсвиты, установлен лишь в бассейнах рек Илима и Лены в составе: трилобиты — *Calliops* sp., *Isalau* sp.; брахиоподы — *Mimella panna* Andr., *Camarotoechia* sp., *Rafinesquina* sp.; мшанки — *Stigmatella ilimica* Modz., головоногие — *Michelinoceras* sp., *Ormoceras* sp., *Sactoceras jokoiamai* (Kob.) и остракоды.

Комплекс спор мамырской свиты (обеих ее подсвит) является наиболее богатым как по количественному содержанию спор, так и по видовой принадлежности, в нем представлены почти все группы спор, известные в отложениях ордовика. Вместе с тем он резко отличается от комплексов других свит значительным преобладанием спор *Trachyaletes contortuplicatus* sp. nov. (Avv.), *T. resistens* sp. nov. (Kul.), а также большим количеством спор *Trachyaletes vulgaris* sp. nov. (Kul.), *Trachyaletes meniscaplicatus* sp. nov. (Avv.), *Leioaletes tener* sp. nov. (Kul.) (Гутова и др.).

Мощность верхнемамырской подсвиты достигает наибольших значений в центральной части Присаянской зоны — 71—80 м (по Миронов-

ской опорной скважине); в Ангаро-Окинской зоне (в среднем течении р. Ии) она колеблется от 50—45 м до 15—0 м в низовьях р. Оки; в Ангаро-Ленской зоне мощность подсветы варьирует от 80—90 м (в среднем и нижнем течении р. Илима) до 40—45 м (в верховьях р. Лены); на южной периферии этой зоны, где подсвета сложена почти исключительно ожелезненными песчаниками кварцевого состава, ее полная мощность достигает 70—80 м.

Наиболее мощный и, по-видимому, полный разрез мамырской свиты известен в Присаянской зоне (Мироновская опорная скважина), где она достигает мощности 250—260 м; в восточном направлении мощность свиты постепенно уменьшается до 100—130 м, причем уменьшение происходит за счет обеих подсвет. В распределении фаций мамырской свиты обнаруживается ряд важных особенностей. Наиболее грубые фации мелководья локализуются вдоль юго-западной периферии Присаянской зоны, а также в центральной части Чуно-Бирюсинского водораздела, на большей же части Ангаро-Ленской зоны они имеют более глубоководный характер.

Таким образом, фации и мощности отложений мамырской свиты указывают на то, что в среднем ордовике сохраняются структурные особенности бассейна, которые наметились еще в ийское время, т. е. отчетливо выделяются Присаянский прогиб и полоса, тяготеющая к Прибайкалью. Наряду с этим в мамырское время начинается поднятие Ангаро-Окинской зоны.

Верхний ордовик

Верхний отдел ордовика представлен братской свитой, относящейся к долборскому ярусу схемы О. И. Никифоровой. Отложения этого отдела распространены по всей территории бассейна. На р. Лене они описывались под названием макаровской свиты, на р. Ангаре получили наименование братской свиты, а в Присаянской структурно-фациальной зоне — бирюсинской свиты.

Братская свита. По литологическому составу и внешнему облику отложения братской свиты довольно однообразны и представлены красными аргиллитами, алевролитами и песчаниками, реже встречаются мергели. Для Ангаро-Ленской структурно-фациальной зоны характерна ее гипсоносность. По западной периферии бассейна (Присаянская зона) отложения верхнего ордовика несколько меняют свой состав и внешний облик. Их кирпично-красная окраска сменяется буровато-лиловой, количество глинистого материала уменьшается, гипсоносность и известковистость исчезают, увеличивается значение песчаных фракций в составе пород и их слюдистость, появляются конгломераты.

Нижняя граница братской свиты устанавливается не везде достаточно четко. Тем не менее, для большей части рассматриваемой территории она прослежена по появлению в разрезе над верхнемамырской подсветой красных аргиллитов с характерными пятнами. Местами (например, на р. Непе) литологическая смена осадков между средним и верхним отделами ордовика сопровождается и появлением новых форм фауны.

Определенный интерес представляют соотношения братской и мамырской свит в Ангаро-Окинской зоне. Если во многих случаях наблюдается постепенная смена песчаных пород мамырской свиты братскими красноцветными отложениями, иногда с широким развитием

пестроцветных алевролитов в составе верхнемамырской подсвиты (например, чертовская свита р. Лены и т. д.), то здесь контакт упомянутых свит очень четкий и резкий. Сразу же на светлых грубых кварцевых песчаниках верхнемамырской подсвиты, а иногда на других отложениях (окрестности сел Долоново и Долгий Луг, низовья р. Оки) с резко выраженным контактом залегают красноцветные аргиллиты братской свиты с характерными зелеными пятнами — «глазками». В основании ее здесь отмечается маломощный (0,1—0,2 м) прослой кварцевого гравелита, переходящий иногда в мелкогалечниковый конгломерат. В аргиллитах и алевролитах братской свиты рассеяны скопления гравия и более мелкие зерна кварца. Имея в виду такой характер контакта свит, а также резкие колебания мощности верхнемамырской подсвиты, вплоть до полного выпадения ее из разреза, чего не наблюдается в других зонах, есть основание в некоторых местах Ангаро-Окинской зоны предполагать местный перерыв в седиментации (на грани верхнего и среднего ордовика). Геологические данные, свидетельствующие о перерыве осадконакопления, подтверждаются и палеонтологическим материалом.

О. Н. Андреева (1955) в низовьях р. Оки подметила выпадение из разреза слоев с фауной мангазейского яруса и объяснила это местным перерывом. Дополнительные сборы фауны в указанном районе подтвердили этот вывод. Перерыв, как об этом можно судить по имеющимся материалам, охватывал не всю Окско-Ийскую зону, а локализовался вдоль более или менее выдержанной полосы почти меридионального простирания, начинающейся на юге приблизительно на широте Тиртеройского утеса (р. Ия) и проходящей в северном направлении между г. Братском и пос. Заярск (р. Ангара); далее на север зона перерыва не прослежена.

Верхняя граница братской свиты, по-видимому, представляет собой поверхность размыва, на которой залегают отложения силура.

Внутреннее строение свиты вследствие монотонности разреза изучено еще недостаточно, но, вероятно, она должна быть разделена на две подсвиты, из которых нижняя сложена преимущественно аргиллитами и алевролитами, а в верхней значительная роль принадлежит песчаникам. Двучленное деление братской свиты выдерживается и в Чуно-Бирюсинской структурно-фациальной зоне, несмотря на иной литологический состав пород.

Братская свита в пределах рассматриваемой территории фаунистически слабо охарактеризована. В бассейнах рек Чуны, Непы и Илима в ее отложениях встречены головоногие — *Ormoceras* cf. *tuberculum* Val., *Ormoceras* sp., *Sactoceras jokoyamai* (Kob.), *Armenoceras asiaticum* Endo средне- и верхнеордовикского возраста; брахиоподы — *Camarotoechia* sp.; гастроподы — *Pararaphistoma qualteriatum* (Schloth.); пеллециподы и ракообразные — *Angarocaris punctatus* Tchern., из которых *Ormoceras* cf. *tuberculum* — *Camarotoechia* являются общими для долборского яруса Сибирской платформы.

Комплекс спор братской свиты беднее комплекса мамырской свиты в видовом и количественном отношении, но основные виды спор среднего ордовика в ней сохраняются. Главной особенностью комплекса является присутствие в нем в большом количестве своеобразных спор с широким периспорием — *Zonales* *speciosus* sp. nov. (Bog.) и *Zonales* *inanis* sp. nov. (Kul.) и большое количество спор группы *Micrystridium*.

Необходимо указать, что в определении стратиграфического объема отложений, составляющих братскую свиту, мы следуем за В. П. Масловым (1932а, 1954). Породы ярской свиты, выделенные этим исследователем, а позднее Г. Ф. Крашенинниковым (1935) и М. М. Одинцовым (1937а), включенные в состав братской свиты, имеют самостоятельное значение.

Огромный интерес представляют данные по фациям и мощностям братской свиты, поскольку это позволяет по-новому понять палеогеографию и палеотектонику конца нижнего палеозоя. Наименьшие значения мощностей свиты и ее подбит известны в центральной части и на северной периферии Ангаро-Окинской зоны, где они колеблются от 180 до 200 м; в северо-восточном направлении, в Ленской зоне, мощность свиты незначительно возрастает, достигая 200—230 м; в западном направлении, в Присаянской зоне, происходит значительное увеличение ее мощности, которая вблизи предгорий Восточного Саяна достигает 400—450 м. Вдоль юго-западной периферии Присаянской зоны братская свита представлена фацией предгорий, и здесь в ней ведущее место принадлежит грубым псефитам, конгломератам и гравелитам. По мере удаления от Восточного Саяна эти фации в разрезе замещаются фациями солоноватых лагун, роль грубых отложений резко уменьшается и в разрезе преобладают алевролиты и аргиллиты. Зона фациального перехода охватывает полосу шириной около 120—130 км. Далее на восток в Ангаро-Окинской и Ангаро-Ленской зонах верхнеордовикские отложения представлены типичными лагунными осадками с гипсом и глиптоморфозами по каменной соли, но в Ангаро-Окинской зоне отмечается большее распространение песчаников, а в Ангаро-Ленской — более высокая гипсоносность свиты.

Приведенные данные свидетельствуют о значительной палеогеографической и палеотектонической дифференцированности верхнеордовикского бассейна осадконакопления.

Совершенно отчетливо выделяется Присаянский передовой прогиб (как по мощности, так и по фациям). С другой стороны, не выражен или почти не выражен предполагавшийся ранее прогиб в сторону Прибайкалья (Васильев и др., 1957а). Во всяком случае, судя по характеру фаций, нет никаких оснований предполагать, что в верхнем ордовике Прибайкальская складчатая зона была горной страной.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

Отложения силурийского возраста лишь очень недавно выделены в разрезе палеозоя Иркутского амфитеатра. До выделения ордовикских отложений в самостоятельную систему к верхнему силуру (готландию) Г. Ф. Крашенинниковым, М. М. Одинцовым и другими геологами относились породы кежемской свиты, в которых почти не было найдено окаменелостей. Так как эти породы залегают преимущественно на слабо обнаженных водоразделах, в геологическом и палеонтологическом отношении они изучены совершенно недостаточно.

Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют отнести к нижнему ярусу силура (ландовери) песчано-карбонатные и глинистые породы, со скрытым несогласием налегающие на отложения дол-

Система		Отдел		Ярус		Санта		Подсанта		Мощность в м		Б А С С Е Й Н Ы Р Е К															
Силур		Нижний		Лиланоческий		Кежемская		Верхняя		100-120		Бирюсы		Чуны		Охи		Ии		Ангары		Илима		Лены			
Средний	Верхний	Добровский	Брагская	Верхняя	90-100																						
				Нижняя	100-175																						
	Средний	Мамырская		Верхняя	10-75																						
	Криволикий		Нижняя	50-125																							
	Чуновский	Ийская	Верхняя	15-55																							
	Средняя			35-70																							
	Нижняя			60-130																							
Верхняя	Устькутский	Устькутская	25-35																								
Средняя			40-50																								
Нижняя			30-40																								
Верхняя	Верхний	Верхнеомский																									

борского яруса верхнего ордовика. За ними сохраняется установившееся в литературе название кежемской свиты.

Кежемская свита. Отложения этой свиты распространены преимущественно в северной и северо-западных частях Иркутского амфитеатра, доходя в Присаянском прогибе почти до устья р. Туманшета. В фациальном отношении они не выдержаны. В центральных районах амфитеатра на Ангаро-Илимском и Ангаро-Чунском водоразделах эти отложения подразделены на две подсвиты, из которых нижняя сложена слабо сцементированными серыми кварцевыми песчаниками, средне- и мелкозернистыми, иногда гравелистыми и железненными. В разрезе редко присутствуют маломощные слои зеленовато-серых мергелей и доломитов. Верхняя подсвита представлена красными алевролитами, аргиллитами и мергелями, переслаивающимися с толстоплитчатыми известково-глинистыми песчаниками светлой окраски. Эти отложения литологически сходны с братской свитой верхнего ордовика.

В Присаянье силурийские отложения начинаются базальными конгломератами с галькой пород братской свиты и более древних отложений мощностью до 10—12 м. Выше следуют кварцевые песчаники и пестроцветные глинисто-песчаные отложения. Общая мощность силурийских отложений составляет 200—250 м.

Эти отложения, по-видимому, соответствуют ждановской и ярской свитам В. П. Маслова, а также кежемской свите Г. Ф. Крашенинникова.

Палеонтологический материал по силурийским отложениям Иркутского амфитеатра не слишком обилен. Широко известны брахиоподы *Camarotoechia* sp., близкие *Camarotoechia ramosa* Andr., и *Coelospira* sp.

В бассейне р. Илима и в верховьях р. Чукши обнаружены табуляты *Palaeofavosites* sp. nov. (Sok. in coll.) и ругозы *Streptelasma* sp. Головоногие представлены *Sactoceras* sp. и *Michelinoceras* sp.

Каждая из перечисленных форм в отдельности встречается как в верхнеордовикских, так и в силурийских отложениях, тогда как в комплексе эта фауна типична для нижнесилурийских отложений севера Сибири.

Этот комплекс фауны позволяет условно определить возраст отложений как силурийский, сопоставив его с меикской свитой бассейна р. Вилюя (ландовери). Фациально кежемская свита значительно отличается от преимущественно карбонатных отложений меикской свиты, но это можно объяснить общим изменением фаций силурийского бассейна в сторону большей терригенности к южной периферии бассейна.

Приведенные выше данные по ордовикским и силурийским отложениям Иркутского амфитеатра позволяют сделать некоторые общие выводы:

1. Ордовикские отложения Иркутского амфитеатра, подчиняясь в стратификации осадков единой биостратиграфической схеме, предложенной для Сибирской платформы О. И. Никифоровой, в то же время обладают некоторыми специфическими чертами, отражающими менее устойчивый режим ордовикских бассейнов Иркутского амфитеатра по сравнению с внутренними районами платформы (табл. 5).

2. Для Иркутского амфитеатра можно считать доказанным факт регионального перерыва в осадконакоплении на границе нижнего и среднего ордовика. Учитывая то, что данные о таком перерыве имеются для территории Сибирской платформы в целом, а также для Китая и Американского континента (перерыв между сериями бикмантаун и

чези), есть основания предполагать, что в конце нижнего — начале среднего ордовика имела место фаза диастрофизма, проявившаяся и в Сибири. Вследствие этого граница среднего и нижнего ордовика в амфитеатре четко выражена как геологически, так и палеонтологически.

3. Ход седиментации в ордовикском и отчасти силурийском бассейнах внутреннего поля Иркутского амфитеатра контролировался формирующимися на всем протяжении верхней половины нижнего палеозоя крупными структурными элементами — Присаянской впадиной (прогибом), Ангаро-Окинским поднятием и сравнительно устойчивой областью в полосе Прибайкалья. В тесной связи с отмеченной структурной зональностью находится фациальная зональность.

4. Силурийские отложения в Иркутском амфитеатре представлены значительно менее полным разрезом по сравнению с северными районами платформы. Это явилось следствием более активного развития в южных районах платформы колебательных движений соответствующих этапов каледонского диастрофизма.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

В конце XIX столетия девонский возраст предполагался для большей части нижнепалеозойских осадочных отложений внутреннего поля Иркутского амфитеатра (Богданович, Яворовский и др.). Последующие исследования показали, что это представление является ошибочным, так как почти все отложения, относившиеся к девону, в действительности имеют ордовикский и силурийский возраст. Лишь в северо-западной части амфитеатра, в бассейнах рек Туманшета и Бирюсы, подобные отложения, описанные Ф. Н. Брусницыным (1889), А. С. Хоментовский (1938а) считал девонскими.

Они были выделены и описаны М. М. Одинцовым (1937а) под названием кежемского комплекса, в Тайшетском районе. Как было установлено исследованиями Одинцова, они слагают узкую полосу по Удино-Бирюсинскому водоразделу, не распространяясь в глубь Иркутского амфитеатра, и залегают на отложениях братской свиты. Однако в 1958 г. В. А. Коницким констатируется залегание их на отложениях, относимых этим геологом к кежемской свите силура. В 1956 г. В. С. Карпышевым на основании находок некоторых органических остатков в отложениях кежемского комплекса было высказано предположение о девонском возрасте этих отложений.

Как показали геологические съемки, выполненные в 1958 г. на Удино-Бирюсинском водоразделе геологами В. Т. Комаревским, М. Ф. Каршиной, В. А. Коницким, А. Н. Сачуком, и маршрутные исследования О. П. Алексеевой, девонские отложения широко распространены по левому берегу р. Туманшета и на водоразделе рек Бирюсы и Уды (Чуны). В направлении на северо-запад девонские отложения Удино-Бирюсинского водораздела непосредственно сливаются с девонским полем Канско-Тасеевской депрессии (рис. 31). Они представлены двумя сериями осадков — нижнедевонской, возможно, включающей и средний отдел девона, и верхнедевонской.

Отложения нижнего и среднего девона распространены по левым берегам рек Туманшета и Бирюсы и представлены преимущественно

кластогенными песчано-конгломератовыми породами, среди которых залегают пласты известняков. В геологическом отношении они еще недостаточно изучены и пока не могут быть расчленены достаточно обоснованно. Несколько лучше изучены верхнедевонские отложения.

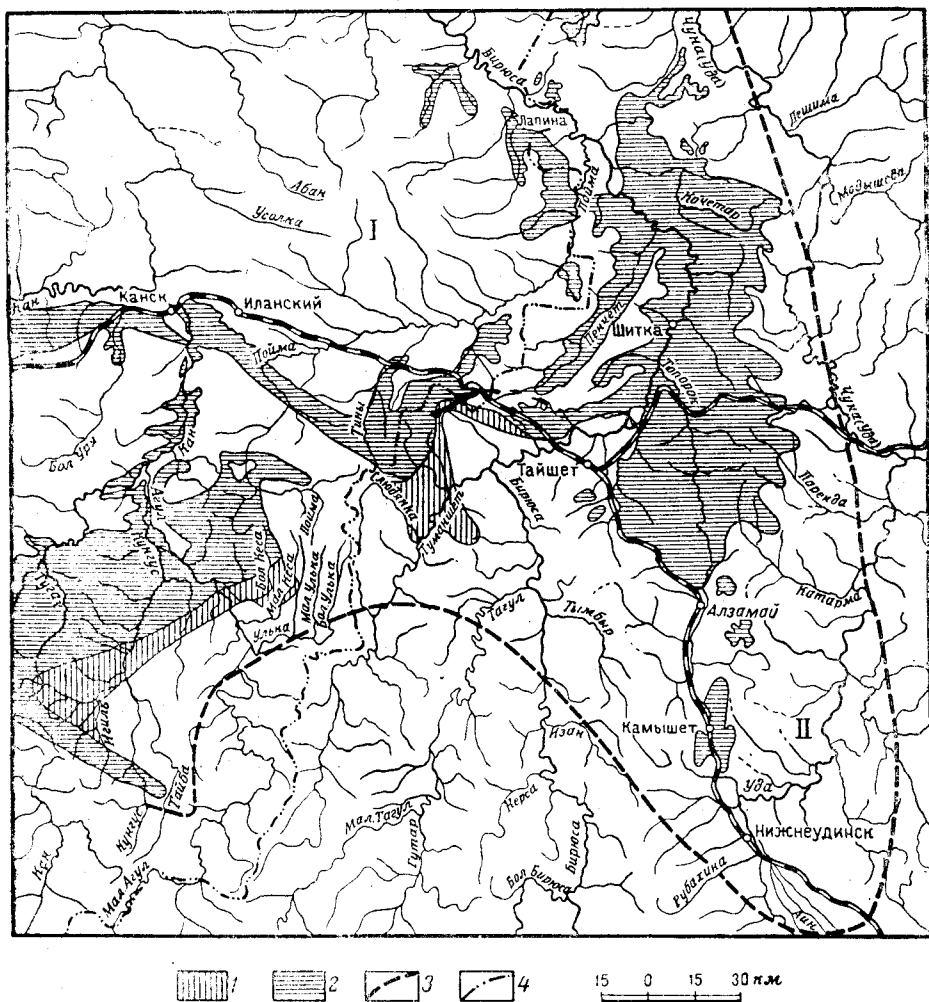


Рис. 31. Схема распространения девонских отложений в Присаянском прогибе Иркутского амфитеатра

1 — нижне- и среднедевонские отложения; 2 — верхнедевонские отложения «камышетского комплекса» и их аналоги; 3 — современный контур девонского прогиба; 4 — граница между депрессиями.
I — Канско-Тасеевская депрессия, II — Присаянский прогиб

По наблюдениям М. М. Одинцова, в основном подтвержденным работами последних лет, рассматриваемые отложения состоят из нескольких свит различного состава, а может быть, и возраста.

Баероновская свита. В основании разреза залегают баероновская свита песчаников и алевролитов желтых, зеленых, фиолетовых,

вых, с прослоями, переполненными растительным детритом. В разрезе встречаются также гравелистые песчаники (ст. Камышет) с обильными включениями зерен красной и розовой яшмы. По наблюдениям Коницкого, в нижнем течении р. Топорок в основании баероновской свиты залегают мелкогалечные известковистые конгломераты с галькой подстилающих пород, играющие роль базального горизонта. Характерной особенностью девонских песчаников является присутствие в составе тяжелой фракции минералов ультраосновных пород — пироба и хромсодержащего диопсида. Общая мощность свиты достигает 80—100 м.

Топорокская свита. Выше залегает топорокская свита, состоящая из красно-бурых алевролитов и аргиллитов, темно-серых и белых пахучих известняков и известковистых песчаников, связанных с известняками постепенными переходами. Мощность свиты составляет 75—100 м.

Характерной особенностью пород свиты является широко развитое, особенно в известняках (менее — в песчаниках), явление окремнения. Кремнистые образования встречаются в форме сфероидальных стяжений до 1 м в диаметре, мелких неправильных зерен, ветвящихся жилок, образующих тонкую сеть; кроме того, они выполняют трубчатые каналы в известняках. Последняя форма особенно характерна для пластов известняков, встречающихся у станций Камышет (Восточно-Сибирской ж. д.) и Нижняя Гоголевка (Лейской ж. д.). Трубчатые стяжения кремня диаметром до 2 см (чаще 0,5—1,5 см) пронизывают толщу породы преимущественно нормально по отношению к поверхности напластования, часто дают дихотомическое ветвление, обычно заканчиваются в породе тупо закругленным окончанием.

Описываемые отложения палеонтологически охарактеризованы еще очень недостаточно. Трубчатые кремнистые образования в известняках топорокской свиты пока не изучены. В. П. Масловым они предварительно определяются как строматолиты водорослевого происхождения. В 1958 г. В. А. Коницкий и А. Н. Сачуком, а также О. П. Алексеевой в отложениях баероновской свиты были собраны растительные остатки (у станций Камышет и Нижняя Гоголевка), среди которых Ю. Н. Ермолаевым и М. М. Одинцовой определены лепидофиты. Палинологическое изучение проб, пока не завершенное, не дало еще определенных результатов.

Строматолиты могут указывать на девонский возраст вмещающих их отложений, но находки остатков лепидофитов в отложениях баероновской свиты говорят о более молодом возрасте. — верхнем отделе девона или нижнем карбоне. Рассматривая вопрос о возрасте описываемых отложений, необходимо иметь в виду распространение девонских отложений северо-западнее — в Канском бассейне и Рыбинской впадине.

Отложения баероновской и топорокской свит литологически очень близки к верхнедевонским образованиям Рыбинской впадины, в частности к породам кунгусской свиты. Характерной особенностью пород топорокской и баероновской свит, общей с девонскими отложениями Рыбинской впадины, является интенсивное окремнение и распространение в них розовой и красной яшмы. Находки остатков лепидофитов сближают баероновскую свиту с чаргинской свитой Рыбинской впадины, возраст которой определяется как средний девон.

Описываемые отложения можно выделить в самостоятельную толщу в составе палеозойского осадочного покрова под наименованием камышетского комплекса — по названию района, где известен их полный раз-

рез. Возраст камышетского комплекса на основании изложенного выше определяется как средний — верхний девон.

М. М. Одинцовым в составе кежемского комплекса в качестве верхнего члена разреза выделялась караульская свита рыхлых песчаников и песков, грубозернистых и гравийных, преимущественно кварцевых, часто железистых.

Геологические исследования последних лет показали, что первоначально в состав караульской свиты были включены образования различного геологического возраста и происхождения — песчаные отложения юры, в которых ныне найдены остатки юрских растений, элювиальные отложения девонских и ордовикских пород и, возможно, отложения пермо-карбона. Все это свидетельствует о том, что «караульскую свиту» нужно исключить из разреза палеозойских отложений Иркутского амфи-театра.

Из приведенных новых данных могут быть сделаны некоторые общие выводы:

1. Присаянский прогиб, отчетливо проявившийся в Иркутском амфи-театре в ордовике и силуре, продолжал свое развитие и в девоне, особенно в конце девона.

2. Развитие Присаянского прогиба в девоне было связано с формированием на юго-западе Сибирской платформы впадин — Рыбинской и Канско-Тасеевской. В верхнем девоне Присаянский прогиб явился частью структуры Канско-Тасеевской депрессии — ее юго-восточным периклинальным окончанием.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Отложения, условно отнесенные к девону, распространены в центральной части Восточного Саяна между реками Ией и Агулом. Межгорные впадины, выполненные девонскими отложениями (между реками Удой и Агулом), вытянуты в северо-западном направлении и примыкают непосредственно к девонской Рыбинской впадине, в которой они достаточно хорошо расчленяются.

Другая, прерывистая полоса этих пород имеет широтное простирание и протягивается от верховьев р. Ин до верховьев р. Хана (правый приток р. Уды).

Первые сведения о девонских отложениях рассматриваемой части Восточного Саяна имеются у И. А. Молчанова. В бассейне р. Малой Бирюсы он выделил две толщи: туфолавовую, которую относил к силуру, и конгломератово-песчаниковую. Последнюю он считал аналогом абаканской нижнедевонской толщи. В 1939 г. В. Г. Дитмаром, занимавшимся изучением центральной части Восточного Саяна, в верховьях рек Агула, Тагула и Бирюсы была выделена толща нижнедевонских конгломератов, залегающих, по мнению этого исследователя, на силурийских эффузивных и осадочных породах.

В 1939—1940 гг. И. А. Кобеляцкий, проводивший геологическую съемку в бассейнах рек Гутара и Бирюсы, как и Молчанов, выше кембрийских отложений выделил две толщи: эффузивную, которую он отнес к верхнему силуру, и конгломератово-песчаниковую, возраст которой он определил в пределах от верхнего силура до нижнего девона.

Обе эти толщи были выделены С. К. Криволаповым и Г. П. Вологодским (1941 г.) в верховьях рек Тагула и Агула и отнесены к силу-

рийским образованиям, причем положение этих толщ в разрезе района было изменено, а толщу эффузивов они считали верхнесилурийской. Л. П. Серовым и П. А. Смольским (1944 г.) относительное положение и возраст этих толщ, распространенных в верховьях р. Агула, было определено также.

В 1954—1955 гг. рассматриваемые эффузивные отложения по р. Тагулу изучались А. Н. Рассказчиковым и П. В. Осокиным при крупномасштабной геологической съемке. Этими авторами была обнаружена галька эффузивных пород, весьма похожих на гальку в базальных конгломератах карагасской свиты, являющейся самой нижней свитой нижнего кембрия. На этом основании эффузивная толща была отнесена ими к верхнему протерозою.

Отложения, распространенные к востоку в этой же полосе северо-западного простирания, в междуречье Уды и Малой Бирюсы, изучались в 1956 г. О. П. Алексеевой. Здесь ею были выделены три разновозрастных комплекса: 1) верхнерхинская эффузивная толща, отнесенная условно к образованиям нерасчлененного кембро-силура; 2) конгломератово-песчаниковая киченская свита условно девонского возраста; 3) нерхинские конгломераты, которые, судя по составу гальки, являются наиболее молодыми образованиями и отнесены к среднему — верхнему девону.

Маршрутом С. В. Обручева (1941 г.) в верховьях р. Ии был установлен покров эффузивов, имеющий широтное простирание. Конгломераты, встреченные С. П. Коноплевым (1935 г.) по р. Утхуму и отнесенные им условно к девону, скорее всего являются юрскими, так как вблизи от их выходов по р. Ие О. П. Алексеевой (1958) обнаружена мощная толща конгломератов с отпечатками растительных остатков, указывающих на их юрский возраст.

На продолжении этих отложений к западу, в верховьях р. Кара-Бурени, в небольших грабнях А. Е. Лисицыным и В. Н. Тимофеевым в 1954 г. выделены песчано-конгломератовые отложения условно верхнесилурийского возраста. Эти геологи сопоставляют рассматриваемый песчано-конгломератовый комплекс с подобными отложениями северо-восточной части Тувы, в которых была обнаружена многочисленная фауна верхнесилурийских брахиопод.

На геологической карте все распространенные в перечисленных участках отложения отнесены условно к девону. Среди них выделяются (снизу): 1) верхнерхинская толща; 2) киченская свита; 3) нерхинские конгломераты. В 1956 г. О. П. Алексеева составила разрез верхнерхинской эффузивной толщи и киченской свиты и установила их относительное положение в разрезе.

Верхнерхинская толща. Наиболее древней среди рассматриваемых отложений девона является эффузивная верхнерхинская толща. Она располагается среди пород широко распространенного огнитского интрузивного комплекса. Судя по составу рвущих эту толщу жил, прослеживающихся вблизи контакта с огнитской интрузией, представленный фельзит-порфирами и ортофирами, огнитский интрузивный комплекс прорывает эффузивную нерхинскую свиту.

Эффузивы верхнерхинской толщи расланцованы и имеют моноклиальное северо-восточное падение сланцеватости (азимут СВ 5—20°) под углом 30—40°. Эффузивный покров этой толщи в бассейнах рек Нерхи и Кичени имеет ширину 13—15 км и протяженность до 25—30 км.

По р. Нерхе, в ее левом склоне (вниз по течению от устья р. Шендеги), верхненерхинская свита имеет следующий разрез (снизу):

- | | |
|---|-------------|
| 1. Фельзит-порфиры зеленовато-лиловые, тонкозернистые, окварцованные, выше по разрезу они сменяются полосчатыми окварцованными фельзит-порфирами. Структура этих пород порфировая, основной массы — микрофельзитовая; акцессорные минералы представлены рудным, цирконом, апатитом | 75—80 м |
| 2. Фельзит-порфиры альбитизированные, светлые, почти белые, слегка зеленоватые с тонкой темно-зеленой пятнистостью, образующие постепенные переходы в красные и лиловые эффузивы того же состава. От окварцованных эффузивов они отличаются отчетливым проявлением альбитизации калиевого полевого шпата как во вкрапленниках, так и в основной массе и присутствием альбитизированного плагиоклаза. Во вкрапленниках он приобретает структуру шахматного альбита | 35—40 „ |
| 3. Фельзит-порфиры красной и лиловой окраски, переслаивающиеся с альбитизированными фельзит-порфирами, светлыми, тонкослоистыми | 7—8 „ |
| Перерыв около 170—180 „ | |
| 4. Ортофиры с оливином, альбитизированные, зелено-серые и красновато-коричневые с крупными вкрапленниками полевого шпата красной и белой окраски
Далее с неясным соотношением, но скорее всего выше по разрезу прослеживаются: | 175—180 „ |
| 5. Диабазы порфировидные, оливиновые, зелено-темно-серые с миндалекаменной текстурой (пустоты, имеющие размер до 3 см, выполнены кварцем, хлоритом и серпентином); вкрапленники плагиоклаза (размер 0,5×2,7 мм) располагаются в основной массе, имеющей диабазовую структуру и сложенной альбитизированным плагиоклазом и пироксеном (частично замещенным лейкоксеном и рудным) | 300—350 „ |
| 6. Альбитизированные и карбонатизированные породы типа измененных кислых эффузивов, характеризующиеся грязно-лиловой окраской, тонкозернистым строением и присутствием редких вкрапленников полевого шпата | 50 „ |
| 7. Ортофиры альбитизированные с оливином | 15 „ |
| 8. Диабазы порфировидные | 10 „ |
| 9. Агломератовая лава ортофира (или туфогенные брекчии), состоящая из обломков красных и черных эффузивов различной окатанности с округлыми пустотами, выполненными кальцитом; для этих пород характерно присутствие в лаве ортофирного состава с флюктуационной и трахитовой структурой кусков туфов и фельзитов | 10 „ |
| 10. Диабазы порфировидные, черные, мелкозернистые, плотные и пузыристые, местами с редкими вкрапленниками белых полевых шпатов | около 150 „ |
| Общая мощность эффузивной толщи около 1000—1100 м. | |

Верхняя часть этой толщи здесь не прослеживается, так как контакт эффузивов с киченской свитой по р. Нерхе тектонический.

Рассланцованные эффузивы, встречающиеся на водоразделе рек Огнита и Мизры в их верховьях, относятся, очевидно, к этой же толще. Нерассланцованные породы эффузивного облика, встречающиеся среди пород огнитского интрузивного комплекса, несомненно, принадлежат краевой фации этой интрузии.

Западнее породы эффузивной толщи прослеживаются в бассейнах рек Гутара, Тагула и Агула. В бассейне р. Гутара, по данным И. А. Кобеляцкого, эффузивы образуют отдельные покровы площадью около 2 км², распространенные также среди граносиенитов и представляющие, очевидно, ксенолиты в этой интрузии. Мощность покровов, по данным Кобеляцкого, от 300 до 500—600 м. Этот исследователь среди эффузивов

выделяет кислые и основные разности, сопровождающиеся туфами и туфобрекчиями, и отмечает частую перемежаемость этих пород. Кроме того, он указывает, что основные эффузивы являются более древними образованиями и генетически связаны с интрузией основных пород, рвущих отложения кембрия, а более молодые кислые эффузивы — с граносиенитовой интрузией.

Основные эффузивы представлены биотитовыми, амфиболовыми, авгитовыми, андезитовыми, лабрадоровыми и кварцевыми порфиритами. Для них характерны пилотакситовая, интерсертальная, гиалопилитовая и офитовая структуры. В их состав входят плагиоклаз, моноклинный пироксен, амфибол, биотит, кварц, рудный минерал; из аксессуарных — апатит, рутил, сфен; из вторичных — хлорит, хризотил, эпидот, цоизит, серицит, иддингсит и бурые окислы железа.

Среди основных пород встречаются прослой связанных с ними туфов и туфобрекчий. Они состоят из угловатых обломков основных эффузивов, включенных в основную массу, имеющую литокластическую или порфирную структуру.

Кислые эффузивы представлены фельзитами, фельзитовыми порфирами, кварцево-полевошпатовыми и бескварцевыми порфирами.

Среди эффузивов субщелочного ряда различаются трахитовые альбит-порфиры и офитовые трахитовые порфиры. Структура пород микрогранолепидобластовая с участками фельзитовой. Минералогический состав этих эффузивов следующий: главные минералы — плагиоклаз, калишпат, кварц; аксессуарные — пироксен, амфибол, биотит, апатит, циркон, сфен, рутил и рудный; вторичные — хлорит, эпидот, цоизит, кальцит, серицит.

Прослой туфов и туфобрекчий кислых эффузивов, очевидно, приурочены к верхней части эффузивной толщи.

Дальше к западу сплошное широкое поле эффузивов прослеживается от бассейна р. Гутара до бассейна р. Агула, где оно подходит к Рыбинской впадине, выполненной девонскими отложениями. Ширина этого покрова достигает 40 км, а протяженность его составляет более 100 км. В бассейне рек Тагула, Агула и Туманшета, по данным С. К. Криволапова, Г. П. Вологодского и Н. А. Флоренсова, среди эффузивов выделяются основные и кислые разности. Основные эффузивы представлены здесь плагиоклазовыми, диабазовыми и оливинно-диабазовыми порфиритами, диабазами, кварцевыми и авгитовыми андезитами, мандельштейнами, агломератовыми туфами. Наибольшее распространение имеют плагиоклазовые порфиры. Группа кислых эффузивов имеет меньшее распространение и представлена кератофирами, бескварцевыми порфирами и щелочными кварцевыми порфирами.

В юго-западной части покрова, в бассейне р. Агула, Л. П. Серов и П. А. Смольский (1944 г.) отмечают частую перемежаемость основных и кислых разностей эффузивов, свидетельствующую об их неоднократном излиянии. Они представляют здесь то темно-зеленые, почти черные плотные, то серые, розовато-серые и ярко-розовые породы с различными, иногда таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза, кварца, амфибола, пироксена; встречаются пористые и мелкоячеистые пятнистые разности (пустоты выполнены белым кальцитом). По составу среди них различаются кварцевые порфиры, кератофиры, андезиты, андезитовые порфиры и андезито-базальты. Андезиты и андезитовые порфиры имеют наибольшее распространение среди эффузивных пород.

Крайним восточным участком развития рассматриваемых покровов эффузивов является бассейн верховьев р. Ии, расположенный на расстоянии около 100 км от Нерхинского покрова.

Породы Ийского эффузивного покрова, встречаясь в развалах, наблюдаются на высоких водораздельных гольцах, гипсометрически выше пород сиенитового комплекса. На этом основании С. В. Обручевым был сделан вывод о том, что они перекрывают сиениты. Эффузивы представлены здесь амфиболовыми диабазами, плагиоклазовыми порфиритами и туфами плагиоклазовых порфиритов и в единичных случаях диабазовыми порфиритами и альбитофирами. Мощность их Обручев определяет в 500—600 м. Покров этих эффузивов, протягиваясь в широтном направлении, далее на запад распространяется в Тувинскую автономную республику. Подстилают его породы протерозоя, представленные известняками и сланцами. Работами О. П. Алексеевой (1958) не подтвердилось показанное Обручевым широкое развитие эффузивов в верховьях р. Ии. Здесь эффузивы встречаются преимущественно в дайках и местами (реки Дарлик и Ашкасок) образуют, очевидно, очень небольшие покровы.

О соотношениях нерхинской эффузивной толщи с киченской свитой можно судить по составу обломочного материала песчаников киченской свиты, позволяющему сделать вывод о налегании последней на эффузивы. Вывод Серова и Смольского о налегании эффузивов на конгломератово-песчаниковую толщу в бассейне р. Агула требует подтверждения и, возможно, связан с невыявленными тектоническими соотношениями этих образований, а также с присутствием прослоев песчаников среди эффузивов. Последнее подтверждается работами В. П. Руднева и Л. Я. Кайдаловой в бассейне р. Нерхи.

Тагульско-Агульский, Нерхинский и Ийский покровы эффузивов находятся почти на одной линии, имеющей северо-западное направление, которое сохраняет и ориентировка самих покровов, за исключением Ийского, имеющего широтное направление. Это связано, несомненно, с крупными разломами, имеющими характерное для всех крупных разломов Восточного Саяна, согласных с основной складчатостью, северо-западное простирание. Весьма частое чередование эффузивов различного состава является указанием на пульсирующий, многофазный характер излияний. Особенно пестрый состав эффузивов характерен для Нерхинского покрова.

Киченская свита. Породы киченской свиты имеют ограниченное распространение. Они наблюдаются всюду в ассоциации с отложениями верхненерхинской толщи. Киченская свита прослеживается в бассейне р. Уды, по р. Нерхе, в бассейне р. Малой Бирюсы, где она занимает весь бассейн р. Кичени и междуречье Малой и Большой Янгозы (между реками Малым Тагулом и Малым Агулом в их верховьях). Мелкие изолированные участки, зажатые в разломах, наблюдаются в верховьях р. Кара-Бурени.

В 1956 г. эти отложения, выделенные под названием киченской свиты, детально были изучены О. П. Алексеевой по рекам Нерхе (левый приток р. Уды) и Кичени (правый приток р. Малой Бирюсы). В результате проведенных здесь работ ею был составлен для отдельных участков разрез киченской свиты.

Отчетливые соотношения этой свиты с подстилающими отложениями не наблюдались. По р. Нерхе контакт ее с верхненерхинскими эффузивами тектонический. В бассейне р. Кичени породы киченской

свиты распространены среди интрузивных образований огнитского комплекса. По р. Малой Бирюсе контакт киченской свиты с протерозойской карбонатной толщей проходит по долине р. Нижней Тугурмы и не вскрыт эрозией.

Породы киченской свиты представлены преимущественно полимиктовыми песчаниками различной зернистости (чаще средне- и мелкозернистыми), зеленовато-серыми, серыми, светло- и грязно-вишневыми; реже встречаются алевролитово-карбонатные породы такого же цвета. В верхней части свиты наблюдаются серые мелкозернистые известняки и черные алевролиты. Для свиты характерны прослои конгломератов мощностью от 1 до 100 м, отличающиеся хорошей окатанностью гальки, состоящей преимущественно из известняков, кварцитов и гранитов.

Наиболее полный разрез киченской свиты прослеживается в бассейнах рек Кичени и Малой Бирюсы. Первая течет преимущественно по простиранию толщи, и разрез ее поэтому вскрыт эрозией недостаточно хорошо, проследить его удастся лишь по отдельным прерывающимся обнажениям.

Разрез свиты здесь следующий (снизу):

1. Песчаники карбонатные, мелкозернистые, серо-шоколадного и шоколадно-серого цвета с прослоями грубозернистых желто-серых песчаников, иногда с галькой кварцитов и розовых гранитов (размер до 10 см, окатанность хорошая). Характерны прослои конгломератов мощностью от 1 до 20 м. Галька конгломератов хорошо окатана и имеет размер до 20 см (чаще до 3 см) и состоит из биотитовых гранитов розового и светло-серого цвета, реже красных мелкозернистых песчаников и биотитовых гнейсов. В единичных случаях встречается галька трахипорфиритов темно-красного цвета с многочисленными (до 15%) вкрапленниками белых полевых шпатов (размер до 0,5 см). Цемент конгломератов представлен грубозернистыми буровато-серыми и гравелистыми зелеными карбонатными песчаниками, в которых 45—50% составляют полуокатанные обломки эффузивных пород преимущественно типа порфиритов и ортофирив, иногда полностью разрушенных и замещенных вторичными минералами (хлоритом и карбонатом). Кроме того, встречаются карбонатные породы, микросланцы, микрофельзиты, кварциты и регенерированные алевролиты, наблюдающиеся в Восточном Саяне в карагаской свите нижнего кембрия. 400—500 м
2. Песчаники среднезернистые карбонатные и алевролитово-карбонатные породы буро-, лилово- и темно-серого цвета; изредка в песчаниках встречается галька кварца, лейкократовых мелкозернистых гранитов и кварцитов. 500—700 „
3. Песчаники, которые начинаются прослоем конгломератов мелко- и крупногалечниковых. В последних размер гальки достигает местами 10—12 см, количество ее колеблется от 15—20 до 90—95%; она представлена разгнейсованными среднезернистыми гранитами, светло-серыми кварцитовидными породами, светло-серыми и бледно-розовыми кварцитами и розовыми тонкозернистыми карбонатными породами. Галька мелкогалечных конгломератов состоит почти исключительно из кварцитов. По р. Малой Бирюсе галька конгломератов этого же горизонта представлена преимущественно серыми, реже белыми тонкозернистыми песчанистыми известняками, в большом количестве встречаются серые мелкозернистые песчаники. Цемент состоит из грубозернистых зеленовато-серых карбонатных песчаников. 10—100 „
4. Песчано-карбонатные породы и песчаники, в нижней части лилово-темно-серые, выше по разрезу серые и зелено-серые мелко-, средне- и крупнозернистые, реже — темно-серые алевролитово-карбонатные породы. В песчаниках иногда встречаются мелкие зерна граната. 400—500 „
5. Песчаники карбонатные, розово-серые, светло-серые и грязно-шоколадные, слюдистые, мелко- и среднезернистые, слоистые, тонко- и среднеплитчатые, с перистой косой слоистостью. В нижней части этой толщи

- прослеживается прослой конгломератов мощностью около 20—25 м. Галька конгломератов составляет 80—90% от общей массы пород, окатана она очень хорошо и имеет размер от долей сантиметра до 15—20 см (преобладает до 5 см). В ней преобладают сливные серые, реже лилово-красные кварциты. Часто встречается кварцевая галька и галька гранит-порфиров и биотитовых гранитов. Изредка в гальке наблюдаются граносиениты, алевролиты шоколадного цвета, биотитовые гнейсы и мелкогалечниковые конгломераты с песчаниковым цементом. Цемент конгломератов состоит из песчаников красновато-бурых, крупно- и местами грубозернистых 250—300 м
6. Известняки темно-серые, мелкозернистые, вблизи интрузии скарнированные 250—300 „
- Общая мощность прослеженного здесь разреза 1800—2300 м

Разрез свиты, наблюдаемый по р. Нерхе, сложен зелено-серыми карбонатными песчаниками различной зернистости с прослоями конгломератов и песчанистых известняков и отличается меньшей, по сравнению с киченским разрезом, мощностью. Связано это, очевидно, с тем, что нижняя часть разреза здесь приурочена к тектоническому контакту, который проходит между киченской свитой и верхненерхинскими эффузивами. Общая мощность разреза здесь 800—850 м.

О налегании киченской свиты на верхненерхинскую можно судить, с одной стороны, по единичной гальке эффузивов, встречающейся в киченских конгломератах, с другой — по составу обломочного материала полимиктовых песчаников, являющихся наиболее распространенными среди пород киченской свиты. В обломочном материале этих песчаников широкое распространение имеют микрофельзиты, фельзиты, ортофиры и измененные порфириты. Все эти породы являются характерными разновидностями верхненерхинской свиты. Материал, за счет которого образовались киченские конгломераты, очевидно, поставлялся из областей, расположенных за пределами распространения эффузивной толщи, чем и объясняется редкое присутствие в конгломератах гальки эффузивов.

И. А. Кобеляцкий (1941 г.), описывая отложения этой свиты в бассейне р. Кичени под названием конгломерато-песчаниковой толщи, не совсем верно представляет ее разрез. Он указывает, что в основании ее прослеживается мощная толща базальных конгломератов, сменяющаяся выше песчано-галечными, а затем песчано-глинистыми отложениями; верхнюю часть свиты, по его данным, слагают пестроцветные песчаники.

Из приведенного выше описания видно, что киченская свита сложена полимиктовыми песчаниками с карбонатным цементом и алеврито-карбонатными породами с прослоями конгломератов. В верхней части разреза встречаются известняки и алевролиты.

Терригенные отложения, которые могут параллелизоваться с киченской свитой, наблюдаются в ряде мест к юго-востоку и западу от бассейна р. Кичени.

Один из участков, где распространены конгломератово-песчаниковые отложения, очень похожие на киченскую свиту, расположен в верховьях рек Агула и Тагула. Разрез этой толщи (по данным Л. П. Серова и П. А. Смольского, 1942 г.) начинается горизонтом зеленых полимиктовых песчаников с редкими и мелкими гальками кварцитов и микрокварцитов, окварцованных известняков и серицитово-хлоритовых сланцев. Выше по разрезу размеры и количество гальки увеличиваются и песчаники постепенно переходят в среднегалечные конгломераты. Галька их состоит из тех же пород, которые встречаются в гальке

залегающих ниже песчаников; кроме них, в гальке наблюдаются порфиры, фельзиты и катаклазированные граниты. Мощность этой толщи 800—1000 м. Серов и Смольский относят ее к нижнему силуру (по принятому в последнее время делению — к ордовику), отмечая, что толща туфов и эффузивов залегает выше конгломератов. Они указывают, что эффузивы на правом берегу р. Большой Янгозы залегают на песчаниково-конгломератовой толще и представлены основными и кислыми разностями, однако состав пород и условия залегания позволяют отнести их к девонским образованиям.

Киченская свита по р. Нерхе и в бассейне р. Агула характеризуется довольно пологой простой складчатостью с углами падения до 25°, изредка до 40°. В бассейне р. Кичени углы падения достигают иногда 60—70°. Судя по преобладающему моноклинальному падению пород при меняющихся углах, основным типом складчатости здесь являются флексуры, которыми легко объясняется резкое изменение углов падения.

Породы киченской свиты прорываются граносиенитовой интрузией, относящейся к девону.

В левом склоне р. Нерхи, в 0,8—1 км выше р. Мизры, на высоте около 150 м над руслом реки (20 м над небольшой седловиной, наблюдающейся здесь в склоне) О. П. Алексеевой встречена дайка гранит-порфиров, прорывающая черные алевролиты верхней части разреза киченской свиты. Гранит-порфиры имеют буровато-красную окраску, местами в них различимы вкрапленники полевого шпата. Мощность дайки около 4 м. Совершенно несомненно, что эта дайка, расположенная всего в 5 м от главного тела интрузии сиенитов, представляет апофизу этой интрузии, которая отделена от алевролитов задернованным участком протяженностью 1,5 м. Сиениты вблизи контакта тонкозернистые, эффузивного облика, а в 5 м от него — среднезернистые, ярко-красные. Ниже по течению реки в том же склоне на высоте 100 м наблюдается дайка гранит-порфиров, прорывающая конгломераты средней части разреза киченской свиты. Мощность ее 6 м. Гранит-порфиры в контакте с конгломератами представляют собой плотные красновато-лиловые микрозернистые породы с редкими вкрапленниками ярко-розового полевого шпата. Недалеко от контакта окраска их становится красноватой и количество вкрапленников увеличивается. Дайка кварцевых гранит-порфиров, прорывающая конгломератово-песчаниковую киченскую свиту, прослеживается в верховьях р. Мизры, в ее правом склоне. Она расположена в 50 м от контакта с большим массивом граносиенитовой интрузии.

На водораздельном хребтике, разделяющем реки Нерху и Мизру, в краевой зоне этой интрузии наблюдаются постепенные переходы через гипабиссальные сиенито-порфировые фации к фациям эффузивного облика — микрофельзитам и фельзитам. Подобные же переходы имеются и в левом склоне р. Хальты, в 1,2 км выше ее устья. Здесь в самой нижней части склона встречаются порфировидные сиениты, сменяющиеся вверх по склону кварцсодержащими сиенит-порфирами, а в самой верхней части у кровли интрузии вблизи ее контакта с вмещающими породами — агломератовыми фельзит-порфирами.

Условия, в которых отлагались породы киченской свиты, напоминают условия образования красноярской свиты карбона Кузнецкого бассейна, судя по весьма большому сходству их разрезов. Мощная толща киченских песчаников с прослоями конгломератов, несомненно, является континентальным образованием. Песчаники, состоя-

щие из очень плохо окатанного и несортированного обломочного материала, представленного чаще различными по составу породами, нередко косослоистые и характеризующиеся большой мощностью, вероятно всего, представляют собой тип эоловых отложений, связанный с мощным площадным сносом, обусловленным сильной ветровой деятельностью (тип «песчаного конуса», по Наливкину). Многочисленные прослои конгломератов, состоящих из гальки весьма разнообразных пород, по-видимому, не свидетельствуют о межформационных перерывах и не являются базальными, что можно было бы предположить по составу гальки. Скорее всего, они представляют отложения периодически появляющихся мощных горных потоков. Этим легко могут быть объяснены и линзовидность прослоев конгломератов и размещение их по простиранию песчаниками. Местами, в основном в период отложения верхней части свиты, представленной песчанистыми известняками и алевролитами, очевидно, возникали мелководные изолированные бассейны.

Возрастное положение верхненерхинской и киченской свит определяется в основном из параллелизации их разрезов с разрезами девонских отложений Рыбинской и других впадин (Васильев, Каленов и др., 1957а). Рассматриваемые отложения выполняют впадины, вытянутые в северо-западном направлении и расположенные на одной линии с Рыбинской впадиной, а эффузивы бассейна р. Агула являются, например, непосредственным продолжением эффузивов Рыбинской впадины. Как и последняя, эти впадины выполнены конгломератово-песчаниковыми отложениями, окаймляющимися по окраинам залегающими ниже эффузивными образованиями. Очевидно, образование Нерхинской, Агульской и Рыбинской впадин происходило одновременно, в девонское время. Началось оно с излияния эффузивов, которое и сопровождалось образованием вытянутых в северо-западном направлении депрессий. Пестрый состав эффузивов, чередование кислых и основных разностей туфов и эффузивов указывает на многофазность их излияния.

Залегающая выше киченская свита, по приведенным выше данным, лежит, вероятно, несогласно на эффузивной толще и представлена преимущественно континентальными отложениями. Прослои конгломератов, как уже отмечалось, являются русловыми отложениям древних рек.

На основании сравнения разрезов описанных выше отложений с разрезами девонских отложений Рыбинской впадины и смежных частей Восточного Саяна и Тувы верхненерхинская толща условно относится к нижнему отделу девона, а киченская свита — к среднему.

Нерхинские конгломераты. Наиболее молодыми из рассматриваемых образований, отнесенных условно к девону, являются слабосцементированные, часто валунные конгломераты, прослеживающиеся в нижнем течении р. Нерхи (левого притока р. Уды) и ее притока р. Мизры. Очевидно, они соответствуют тайбинским конгломератам, распространенным по р. Тайбе (бассейн р. Агула), и красным конгломератам, встречающимся на водоразделе рек Инжигея и Тагула.

Из трех пунктов (левый склон р. Нерхи около поселка Нерхи, тот же склон около устья р. Мизры и левый склон р. Хальты в ее нижнем течении) распространения нерхинских конгломератов О. П. Алексеевой в 1956 г. была собрана многочисленная разнообразная галька, имеющая размер до 70 см в диаметре (преобладает до 20—30 см) и характеризующаяся прекрасной окатанностью. Количество гальки состав-

ляет от 80 до 90% от общей массы пород. Размер ее увеличивается вверх по течению р. Нерхи. В нижнем течении наблюдается галька, не превышающая в диаметре 30 см (преобладает галька до 10—15 см в диаметре); выше по течению в левом склоне р. Нерхи (в 1 км ниже устья р. Мизры и непосредственно выше устья р. Большого Шибитоя) обломочный материал конгломератов состоит в основном из валунов размером до 30—40 см, реже 50—60 см, составляющих до 30—40% от общей массы валунно-галечного материала и 85—90% от всей массы пород. Сортированности гальки по составу и размеру не отмечается. Цемент очень рыхлый, состоит из карбонатных и глинисто-карбонатных, местами серицитизированных мелкозернистых песчаников серо-зеленого и светло-розовато-зеленого цвета. Конгломераты очень легко разрушаются.

В гальке нерхинских конгломератов по р. Нерхе (в ее нижнем течении) и по ее правому притоку р. Хальте преобладают эффузивные и туфогенные породы, среди которых различаются: фельзиты красного, лилово-красного и шоколадного цвета, фельзит-порфиры плотные, светло-красные, лилово- и вишнево-красные с отчетливым порфировым строением, лимонитизированные кварцевые порфиры красного, шоколадного и грязно-шоколадного цвета, часто с многочисленными (до 40%) вкрапленниками кварца; агломератовая лава фельзит-порфиров, представляющая красные с палевыми полосами породы; туфолавы фельзит-порфира, содержащие обломки фельзит-порфира и крупные (до 2—3 мм) вкрапленники полевого шпата. Реже встречаются кварцевые фельзит-порфиры, сиенит-порфиры и ортофиры, андезитовые порфириты, граниты и различные осадочные и метаморфические породы.

В левом склоне р. Нерхи напротив поселка того же названия в толще конгломератов наблюдаются очень редкие тонкие (до 20 см) прослой полимиктовых мелкозернистых песчаников розовато-серого цвета, сильно слюдистых (в обломочном материале — эффузивы типа порфиритов и микрофельзитов, в меньшем количестве — сиениты, сиенит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзиты и кремнистые и карбонатные породы).

По прослоям этих песчаников удается измерить элементы залегания конгломератов: аз. пад. СВ $15^{\circ}/5^{\circ}$. Конгломераты в обнажениях прослеживаются у русла реки, в высыпках в крутом склоне долины р. Нерхи они наблюдаются до высоты 200 м над дном долины, т. е. видимая мощность их около 200 м. Выше в склоне встречаются выходы эффузивов, аналогичных наблюдающимся в гальке конгломератов. Очевидно, контакт их с конгломератами тектонический, что подчеркивается прямолинейностью долины р. Нерхи на этом участке.

Выше по течению р. Нерхи, также в ее левом склоне, вблизи устья р. Мизры в прирусловых обнажениях крупногалечниковых валунных нерхинских конгломератов состав гальки в основном тот же, что и ниже по течению, но преобладающими здесь являются не эффузивы, а песчаники киченской свиты и карбонатные породы. В гальке этих конгломератов наблюдаются граносиениты, совершенно не отличающиеся от тех, которые прорывают киченскую свиту.

Конгломераты р. Нерхи, как и другие конгломераты междуречья Уды и Малой Бирюсы, изучал И. А. Молчанов (1928 г.). Он объединил их в одну толщу с песчаниками, считая конгломераты базальным гори-

зонтом красноцветной песчаниково-конгломератовой толщи, которую он отнес к девону.

На нерхинские конгломераты по составу, степени метаморфизма и тектонике похожи выделяемые С. К. Криволаповым, Г. П. Вологодским и Н. А. Флоренсовым тайбинские конгломераты. Они распространены по притоку р. Агула — р. Тайбе в виде очень небольших пятен. Эти конгломераты совершенно не метаморфизованы и состоят из гальки фельзитов, фельзит-порфиров и гранит-порфиров, цемент их песчаниковый, серый, мощность около 110 м, залегание — близкое к горизонтальному.

Очень большое сходство с нерхинскими конгломератами имеют также конгломераты, выделяемые Л. П. Серовым и П. А. Смольским на междуречье Тагула и Агула в верхней части песчаниково-конгломератовой толщи, наблюдающиеся в виде небольших пятен на водоразделе рек Инжигея и Тагула, в устье р. Сарапула, на левом склоне Тагула, в 1 км ниже устья р. Инжигея и на левом склоне долины р. Малого Агула. Это преимущественно красные крупногалечные конгломераты с прослоями зеленых и красных средне- и крупнозернистых песчаников.

Крупная, хорошо окатанная, реже полуокатанная галька конгломератов представлена порфиритами, фельзитами, кристаллическими известняками, полимиктовыми песчаниками, залегающими ниже конгломератов и параллелизирующимися с киченской свитой, хлоритово-кварцевыми микросланцами, углисто-глинисто-известковистыми сланцами, катаклазированными гранитами, кварцитами, окварцованными известняками, биотитовыми, биотитово-амфиболовыми и амфиболовыми гранитами, часто сильно давленными и катаклазированными, гранодиоритами, ярко-розовыми граносиенитами и сиенитами, гранит-порфирами, микросиенит-порфирами, туфами, пегматитами и кварцем.

Почти несомненно, что нерхинские и тайбинские конгломераты, а также конгломераты междуречья Тагула и Агула являются хорошо сопоставляющимися наиболее молодыми образованиями рассматриваемого комплекса. Об этом свидетельствуют следующие данные:

- 1) весьма слабая уплотненность цемента этих конгломератов;
- 2) присутствие в их гальке в заметном количестве песчаников киченской свиты;

- 3) наличие во всех указанных пунктах распространения конгломератов гальки, состоящей из гранит-порфиров и сиенит-порфиров, отличающихся весьма свежим обликом, слабым изменением и, несомненно, принадлежащих породам граносиенитовой девонской интрузии, прорывающей киченскую свиту. Этим самым время внедрения этой интрузии определяется периодом между отложением пород киченской свиты и нерхинских конгломератов.

Такой вывод о положении указанных конгломератов позволяет однозначно решать вопрос, вызывающий недоумение у многих исследователей, которыми, с одной стороны, отмечается метаморфизм пород киченской свиты в районе контакта их с граносиенитовой интрузией, и в то же время в гальке конгломератов этой свиты ими обнаружены породы этой интрузии.

Несомненно, что часть конгломератов, относимых ранее к песчаниково-конгломератовой толще, является более молодыми образованиями, отлагавшимися после внедрения граносиенитовой интрузии.

Важным условием для параллелизации рассматриваемых конгломератов является одинаковая, весьма слабая дислоцированность их. Как отмечалось, падение их приближается к горизонтальному.

Тайбинские конгломераты постепенно переходят в пестроцветные отложения девона р. Кана. В подобных же отложениях в других местах по рекам Кану и Кунгусу найдены остатки рыб, характерные для пород, переходных от среднего девона к верхнему девону, и обуглившиеся растительные остатки.

Очевидно, к нерасчлененным среднему — верхнему отделам девона следует относить и нерхинские конгломераты и конгломераты бассейнов верхнего течения рек Тагула и Агула.

Рассматриваемые отложения, отнесенные к девону, представленные эффузивами (верхнерхинская свита) и песчаниково-конгломератовыми толщами (киченская свита), типичны для межгорных впадин. Глубинные разломы, имеющие северо-западное простирание, с которыми было связано заложение этих впадин на западе (Рыбинской и Минусинской), продолжались, очевидно, и далее на восток, что подчеркивается совпадающим с направлением этих разломов простиранием пород нижнего и среднего девона в Рыбинской впадине и параллелизирующихся с ними свит в Нерхинской впадине. Эффузивная деятельность, сопровождавшая начало формирования впадин, сменялась накоплением мощных конгломератово-песчаниковых толщ. Такая последовательность в отложениях характерна как для Рыбинской и Минусинской девонских впадин, так и для Нерхинской. В первых двух впадинах к нижней толще девона относится эффузивная быскарская серия (нерасчлененный нижний и средний девон), сопоставляющаяся в Нерхинской впадине с верхнерхинской свитой. Выше ее залегают конгломератово-песчаниковые толщи (в Рыбинской впадине ассафьевская, оклерская, карымовская, павловская свиты, в Минусинских — толмаковская, сарагашская и бейская свиты), сопоставляющиеся с киченской свитой и относящиеся к среднему девону.

Весьма характерным является литологическое сходство рассматриваемых отложений с девонскими образованиями северо-востока Тувы. Там нижняя толща девона, индексируемая нижним его отделом, представлена эффузивной толщей пестрого состава (сайлыгская свита), залегающая выше ее сейбинская свита состоит из песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов и конгломератов.

Верхнедевонские отложения в Минусинской и Рыбинской впадинах залегают на породах среднего девона с несогласием, что, несомненно, имеет место и для рассматриваемых отложений. Об этом также свидетельствует наличие гальки киченских пород в нерхинских конгломератах, весьма пологое залегание этих конгломератов, а также присутствие в гальке пород огнитского интрузивного комплекса, прорывающего киченскую свиту.

На основании приведенных данных рассматриваемые толщи отнесены:

1) верхнерхинская, сопоставляющаяся с бискарской серией Рыбинской впадины и сайлыгской свитой Тувы, — к нижнему девону;

2) киченская, имеющая несомненное сходство со свитами среднего девона Рыбинской впадины и илеморовской свитой Тувы, — к среднему девону;

3) нерхинская условно относится к нерасчлененному среднему — верхнему девону.

ОБЩИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИИ НИЖНЕ- И СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Современное состояние геологической изученности отложений нижнего и среднего палеозоя на территории Иркутской области позволяет отметить некоторые общие черты, присущие им. Прежде всего, развитие геологической структуры внутреннего поля Иркутского амфитеатра и окаймляющих его складчатых зон в основном протекало и завершилось в кембрии, ордовике, силуре и девоне, т. е. в процессе каледонского диастрофизма, начиная от ранних фаз его до завершающих этапов. В девонском периоде море окончательно покинуло территорию амфитеатра, где, начиная с каменноугольного периода, установился континентальный режим, продолжающийся и до настоящего времени.

Отдельные стадии структурного развития амфитеатра и формирования его осадочного покрова в нижнем и среднем палеозое существенно отличались между собой. Различными были и условия формирования осадков в разных структурно-фациальных зонах на территории амфитеатра. Для ниже- и среднепалеозойских отложений, развитых на территории Иркутской области, может быть предложена корреляционная стратиграфическая схема (табл. 6), основанная на унифицированных и корреляционных стратиграфических схемах, опубликованных в 1959 г., принятых Межведомственным совещанием по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири (Ленинград, 1956), и на материалах исследований последних лет, отчасти нашедших свое отражение в легендах, разработанных для составления листов Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 по сериям Восточно-Саянской, Ангаро-Ленской и Прибайкальской.

Корреляционная схема построена в соответствии с принятым в настоящем издании геотектоническим районированием территории Иркутской области с выделением в ней следующих крупных структурно-фациальных зон: 1) внутреннего поля Иркутского амфитеатра; 2) каледонской складчатой зоны Восточного Саяна; 3) переходной (субгеосинклинальной) зоны Байкальской горной области (см. табл. 6)

Кембрийские отложения представлены на территории области тремя типами осадков: карбонатно-сланцевыми отложениями и эффузивными породами геосинклинального типа во внутренних частях Восточного Саяна, в верхнем течении рек Уды и Тагула; терригенными отложениями, развитыми в зоне, переходной между геосинклинальной областью и платформой, в бассейне среднего течения р. Витима в Байкальском нагорье, и, наконец, мощной толщей терригенных и хемогенных осадков, слагающих внутреннее поле Иркутского амфитеатра. Кембрийские отложения геосинклинальной зоны Восточного Саяна непосредственно принадлежат обширному кембрийскому бассейну Саяно-Алтайской геосинклинальной области, обнаруживая связь с соответствующими отложениями Тувы и Бурятии; терригенные отложения кембрия в Байкальской горной стране в свою очередь также представляют собой, видимо, краевые фации кембрийского геосинклинального бассейна Забайкалья. Кембрийские отложения внутреннего поля Иркутского амфитеатра продолжают непосредственно на юг разрез кембрийских толщ более северных районов платформы — Якутии и Тунгусского бассейна, отличаясь, однако, от последних некоторыми особенностями.

Корреляционная схема ниже- и среднепалеозойских отложений, распространенных на территории Иркутской области

Система	Отдел	Ярус	Унифицированная стратиграфическая схема* (решения Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири)	Частные стратиграфические схемы по структурно-фациальным зонам		
				Внутреннее поле Иркутского амфитеатра	Каледонская складчатая зона Восточного Саяна	Переходная (субгеосинклинальная) зона Байкальской горной области
Девонская	Верхний	Фаменский	Тубинский горизонт	Топорокская свита: известняки, алевролиты, песчаники		Девонские отложения не установлены
		Франский	Кохайский горизонт	Баероновская свита: песчаники, алевролиты с остатками флоры		
	Средний	Живетский	Бейский горизонт	Песчаники и конгломераты неопределенного стратиграфического положения	Киченская свита: песчаники, конгломераты, реже известняки и эффузивы	
			Илеморовский горизонт			
Нижний		Не расчленены		Верхнерхинская толща: эффузивы и туфы		
Силурийская	Верхний	Верхний лудловский			Силурийские отложения не установлены	Силурийские отложения не установлены
		Нижний лудловский				
	Нижний	Венлокский Лландоверский		Кежемская свита: песчаники, гравелиты, алевролиты с фауной — <i>Camarotoechia</i> sp., <i>Palaeofavosites</i> sp., <i>Sactoceras</i> sp., <i>Michelinoceras</i> sp.		
	Верхний	Долборский		Братская свита: песчаники, мергели, алевролиты, аргиллиты с фауной — <i>Camarotoechia</i> , <i>Schrenkia</i> , <i>Paraphiostoma</i> , <i>Armenoceras</i> , <i>Eurypterus</i> и др.		

Ордовикская	Средний	Мангазейский		Мамырская свита, верхняя подсвита: песчаники, алевролиты с фауной — <i>Lophospira</i> , <i>Stigmatella</i> , <i>Euprimitia</i> , <i>Ormoceras</i> , <i>Cycloceras</i> и др.	Ордовикские отложения не установлены	Ордовикские отложения не установлены
		Криволуцкий		Мамырская свита, нижняя подсвита: песчаники, алевролиты с фауной — <i>Lenorthis</i> , <i>Rafinesquina</i> , <i>Angarella</i> (?), <i>Apomatella</i> и др.		
	Нижний	Чуньский		Ийская свита: песчаники, алевролиты с фауной — <i>Angarella</i> , <i>Palaeoacmaea</i> , <i>Protocameroceras</i> , <i>Angarocaris</i> и др.		
		Устькутский		Устькутская свита: песчаники, известняки водорослевые с фауной — <i>Finkelburgia</i> , <i>Archinacella</i> , <i>Angarella</i> , <i>Scenella</i> и др.		
Кембрийская	Верхний	Не разделяется		Верхоленская свита: песчаники, мергели, аргиллиты, гипсы с фауной — <i>Kuraspis</i> , <i>Jahoiia</i> , <i>Verkholenella</i>	Верхне- и среднекембрийские отложения не установлены	Верхнекембрийские отложения не установлены
	Средний	Майский		Перерыв		
		Амгинский		Литвинцевская свита: известняки, доломиты с фауной — <i>Proasaphiscus</i> , <i>Namanoia</i> , <i>Bathynotus</i> и др.		

Система	Отдел	Ярус	Унифицированная стратиграфическая схема* (решения Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири)	Частные стратиграфические схемы по структурно-фациальным зонам		
				Внутреннее поле Иркутского амфитеатра	Каледонская складчатая зона Восточного Саяна	Переходная (субгеосинклинальная) зона Байкальской горной области
Кембрийская	Нижний	Ленский		Ангарская свита: доломиты, известняки с фауной — <i>Parapoliella</i> , <i>Pseudoteraspis</i> Булайская свита: доломиты Бельская свита: доломиты, ангидриты с фауной — <i>Bulaiaspis</i> Усольская свита: каменная соль, ангидриты		Нижняя янгудская свита с фауной: <i>Bulaiaspis</i> , <i>Namanoia</i> , <i>Ethmophyllum</i> и др.
		Алданский		Мотская свита: песчаники, аргиллиты, алевролиты, конгломераты Ушаковская (оселочная) свита: песчаники, конгломераты, алевролиты Карагасская свита: песчаники, алевролиты, доломиты, конгломераты	Хамсаринская серия — аналог (?) шивиликской и харальской свит Тувы	Мамаканская толща: Сидельтинская свита Верхняя падроканская свита Нижняя падроканская свита Гукитская свита

* Для девонских отложений в качестве унифицированной принята стратиграфическая схема девонских отложений межгорных впадин Алтае-Саянской горной области, для силурийских, ордовикских и кембрийских отложений — Сибирской платформы.

Стратиграфический разрез кембрийских отложений внутреннего поля амфитеатра наиболее изучен и охарактеризован палеонтологическим материалом. Начинается он снизу ушаковской и мотской свитами, кластогенными по литологическому составу и относящимися к алданскому ярусу нижнего отдела системы. Отложения алданского яруса являются основными нефтеносными толщами нижнего кембрия Иркутского амфитеатра, что может свидетельствовать о сравнительно высокой концентрации органического вещества в осадках. К сожалению, в настоящее время еще нет возможности выделить синхроничные им образования в Восточном Саяне и Байкальской горной стране. Фауна, найденная в кембрийских отложениях в бассейне среднего течения р. Витима, принадлежит более высоким горизонтам.

Не решен окончательно вопрос и о возрасте карагасской свиты, подстилающей в Присаянье ушаковскую (оселочную) свиту нижнего кембрия и не имеющей аналогов в остальной части области. Карагасская свита, возраст которой определяется одними исследователями как верхний протерозой или рифей (синий), а другими — как нижний кембрий, распространена в северо-западной части Присаянья, далее на северо-запад уходя на территорию Красноярского края. Если признать за свитой кембрийский возраст, то следует предположить на северо-западе Иркутского амфитеатра существование в самом начале кембрийского периода глубокого Присаянского прогиба, выполненного осадками карагасской свиты. Существование такого прогиба в последующей истории амфитеатра — в кембрии, ордовике, силуре, и девоне — прослеживается довольно отчетливо.

Структурой другого типа в начале кембрия явилась юго-восточная часть амфитеатра (Прииркутская глыба), где отсутствуют отложения ушаковской свиты и разрез алданского яруса начинается мотской свитой. Следующим этапом в развитии кембрийского седиментационного цикла явилось формирование мощной соленосной толщи в основании ленского яруса нижнего кембрия, начавшееся уже в конце мотского «века» и продолжавшееся во время образования усольской свиты. В этот период почти на всей территории амфитеатра происходило массовое накопление хлористого натрия при сравнительно незначительном выпадении хлористого калия и магнезия. Нижнекембрийский соленосный бассейн внутреннего поля Иркутского амфитеатра выходит далеко за пределы области, распространяясь на территорию Красноярского края и Якутии, и является самым крупным соленосным бассейном мира. Своеобразной особенностью его явилось массовое и одновременное выпадение солей на громадной территории, причем соленосная толща не имеет регрессивного характера, а залегает в основании разреза ленского яруса, который выше сложен преимущественно карбонатными породами — доломитами и известняками со слоями ангидрита.

При накоплении нижнекембрийских отложений во внутреннем поле амфитеатра отчетливо проявляется существование краевых прогибов — Присаянского и Прибайкальского, наличие которых подчеркивается увеличением мощности кембрийских отложений в них и некоторым изменением их литологического состава. Карбонатной толще ленского яруса нижнего кембрия внутреннего поля амфитеатра, по-видимому, синхроничны терригенные отложения Байкальской горной области. Параллелизация кембрийских отложений геосинклинальной зоны Восточного Саяна с определенными частями разреза внутреннего поля амфитеатра пока невозможна.

Отсутствие достоверных отложений алданского яруса в пределах Байкальской горной области наряду с терригенным составом ушаковской и мотской свит во внутреннем поле Иркутского амфитеатра позволяет высказать предположение о том, что в начале кембрийского периода Байкальская горная область, как и часть Восточного Саяна, представляла собой область размыва.

Нижекембрийские отложения в южной части внутреннего поля амфитеатра перекрыты красноцветными гипсоносными отложениями, относимыми в большей своей части к верхнему отделу кембрийской системы (верхоленская свита), что свидетельствует о поднятии этой части амфитеатра и перерыве в осадконакоплении на границе нижнего и среднего кембрия. Эти движения соответствуют, вероятно, западно-саянской, орлиногорской или гурьевской фазам салаирского тектогенеза Саяно-Алтайской геосинклинальной зоны. Верхнекембрийские отложения содержат в восточной части бассейна пласты медистых песчаников. Предполагается, что обогащение верхнекембрийского бассейна соединениями меди связано с размывом в конце верхнего кембрия медьсодержащих пород докембрия (может быть, порфиоров) Байкальской горной области, испытавшей поднятие. Поднятия, охватившие в среднекембрийскую эпоху южную часть амфитеатра, видимо, не распространились на его северную часть, так как в нижнем течении р. Илима установлено присутствие карбонатных отложений среднего отдела кембрийской системы (литвинцевская свита).

В Байкальской горной области также присутствуют отложения среднего кембрия, но образования верхнего отдела системы неизвестны.

Ордовикские отложения в Иркутской области локализовались исключительно в пределах внутреннего поля Иркутского амфитеатра, и, по-видимому, отсутствуют в разрезе нижнего палеозоя Саянского и Байкальского нагорий. Они представлены всеми тремя отделами ордовикской системы, установленными в разрезе Сибирской платформы, но несколько отличны от ордовикских осадков внутренней части платформы и ее северных районов.

В Иркутском амфитеатре ордовикские отложения отличаются широким развитием лагунных фаций в верхнем и отчасти нижнем (чуньский ярус) отделах системы, преобладанием терригенных осадков, многочисленными местными перерывами в осадконакоплении и общей фациальной пестротой разреза. Региональное значение для всей территории амфитеатра или большей части ее имеет перерыв в осадконакоплении на границе нижнего и среднего ордовика.

Эти особенности разреза ордовикских отложений Иркутского амфитеатра свидетельствуют о сравнительно неустойчивом режиме бассейна, отражающем частые колебательные движения юга Сибирской платформы в связи с продолжающимся процессом каледонского диастрофизма в прилегающих к амфитеатру с юга геосинклинальных зонах.

В пределах бассейна отчетливо выделяется несколько структурно-фациальных зон. Ордовикский бассейн осадконакопления был значительно более дифференцированным по сравнению с нижне- и верхнекембрийским. В ордовике продолжал сохраняться и развиваться При-саянский прогиб, в котором отложения этого возраста имеют наибольшую мощность и более полный разрез, а также наибольшую насыщенность грубообломочным материалом.

В Прибайкалье во второй половине нижнеордовикской эпохи возникло поднятие, приведшее (в восточной части амфитеатра) к выпадению из разреза чуньского яруса нижнего ордовика.

Море проникало в Иркутский амфитеатр с севера, из центральных районов Сибирской платформы, и имело наибольшие размеры в нижнем (устькутский век) и среднем (криволуцкий век) ордовике. Со средним отделом ордовика связана фосфоритоносная провинция Иркутского амфитеатра. Конец ордовикского периода сопровождался регрессией моря и установлением лагунного режима с формированием красноцветных отложений братской свиты (долборский ярус), на которые с несогласием налегают отложения силура. Это вызвано, очевидно, новым поднятием амфитеатра, связанным с фазами каледонского диастрофического цикла в конце ордовика, может быть, соответствующего таконской фазе.

Следующая трансгрессия моря в силуре (с севера) и новое погружение лишь частично охватили внутреннее поле амфитеатра и не распространились на Байкальское и Саянское нагорья.

Силурийские отложения внутреннего поля тяготеют к северо-западной части амфитеатра, что подчеркивает сохранение в его структуре Присаянского прогиба. Эти отложения представлены преимущественно песчаниками и алевролитами с подчиненным значением в разрезе песчаных доломитов.

По сравнению с более северными районами платформы силурийские отложения Иркутского амфитеатра отличаются неполным разрезом и более слабым развитием карбонатных осадков. По-видимому, эта территория захватывалась лишь периферическими участками силурийского бассейна внутренних районов платформы.

Девонские отложения в пределах области наблюдаются в двух структурно-фациальных зонах и представлены различными комплексами пород. В северо-западной части Восточного Саяна — вулканогенно-обломочными породами: эффузивами и их туфами, конгломератами, песчаниками и алевролитами с прослоями известняков. Эти образования имеют мощность более 3000 м, сформировались в условиях глыбовой складчатости и горно-впадинного рельефа и развивались на сложной, более древней складчатой структуре каледонской складчатой зоны и докембрийских структурах краевой антеклизы юго-западной окраины платформы. В пределах области девонские отложения развиты также в Присаянском прогибе Иркутского амфитеатра, продолжая на юго-восток девонское поле Канско-Тасеевской впадины. Здесь они представлены континентальными и мелководными морскими осадками, относящимися к верхнему отделу системы, — песчаниками, алевролитами и известняками. Таким образом, Присаянский прогиб, заложенный еще в кембрии, продолжал существовать вплоть до конца девонского периода.

Из сказанного могут быть сделаны следующие выводы:

1. На территории Иркутской области формирование осадочного покрова в нижнем и среднем палеозое протекало, начиная с нижнего кембрия до конца девонского периода, в условиях нескольких различных структурно-фациальных зон. Среди них в пределах области выявляются: а) эпиконтинентальный по характеру осадконакопления бассейн внутреннего поля амфитеатра, в отдельные фазы распространявшийся за его пределы (в начале алданского и в ленском веке нижнекембрийской эпохи); б) окаймляющие бассейн внутреннего поля

амфитеатра мобильные зоны, в отдельные фазы процесса проявляющие себя как краевые антеклизы — области питания эпиконтинентального бассейна терригенным материалом; в) геосинклинальные и переходные к геосинклинальным зоны, завершившие в нижнем палеозое (в каледонском диастрофическом цикле) превращение в складчатые зоны.

2. В ходе осадконакопления на рассматриваемой территории отчетливо выявляется тенденция к сокращению моря и расширению зон с континентальным режимом. Перерывы в осадконакоплении во внутреннем поле амфитеатра проявляются с конца нижнекембрийской эпохи, и континентальный режим устанавливается в этой зоне с конца девона; в геосинклинальных зонах он наступает уже с конца кембрия.

3. В бассейне внутреннего поля амфитеатра с конца нижнего кембрия проявляется постоянная тенденция к структурно-седиментационной дифференциации, выражающейся в появлении в нем зон с различным характером движений и ходом осадконакопления.

4. Наиболее устойчивой структурой опускания на фоне общего постепенного поднятия амфитеатра является Присаянский прогиб, развивавшийся с начала кембрия до конца девона.

ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИН ТУНГУССКОГО БАССЕЙНА

В пределах Иркутской области верхнепалеозойские отложения известны лишь в южной части Сибирской платформы, в окраинных частях Тунгусского бассейна и в небольшом изолированном контуре в Присаянье у ст. Разгон Восточно-Сибирской ж. д. В горном обрамлении Иркутского амфитеатра — Восточно-Саянском нагорье и Байкальской горной стране — отложения верхнего палеозоя неизвестны. Следуя изогнутой современной границе Тунгусского угленосного бассейна, верхнепалеозойские отложения протягиваются почти непрерывной полосой северо-восточного простирания из бассейна среднего течения р. Ангары в верховьях рек Подкаменной и Нижней Тунгуски.

На юге и юго-востоке они различными своими горизонтами залегают на размытой поверхности отложений силура, ордовика и верхнего кембрия, на севере и северо-западе перекрываются более молодыми мезозойскими образованиями, среди которых верхнепалеозойские отложения выступают небольшими изолированными пятнами в местах антиклинальных поднятий. Однако нет никаких данных, позволяющих ограничивать бассейн накопления верхнепалеозойских осадков современными контурами их распространения. Наоборот, наличие несомненно верхнепалеозойских отложений близ ст. Разгон и в Канском районе свидетельствует об их значительно более широком первоначальном распространении.

Начало изучению верхнепалеозойских отложений бассейна р. Нижней Тунгуски было положено в 1873 г. А. Л. Чекановским. Установив широкое распространение угленосных осадков, он отнес их к каменноугольной и частично юрской системам. В 1876 г. И. Шмальгаузен на основании изучения растительных остатков из коллекции Чекановского установил сходство тунгусской и кузнецкой флоры, отнеся ее первоначально к карбону, а затем пришел к убеждению о более молодом, юрском ее возрасте. Позднее ту же флору Р. Цейлер (1896) по изображениям в монографии Шмальгаузена признал пермской.

Э. Зюсс (1901) все континентальные отложения выделенного им Ангарского континента, образовавшиеся в период от конца палеозоя до кайнозоя включительно, назвал ангарской серией. Сравнив ископаемую флору Тунгусского и Кузнецкого бассейнов, он отметил ее сходство с гондванской флорой и, согласно Цейлеру, отнес к перми.

Верхнепалеозойские отложения в бассейне р. Ангары стали известны благодаря работам П. К. Яворовского (1898), которым по рекам Ангаре и Кате была собрана флора, относимая им к карбону. В 1911 г. В. Готан отметил сходство тунгусской флоры с нижнегондванской и определил ее возраст как пермо-карбонный.

В 1913 г. появилась работа Л. А. Ячевского, посвященная описанию месторождений ископаемых углей рек Ангары и Нижней Тунгуски, в которой высказывается предположение о возможной связи угленосных отложений этих рек и впервые (после Цейлера) в печати отмечается пермский возраст угленосных отложений обоих районов.

В 1915 г. И. П. Толмачев предположил связь угленосных отложений р. Нижней Тунгуски с районом р. Дудинки и ввел новое название «тунгусский ярус» для обозначения палеозойских отложений ангарской серии.

В 1918 г. вышел «Атлас палеозойской флоры» М. Д. Залесского, где на основании обработки и определения флоры из сборов А. Л. Чекановского, П. К. Яворовского, С. В. Обручева и других геологов автор окончательно устанавливает гондванский характер флоры Тунгусского района и ее пермский возраст, приравнивая ее к кузнецкой, киргизской и печорской флоре.

В 1918 г. появилась первая работа С. В. Обручева, в которой обширная область распространения угленосных отложений Восточной Сибири выделяется в особую геологическую провинцию — Тунгусский угленосный бассейн. Кроме того, доказывая несостоятельность названия «тунгусский ярус», Обручев заменяет его более широким и менее определенным термином «тунгусская свита». В результате многолетних исследований (1918—1924 гг.), проведенных по рекам Ангаре, Подкаменной Тунгуске, Енисею, С. В. Обручев наряду с разрешением общих геологических вопросов бассейна произвел первое расчленение отложений тунгусской свиты. Первоначально тунгусская свита подразделялась им на три отдела: нижний продуктивный, верхний туфогенный и средний. В итоговой работе Обручев (1932—1933) придерживается двучленного деления свиты, относя нижнюю часть продуктивного отдела к верхнему карбону, верхние его горизонты — к перми.

В дальнейшем широко развернувшиеся геологические исследования отдельных участков Тунгусского бассейна позволили значительно детализировать стратиграфию верхнепалеозойских отложений в его пределах. Лучше изученными оказались при этом разрезы верхнепалеозойских отложений западной части бассейна.

В 1931 г. Н. И. Чернышев, исследуя угли южной части Тунгусского бассейна, в составе продуктивного отдела тунгусской свиты выделил три горизонта, различных по литологическому составу: нижний — карапчанский угленосный, средний — бадарминский туффитовый и верхний — катский угленосный.

В 1931—1932 гг. Ф. Ф. Оттен и в 1934 г. Н. Ф. Рябоконт при поисковых работах в южной оконечности бассейна почти целиком придерживались стратиграфической схемы Чернышева.

Ф. М. Гаврилов (1935б) продуктивный отдел тунгусской свиты, развитый по р. Ангаре, отнес к перми и пытался выделить в нем два горизонта, различающихся по литологическому составу и степени угленосности: нижний — преимущественно песчанниковый, «по-видимому, безугольный», и верхний — песчано-глинистый, с пластами угля.

Для западной и центральной частей Тунгусского бассейна В. А. Халловым (1937), Г. П. Радченко и Н. А. Шведовым (1940) и О. Л. Эйнором (1940б) предложен ряд схем стратиграфического расчленения угленосных отложений, из которых наиболее детальной является схема Эйнора (1945 г.), выделившего семь флористически охарактеризованных свит (снизу): джалтулинскую, раскольнинскую, бургуклинскую, ногинскую, чапкоктинскую, пеляткинскую и дегалинскую.

Согласно унифицированной схеме, принятой на Межведомственном совещании по разработке стратиграфических схем Сибири в 1956 г., в пределах юго-восточной части Тунгусского бассейна выделены отложения тушаминской свиты нижнего карбона, катской свиты среднего и верхнего карбона, ереминской свиты среднего и верхнего карбона и нижней перми и стрелкинской свиты верхней перми.

Специальные стратиграфические исследования Е. С. Рассказовой (1958) в бассейне верхнего течения р. Нижней Тунгуски, Е. М. Андреевой (1955) и Н. П. Илюхиной (1957 г.) по р. Ангаре способствовали уточнению разреза верхнепалеозойских отложений рассматриваемой территории. Особый интерес представляют работы Тунгусской экспедиции Иркутского геологического управления (1957—1959), сопровождавшиеся вскрытием верхнепалеозойских отложений с помощью буровых скважин, профиль которых расположен вдоль долины р. Ангары от устья Илима до устья р. Каты.

Вопрос наименования континентальных угленосных отложений Тунгусского бассейна довольно сложен и имеет длинную историю. Различными авторами (Зюсс, Толмачев, Люткевич) в разное время был предложен ряд названий, которые в настоящее время по тем или иным причинам должны быть отвергнуты. Отложения, объединяемые тунгусской свитой, различны по литологическому составу, в них наблюдается ряд перерывов и несогласных залеганий; по возрасту они принадлежат нескольким системам, поэтому подразделение тунгусской свиты на два отдела по С. В. Обручеву, равно как и по А. Н. Криштофовичу, разделившему в 1926 г. ангарскую свиту на тунгусский и байкальский отделы, не может быть принято. Для общего наименования палеозойских и мезозойских отложений бассейна наиболее удачен термин «тунгусский комплекс», предложенный С. В. Обручевым (1952) взамен термина «тунгусская свита». Верхнепалеозойская часть этого комплекса именуется продуктивной серией.

Характеристику разреза верхнепалеозойских отложений целесообразнее начать с бассейна р. Ангары, где развиты наиболее древние отложения.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАССЕЙНА р. АНГАРЫ

Верхнепалеозойские отложения занимают обширные пространства в бассейне среднего течения р. Ангары. Южная граница их проходит вдоль правого борта долины р. Чуны, пересекает Чуно-Муринский водораздел и долину р. Муры выше с. Коновалово. Верхнепалеозойские

отложения слагают Муру-Ковинский водораздел и левобережье р. Ангары, от устья р. Мыдарма до устья р. Илима. Здесь продуктивная толща распространяется на правобережье р. Ангары, в бассейн рек Каты, Катанги и через бассейн р. Тэтэрэ сливается с полем продуктивных отложений верховьев р. Нижней Тунгуски.

Непрерывный разрез верхнепалеозойских отложений для южной оконечности бассейна впервые получен в самое последнее время по буровым скважинам Тунгусской экспедиции, данные которых дополняются отдельными частными разрезами. Собранные растительные остатки и спорово-пыльцевые комплексы позволяют выделять в бассейне среднего течения р. Ангары отложения тушаминской свиты, относящейся к верхам нижнего карбона, катской свиты среднего и верхнего карбона и бургуклинской свиты нижней перми.

Нижний карбон

Тушаминская свита представлена наиболее древними отложениями верхнего палеозоя, выделенными М. Ф. Нейбург (1956) на основании определения остатков крупноподушечных лепидофитов *Knorrria Bergeria* хорошей сохранности, которые были собраны в отложениях свиты Д. А. Туголесовым и С. М. Цейтлин. Остатки лепидофитов позволили Нейбург выделить вмещающие их отложения в качестве самостоятельной тушаминской свиты и сопоставить их с острогской свитой Кузбасса нижекаменноугольного возраста.

Отложения тушаминской свиты выполняют наиболее прогнутые части Тунгусской депрессии, благодаря чему они выходят на дневную поверхность в относительно приподнятых участках ее юго-восточного крыла и в местах антиклинальных поднятий. Естественные выходы свиты прослеживаются в долине р. Тушамы, выше устья р. Подпорожной, в обнажении Красный яр, разрез которого может быть принят за стратотип этой свиты, и по р. Илиму в районе ее устья и у Симахинского порога. Скважинами колонкового бурения свита прослежена на всем протяжении долины р. Ангары от устья р. Илима до устья р. Едармы и в районе Зятейского угольного месторождения на р. Илеме.

При довольно разнообразном литологическом составе тушаминская свита отличается преимущественным развитием песчаников полимиктового состава, мелко- и среднезернистых, с гидрослюдистым и глинисто-карбонатным цементом. Отмечается плохая сортировка и слабая степень механической обработки обломочного материала песчаников.

Минералогический состав тяжелой фракции характеризуется присутствием эпидота, андалузита и ксенотима при высоком содержании магнетита. В песчаниках отмечается развитие косої слоистости и следов ряби на плоскостях напластования.

Для нижней части свиты характерно наличие маломощных прослоев аргиллитов и алевролитов, а также прослоев и линз конгломератов, образованных включениями галек и обломков аргиллитов и алевролитов. Встречены также прослои конгломератов, состоящих из хорошо окатанной гальки кварца, кремня и траппов. Отложения свиты окрашены преимущественно в голубовато- и зеленовато-серые цвета и содержат включения пирита. В верхней части разреза свиты по р. Тушаме отмечается развитие стяжений марказита.

Мощность свиты колеблется в широких пределах. На юге, в районе устья р. Илима, где она залегает на глинах, представляющих собой

продукт выветривания силурийских пород, мощность свиты составляет 50—60 м. В направлении на север мощность свиты увеличивается до 120 м в бассейне р. Тушамы и до 300 м близ устья р. Едармы.

Одним из самых южных районов распространения пород тушаминской (?) свиты являются окрестности ст. Разгон, где она представлена светлыми кварцевыми песчаниками и кварцевыми трепеловидными породами, мощностью до 50 м, с остатками *Bothrodendron* (?).

Помимо упомянутых выше остатков лепидофитов, в отложениях свиты по р. Тушаме, по данным Н. П. Илюхиной (1958), собраны остатки *Hartungia volkmannianum* Radcz., *Mesocalamites mrsassiensis* Radcz.

В спорово-пыльцевом комплексе свиты наряду со спорами папоротникообразных и пыльцы кордаитов постоянно в большом количестве присутствуют споры лепидофитов. Комплекс растительных остатков тушаминской свиты сходен с растительным комплексом верхней части острогской свиты Кузбасса, возраст которой, по данным М. Ф. Нейбург, является нижнекаменноугольным, по данным А. П. Ротая, М. Э. Янишевского и Б. К. Лихарева — верхнекаменноугольным — нижнепермским. О. Л. Эйно́р относит ее к среднему и верхнему карбону.

Средний и верхний карбон

Катская свита без видимого несогласия перекрывает тушаминскую, а местами залегает непосредственно на нижнепалеозойских отложениях. Отложения катской свиты среди осадков продуктивной серии распространены наиболее широко как в бассейне р. Ангары, так и в пределах Тунгусского бассейна в целом. Естественные выходы свиты прослеживаются почти непрерывно по р. Ангаре и ее притокам от устья р. Илима до р. Зелинды, где перекрываются нижнепермскими и туфогенными (нижнетриасовыми) отложениями. Стратотипом катской свиты принято считать отложение, вскрываемое по р. Кате, где обнажаются, по-видимому, самые верхние горизонты свиты.

Судя по материалам буровых скважин, вскрывающих отложения свиты, разрез ее представлен песчаниками в чередовании с алевролитами, аргиллитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с прослоями и линзами угля. Песчаники зеленовато-серые, серые и светло-серые до белесых характеризуются мелкозернистым, среднезернистым и неравномернозернистым сложением и преимущественно полимиктовым составом; встречаются прослои аркозовых песчаников.

Обломочные отложения катской свиты почти постоянно содержат примесь обломков основных эффузивов и основного стекла. Отмечается также развитие маломощных прослоев туфов (Гоньшакова, 1953; Иванов, 1947). Обломочный материал слабо сортирован и окатан. Для минералогического состава тяжелой фракции характерно развитие шпинели, сфена, розового и бесцветного граната. В верхних горизонтах разреза отмечается высокое содержание биотита и присутствие небольшого количества ставролита. Мощность прослоев песчаников варьирует в среднем от 1 до 12 м, увеличиваясь иногда до 37—40 м. Прослои аргиллитов и глинистых сланцев маломощны (от 0,2 до 1,7 м, редко 3 м), окрашены в темно-зеленые и темно-серые цвета и при обогащении обугленными растительными остатками переходят в черные углисто-глинистые сланцы, содержащие пласты угля.

В разрезе катской свиты отмечается развитие маломощных прослоев конгломератов и конглобрекчий, обломки в которых представлены аргиллитами. Кроме того, встречаются прослои песчано-конгломератовых отложений с галькой траппов, мощностью до 4,5 м.

Мощность катской свиты в бассейне среднего течения р. Ангары определяется в 150—180 м. По периферии бассейна, где свита выходит на дневную поверхность и в значительной степени эродирована, мощность ее уменьшается до 50—80 м. Отличительной особенностью отложений катской свиты бассейна среднего течения р. Ангары является развитие в ней пластов угля рабочей мощности. По данным Тунгусской экспедиции (Г. П. Лыхин, 1959 г.), в составе катской свиты содержится 8 пластов угля, из которых 4 имеют промышленную мощность. К югу от р. Малой Яросамы количество пластов угля и их мощность значительно уменьшаются. Мощность угольных пластов и их строение крайне невыдержанны, так что параллелизация их затруднена.

Учитывая общее моноκлинальное погружение отложений катской свиты с юго-востока на северо-запад, можно предполагать, что на юге вскрываются первые два нижних угленосных слоя, тогда как на севере выходят верхние угольные пласты.

На юге в бассейне р. Муры распространены песчаники и слабо известковистые алевролиты с подчиненными прослоями глин и стяжениями сидерита, чередующиеся с глинистыми сланцами и пластами угля мощностью 0,2—1,3 м. У с. Ирбы, по данным Б. Н. Леонова, наблюдается микроциклическое строение свиты с неоднократной сменой галечника песчаником. Мощность отложений каждого цикла не более 1 м. В долине р. Муры (выше с. Ирбы) среди прослоев глин и сидеритов собрана флора в составе *Noeggerathiopsis theodori* Za l., *Noeggerathiopsis* sp., *Samaropsis* sp. (определение Нейбург). Для нижних горизонтов толщи (Н. Д. Беляков, А. В. Лесгафт, 1947 г.) отмечается развитие полимиктовых грубослоистых песчаников с прослоями ожелезненных конгломератов мощностью до 0,5 м, с обломками ожелезненной и окремелой древесины. Общая мощность свиты не превышает здесь 50 м. Для Чуно-Муринского водораздела нет даже схематического разреза. Отложения, условно относимые к верхнему палеозою, залегают на размытой поверхности кежемских песчаников и представлены грубозернистыми известковистыми и ожелезненными песчаниками и конгломератами с прослоями аргиллитов и углистых сланцев. Конгломераты разрушены, встречаются в виде глыб и отдельных галек на водоразделе. Гальки кварца, кварцита, роговика, кремня сцементированы темно-бурыми глинами и железистыми песчаниками. Общая мощность отложений 45—50 м.

Два небольших пятна пород предположительно верхнепалеозойского возраста выделяются на Чуно-Бирюсинском водоразделе, близ дороги Шитка — Неванка. Породы аналогичны по составу отложениям Чуно-Муринского водораздела. Песчано-галечные отложения Ангаро-Илимского водораздела, окрестностей деревень Ершово и Баншиково, междуречий Кеуля и Талой, Тубы и Карапчанки, признававшиеся ранее за элювий нижнепермских конгломератов, относятся в настоящее время к юрским отложениям. К юре, возможно, относятся вышеописанные песчаниково-конгломератовые отложения Чуно-Муринского и Чуно-Бирюсинского междуречий.

Вопрос о возрасте катской свиты является спорным. В разное время из различных районов распространения свиты (реки Ангара, Ту-

шама, Зелинда, Поливо, Кеуль, Ката). М. Ф. Нейбург, Н. А. Шведовым, М. Д. Залесским, Е. Ф. Чирковой, Г. П. Радченко и Е. С. Рассказовой определены следующие формы: *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Angarodendron obrutschevii* Zal., *Gondwanidium sibiricum* (Petunn.) Zal., *Noeggerathiopsis theodori* Zal., *N. subangusta* Zal., *N. tomiensis* Radcz., *N. angarica* Radcz., *Samaropsis minuta* Radcz. и некоторые другие новые формы.

Приведенный состав флоры позволяет с уверенностью параллелизовать катскую свиту с мазуровским и алыкаевским горизонтами нижнебалахонской свиты балахонской серии Кузнецкого бассейна, которые Шведовым, Эйнором и другими исследователями относятся к верхнему карбону — нижней перми. По данным Нейбург и ряда других исследователей, для этих отложений, равно как и для катской свиты, решением Межведомственного стратиграфического совещания по Сибири принят возраст — средний и верхний карбон. О том же возрасте свидетельствует и состав спорово-пыльцевого комплекса, в котором преобладающими для нижней части разреза являются споры папоротников *Zonotriletes trichacantus* Lub., *Z. psilopterus* Lub., *Z. mitabilis* Lub., споры типа *Selaginella* и пыльца кордаитов, типичные для мазуровского горизонта. Верхнюю часть разреза характеризуют споры *Azonotriletes microrugosus* Waltz., *A. nigritellus* Lub., *Zonotriletes psilopterus* Lub., пыльца хвойных типа *Labechia*, кордаиты *Zonoletes rotatus* Lub., *Z. uralensis* Lub., *Z. rugulifer* Lub., которые соответствуют спорово-пыльцевому комплексу алыкаевской подсвиты нижнебалахонской свиты Кузбасса.

По р. Кате, помимо отложений катской свиты, были отмечены породы с остатками ископаемой флоры типа *Phyllothea* sp. и *Pecopteris* (?) *anthriscifolia* (Гоерр.), что позволяет предположить присутствие здесь отложений нижнепермского возраста.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Бургуклинская свита. Выходы нижнепермских отложений на дневную поверхность установлены в среднем течении р. Тушамы, по рекам Еловке и Половинной. Широкое развитие в бассейне среднего течения р. Ангары они имеют севернее д. Кеуль, скважинами вскрыты в бассейне рек Белой и Едармы.

Нижняя, большая часть бургуклинской свиты сложена преимущественно песчаниками серого цвета, псаммитовой и разнотекстурной структуры, обычно слабо сцементированными, которые чередуются с прослоями алевролитов и линзами конгломератов.

В верхней части разреза количество прослоев алевролитов увеличивается, появляются прослои аргиллитов, углистых сланцев и угля. Отложения свиты в различной степени пропитаны гидроокислами железа. В верхней части разреза, по данным Г. П. Лыхина, в толще нормальноосадочных пород наблюдаются прослои туфов. Мощность свиты, судя по данным бурения, 150—160 м.

Возраст отложений определяется по остаткам растений, собранных по р. Тушаме, выше устья притока рч. Бобров: *Koretrophyllites kerneromiensis* (Chaehl.) Radcz., *Noeggerathiopsis theodori* Zal. et Tchirk., *N. cf. angarica* Radcz., *Angarocarpus* (?) *angaricus*

Radcz., Bardocarpus depressus (Schm.) Neub. (Илюхина, 1958), а также по спорово-пыльцевому комплексу, в котором преобладают споры *Azonotriletes microrugosus* Waltz., *A. nigritellus* Lub., *A. rustipinus* Lub., *A. temispinosus* Waltz., пыльца кордаитов *Zonaletes rotatus*, *Z. rugulifer*, *Z. uralensis*, пыльца саговых и хвойных.

Споры *Azonotriletes trichacantus* Lub. и *Zonotriletes psilopterus* (Lub.) здесь отсутствуют или отмечаются в незначительном количестве.

Листовые отпечатки, а также палинологическая характеристика свиты позволяют датировать ее возраст нижней пермью и сопоставлять с отложениями промежуточной подсвиты верхнебалахонской свиты Кузбасса. Более молодые отложения верхнего палеозоя в пределах юго-восточной окраины Тунгусского бассейна до сих пор не установлены. Породы катской и бургу克林ской свит с несогласием перекрываются непосредственно туфогенной толщей нижнего триаса.

Образования тушаминской и катской свит верхнего палеозоя плавно погружаются с юга на север и северо-запад, в сторону центральной части Тунгусского прогиба. В том же направлении отмечается увеличение мощности каменноугольных отложений и появление нижнепермских пород бургу克林ской свиты. Плавное моноклиналиное залегание свит осложняется локальными антиклинальными поднятиями северо-восточного и западо-северо-западного простирания.

Толща верхнепалеозойских отложений интродуцирована пластовыми телами траппов. Контактные изменения пород слабые, выражены в обжиге вмещающих пород, появлении карбонатного и цеолитового цемента.

Касаясь вопроса угленосности продуктивной серии бассейна среднего течения р. Ангары, можно отметить следующее: тушаминская свита характеризуется весьма слабой угленосностью; в ее составе встречены лишь тонкие прослой углисто-глинистых сланцев. Катская свита отличается повышенной угленосностью за счет увеличения мощности угольных пластов и их количества.

Нижняя часть разреза бургу克林ской свиты, судя по предварительным данным Тунгусской экспедиции (Г. П. Лыхин, 1959 г.), является, по-видимому, безугольной, тогда как в верхней ее части появляются прослой угля.

Бассейн р. Нижней Тунгуски (верхнее течение)

В разрезе верхнепалеозойских отложений восточной части Тунгусского бассейна в сравнении с его южной окраиной наблюдаются существенные изменения. В пределах меридионального отрезка р. Нижней Тунгуски разрез продуктивной серии наращивается за счет появления отложений верхней перми, неизвестных на юге, тогда как отдельные элементы нижней части разреза — аналоги тушаминской и бургу克林ской свит — здесь с достоверностью не установлены.

Ереминская свита. В основании продуктивной серии в бассейне р. Нижней Тунгуски располагаются отложения ереминской свиты, выделенной впервые в 1947 г. коллективом геологов Тунгусской экспедиции Иркутского геологического управления под руководством М. М. Одинцова.

Отложения ереминской свиты прослеживаются по левобережью р. Нижней Тунгуски от устья рч. Кутакты до Саргинского хребта, сла-

гают бассейны рек Малого и Большого Челедуга, нижнее течение р. Большой Ерёмы, образуют отдельные выходы в долине р. Непы и в верховьях р. Тэтэрэ.

В ряде обнажений по р. Непе устанавливается непосредственное налегание отложений ереминской свиты на породы верхнего кембрия или братской свиты ордовика. Базальные горизонты ереминской свиты обнажаются также, по-видимому, и по р. Нижней Тунгуске ниже порога Жданова и в районе ур. Борки. Они представлены чередованием прослоев различной мощности песчаников и алевролитов, глинистых сланцев и аргиллитов, содержащих прослой и линзы внутрiformационных мелкогалечных конгломератов с плоской галькой аргиллитов и алевролитов. В бассейне р. Непы нижние горизонты свиты характеризуются массовым развитием стяжений марказита, прожилков и конкреций халцедона. Отложения ереминской свиты отличаются значительной известковистостью. Песчаники и алевролиты имеют преимущественно известковый цемент, аргиллиты также нередко известковистые, переходящие в мергели. Нижние слои свиты охарактеризованы комплексом спор лепидофитов, каламитов и пылью кордаитов. По р. Нижней Тунгуске в ней обнаружены плохие остатки *Lepidodendron*; напоминающие *Lepidodendron (?) planum* Neub. (Рассказова, 1958). Сходные голубовато-серые аргиллиты и песчаники с флорой *Lepidodendron* sp. и *Knorria* обнажаются по р. Нижней Тунгуске ниже устья р. Большой Ерёмы.

Выше по разрезу (по р. Нижней Тунгуске) против д. Лужки и в 5 км ниже ее выходят слои зеленовато-серых тонкослоистых аргиллитов и песчаников видимой мощностью 30—35 м. Аргиллиты здесь местами переполнены растительным шламом, отдельные их прослой обогащены сидеритовыми конкрециями. В толще песчаников развиты прослой углистых сланцев и угля мощностью от 0,15 до 1,2 м. Растительные остатки, по определению Рассказовой, принадлежат *Angaropteridium (?) cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Noeggerathiopsis theodori* Tchirk. et Zal., *N. cf. subangusta* Zal.

Сходные, преимущественно глинистые отложения мощностью в 40—50 м, с аналогичным составом растительного комплекса обнажаются в бассейне верхнего течения р. Тэтэрэ. В низах свиты здесь появляются прослой конгломератов с округлой, хорошо окатанной галькой кварца, кварцитов, кварцевых порфиритов и других чуждых району пород. В составе полимиктовых песчаников свиты отмечается заметная примесь туфогенного материала в виде обломков основных эффузивов и основного стекла. Структура пород в большинстве случаев псаммитовая или алевро-псаммитовая, равномернозернистая. Нередко встречаются также прослой слабо отсортированных песчаников. Окатанность зерен обычно слабая, свидетельствующая о незначительном переносе обломочного материала.

В минералогическом составе тяжелой фракции преобладают устойчивые минералы: ильменит, магнетит, затем гранат и циркон, отмечается и довольно значительное содержание пироксена. В прослоях кварцевых песчаников встречаются зерна глауконита, переотложенные из осадков нижнего палеозоя.

Общая мощность ереминской свиты оценивается в 150—200 м.

По составу растительных остатков эта свита может быть сопоставлена с катской свитой бассейна р. Ангары и с мазуровским и алыкаевским горизонтами балахонской серии Кузбасса.

Отложения ереминской свиты дислоцированы в северо-восточном плане, приближающемся на севере к меридиональному. Антиклинальные складки с преобладающими углами падения $15-25^\circ$ сменяются участками с почти горизонтальным или слабо наклонным залеганием пород, направленным на север и северо-запад. К области распространения описываемой свиты приурочено массовое развитие пластовых интрузий траппов. Соотношение ереминской свиты с вышележащей стрелкинской ввиду отсутствия полных естественных разрезов установить с достоверностью не удается.

Стрелкинская свита обнажается по р. Нижней Тунгуске и ее притокам Средней и Нижней Кочеме в отдельных сравнительно небольших антиклинальных поднятиях, местами осложненных разрывами. Эта свита, в отличие от ереминской, преимущественно песчаниковая. Прослой аргиллитов и глинистых сланцев имеют здесь подчиненное значение. Средняя часть разреза характеризуется повышенной угленосностью. Пласты угля мощностью $0,5-1,5$ м сопровождают почти каждый выход этих отложений. Уголь плитчатый, полублестящий, гумусовый, количество угольных пластов в разрезе не менее пяти. Песчаники полимиктовые, аркозовые, реже кварцевые, с грубыми отпечатками стеблей растений по плоскостям напластования и обломками окремнелой древесины. Слоистость нормальная и косая распространены равномерно. Прослой и линзы конгломератов редки и мало мощны, приурочены главным образом к нижним частям разреза. Хорошо окатанная галька представлена кварцем, кремнями, кислыми эффузивами, гранитами и другими экзотическими породами. Базальные горизонты стрелкинской свиты пока неизвестны.

Нижнюю часть разреза свиты составляют, по-видимому, отложения, выходящие в цоколе 30-метровой террасы и в пойме р. Нижней Тунгуски, близ поселка Сильгиша. Здесь обнажаются косослоистые песчаники, среднезернистые и крупнозернистые, слюдистые, аркозовые, светло-серого цвета, с прослоями и линзами конгломератов мощностью $10-15$ см, богатых галькой экзотических пород, кварцевых порфиров, кварца, кремня и гранита. Выше в песчаниках появляются прослой углистых аргиллитов и угля мощностью до 1 м. Верхняя часть обнажения сложена серыми средне- и тонкозернистыми песчаниками с многочисленными отпечатками *Noeggerathopsis aequalis* (Гоерр.) Зал., *N. subangusta* Зал., переходящими в крупнозернистые песчаники. Известковистый цемент их сильно цеолитизирован. Видимая мощность $40-50$ м.

По р. Нижней Тунгуске, выше устья р. Нижней Кочемы, в уступе «Холок» обнажаются более высокие горизонты разреза — преимущественно песчаники, аргиллиты, глинистые сланцы и угли мощностью до 35 м. Глинистые сланцы обожжены угольным пожаром до состояния спекшихся фарфоровидных глин и пузырчатого шлака. Отложения образуют здесь асимметричную складку, имеющую северо-восточное простирание (40°) с пологим юго-восточным крылом ($3-15^\circ$) и крутым северо-западным, осложненным сбросом.

Флора, по определению Е. С. Расказовой, принадлежит *Noeggerathopsis aequalis* (Гоерр.) Зал., *N. candalepensis* Зал., *Lepophyllum actaeonelloides* (Geinitz.) Зал., *Phyllothea eliashevitichii* Radcz., *Bardocarpus superus* Neub., *Samaropsis* sp.

По р. Нижней Тунгуске, близ с. Тукола, по рекам Средней и Нижней Кочеме, Илимпее обнажаются отложения, сходные по литологиче-

скому составу и флористическим остаткам с холокской частью разреза.

За маркирующий горизонт верхней части разреза свиты могут быть приняты прослой песчаников, обогащенные песчано-известковистыми конкрециями. Конкреции имеют, вероятно, вторичное происхождение и обладают сферической формой (размерами до 5—25 см в диаметре), однородным или чаще полосчатым сложением с ясно выраженными признаками слоистости, подчеркнутой послойным расположением обрывков растений. Слои с песчаными конкрециями в верхней угленосной части стрелкинской свиты известны в отдельных выходах по рекам Нижней Тунгуске, Илимпее и Чуне. Общая вскрытая мощность свиты равна 100—110 м.

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из отложений стрелкинской свиты, характеризуется широким развитием пыльцы гинкговых, саговых, беннеттитов и кордаитов, а также спорами папоротникообразных — моховидных, каламитов и хвощей.

Приведенный комплекс флористических остатков наиболее близок соответствующим остаткам нижнекольчугинской и частично кузнецкой свит Кузбасса, а также чапкоктинско-пеляткинскому комплексу остатков центральной части Тунгусского бассейна. На основании этого возраст отложений стрелкинской свиты определяется как верхняя пермь.

Инаригдинская свита представляет собой верхнюю часть разреза верхнепалеозойских отложений и выделена в качестве самостоятельной стратиграфической единицы А. П. Труфановой в 1957 г.

Отложения свиты развиты по р. Нижней Тунгуске, у поселка Инаригда, близ устья р. Люку, и вскрыты горными выработками в низовьях р. Апки. В составе свиты встречаются песчаники, перемежающиеся с аргиллитами, которые, по данным Ф. Ф. Ильина (1951 г.), согласно перекрываются туфопесчаниками и содержат прослой туфов. В переходном горизонте собрана флора, относящаяся, по определению Н. А. Шведова, к верхней перми: *Noeggerathiosis* cf. *candalepensis* Z al., *N. insignis* Radcz., *N. aequalis* (Goerp.) Z al., *N. angustifolia* (Radcz.) Neub., *Noeggerathiosis* sp. Вскрытая мощность отложений равна 35—40 м.

Нужно заметить, что отложения туфопесчаников по р. Нижней Тунгуске сопутствуют выходам инаригдинской свиты и являются, очевидно, ее составной частью, подобно тому как в среднем течении этой же реки дегалинская свита, по данным Г. П. Радченко и О. Л. Эйнора (1945 г.) и других исследователей, содержит в своей верхней части туфогенные отложения.

Этим разрез верхней перми района меридионального отрезка р. Нижней Тунгуски существенно отличается от своего аналога в бассейнах рек Илимпеи и Чуни, где туфопесчаниковые отложения инаригдинской свиты отсутствуют и туфы или туфоагломераты залегают с угловым несогласием непосредственно на нормальноосадочных отложениях верхней перми (А. П. Труфанова, 1947 г.), причем базальные туфовые и туфосланцевые горизонты туфогенной свиты по р. Южной Чуне содержат флору нижнего триаса. Верхняя граница инаригдинской свиты в бассейне верхнего течения р. Нижней Тунгуски проходит над туфопесчаниковым горизонтом, который отделен от туфогенной свиты несогласием (А. П. Труфанова, 1948 г.).

Верхнепермский возраст свиты определяется вышеприведенным составом флоры. По флоре инаригдинская свита параллелизуется с де-

галинской свитой верхней перми западной части бассейна и с верхней частью кольчугинской свиты Кузбасса.

Общая мощность верхнепалеозойских отложений в восточной части бассейна 250—300 м.

Для верхнепалеозойских отложений юго-восточной окраины Тунгусского бассейна устанавливается ритмичность в осадконакоплении, особенно ярко выраженная в разрезе катской свиты, (Иванов, 1947). В разрезе угленосной толщи наблюдается неоднократная повторяемость комплексов слоев с закономерной сменой пород по гранулометрическому составу. В основании ритма располагаются грубозернистые породы — песчаники или конгломераты, которые выше сменяются все более тонкозернистыми разновидностями — алевритами, аргиллитами, углистыми аргиллитами с пластами угля. Строение ритмов сложное, значительное развитие имеют ритмы, неполные по гранулометрическому составу слагающих их пород — чаще всего из разреза выпадают верхние члены ритма — аргиллиты и угли. Литологический состав и строение отдельных ритмов изменяются по простиранию. Мощность отдельных ритмов варьирует в среднем от 15 до 45 м. Контакты между ритмами резкие. Аргиллиты или прослой угля обычно без переходных слоев перекрываются непосредственно песчаниками с явными следами размыва. Строение толщи свидетельствует о ритмичном характере осадконакопления, обусловленном ходом колебательных движений.

Сравнивая разрезы верхнепалеозойских отложений восточной и южной окраин Тунгусского бассейна между собой и с разрезом по западной части бассейна (рис. 32), можно сделать следующие выводы:

1. Отложения верхнего палеозоя восточной и южной окраин Тунгусского бассейна изучены еще недостаточно. Возраст отложений большей части разреза остается спорным. Дальнейшие исследования этих отложений должны быть направлены на изучение спорных стратиграфических разрезов, их литологического состава и содержащихся в них ископаемых окаменелостей.

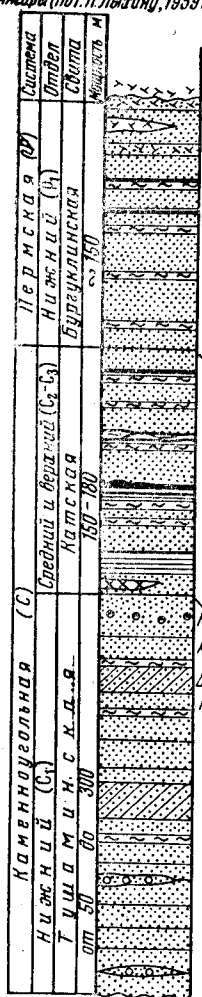
2. Общая мощность верхнепалеозойских отложений окраинных частей бассейна составляет около 250—300 м, т. е. значительно меньше мощности одноименных осадков западных частей бассейна, что объясняется не только меньшей амплитудой колебательных движений отрицательного знака, но и длительными перерывами, существовавшими между ереминской и стрелкинской свитами, а также между пермью и триасом. Перерыв между пермью и триасом осложняется угловым несогласием, имеет региональное распространение и вызван поднятиями и складчатými движениями, которые во времени совпадают с пфальцской фазой. Сопровождавший эти движения неравномерный размыв привел местами к смыву осадков верхней перми (южная оконечность бассейна) или к полному уничтожению всех верхнепалеозойских отложений, например по р. Ейке, где туфогенная свита залегает непосредственно на осадках ландоверского яруса верхнего силура.

3. По окраинам бассейна установлены наиболее древние осадки верхнепалеозойского возраста, синхроничные частично острогской свите или низам балахонской серии Кузбасса. Площадь распространения аналогов острогской свиты, по-видимому, ограничена преимущественно южной окраиной бассейна.

4. Начало вулканических извержений, сопровождавшихся выбросом пирокластического материала, относится, очевидно, к карбону, причем наиболее ранние его фазы известны на южной окраине бассейна (ту-

шаминская свита), где они с перерывами продолжались на протяжении всего карбона и нижнепермской эпохи; в восточной части бассейна они впервые появляются, по-видимому, в верхней перми.

Бассейн среднего течения р. Непы (по Г. П. Лыгину, 1959 г.)



Pecopteris anthriscifolia Goerpp.
Phyllothea sp.
Karetophyllites kemeroviensis Radcz.
Bardocarpus depressus (Schm.) Neub.

Angaropteridium cardiapteroides (Schm.) Zal.
Angarodendron obratschevii Zal.
Noeggerathiopsis theodori Zal.
N. subangusta Zal.
Samaropsis minuta Radcz.

Hertungia volkmanianum Radcz.
Mesocalamites mrasstensis Radcz.
Lepidodendron sp.
Knarria, *Bergeria*

Бассейн верхнего течения р. Нижней Тунгуски (по Е. С. Рассказовой 1958 г. и Л. П. Туфановой 1957 г.)



Noeggerathiopsis aequalis (Goerpp.) Zal.
N. insignis Radcz.
N. angustifolia (Radcz.) Neub.

Noeggerathiopsis aequalis (Goerpp.) Zal.
N. candalepensis Zal.
Phyllothea eliaschewitchii Radcz.

Перерыв, граница неизвестна

Angaropteridium cardiapteroides (Schm.) Zal.
Noeggerathiopsis theodori Zal. et Ischrk.

Lepidodendron planum Neub.

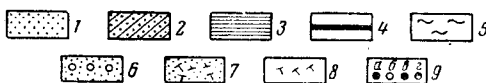


Рис. 32. Схематические разрезы верхнепалеозойских отложений юго-восточной части Тунгусского бассейна

1 — песчаники и алевролиты; 2 — песчаники косослоистые; 3 — глинистые сланцы; 4 — прослойки угля; 5 — аргиллиты; 6 — конгломераты; 7 — туфопесчаники; 8 — туфы; 9 — конкреции; а — кремнистые, б — песчаные, в — сидеритовые, г — марказитовые

Вулканогенный материал, встречающийся в небольшом количестве в песчаниках ереминской свиты бассейна р. Непы, очевидно, принесен с юга.

5. В фациальной характеристике верхнепалеозойских осадков наблюдаются следующие общие закономерности: отложения тушаминской свиты относительно слабо угленосны, общим для района является некоторое увеличение угленосности осадков снизу вверх по разрезу. В бассейне среднего течения р. Ангары в настоящее время выделяются две угленосные толщи: катская свита и верхняя часть бургуклинской свиты. Общая последовательность слоев, закономерное чередование угленосных и безугольных фаций в катской свите может дать в ряде случаев важные поисковые критерии для выявления угленосных площадей. Для восточной окраины бассейна наиболее перспективными в отношении угленосности, по имеющимся материалам, являются отложения верхней части ереминской свиты и стрелкинской свиты.

6. Ереминская свита в бассейне р. Нижней Тунгуски содержит в низах прослойки внутриформационных конгломератов, которые по направлению на юг и юго-запад сменяются конгломератами, обогащенными галькой экзотических пород. Мощность конгломератовых прослоев и их количество возрастают в направлении с севера на юг, показывая тем самым, что привнос экзотического материала в карбоне и нижней перми был с юга, по-видимому, из района Саянского нагорья.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ В ВЕРХНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

История геологического развития платформ, как известно, находится в определенной зависимости от геологической истории сопредельных с ней геосинклинальных зон, влияющих прежде всего на распределение областей поднятий и опусканий.

Верхний палеозой явился для Сибирской платформы временем проявления сложных тектоно-магматических процессов, совершившихся в связи с тектоническим развитием как южной Саяно-Байкальской складчатой зоны, так и в особенности Урало-Таймырской геосинклинальной области.

К этому времени относится формирование на Сибирской платформе Тунгусской синеклизы — впадины внутриплатформенного типа. Это событие и является одним из основных в геологической истории большей части рассматриваемой территории.

Складчатое обрамление платформы — Саяно-Байкальская горная область ранних каледонид сохранила в верхнем палеозое тенденцию к воздыманию и представляла собой геоантиклинальное поднятие, в пределах которого господствовали процессы эрозии и денудации. Верхнепалеозойские отложения здесь не установлены, так как область седиментации отодвинулась далее на юг и юго-восток, в пределы Забайкальской геосинклинали. В поднятие, охватившее область Саяно-Байкальских каледонид, была вовлечена и Сибирская платформа, прежде всего ее южная часть. Распространившись со временем почти на всю платформу, поднятия способствовали установлению в конце силура континентального режима, который прочно удерживался на протяжении всей последующей истории развития территории Иркутской области. Юго-восточная окраина платформы в верхнем палеозое была приподнятым континентом, процессы осадконакопления в условиях которого были, по-видимому, либо исключены, либо весьма ограничены.

Наиболее широкая полоса поднятий располагалась на востоке и юго-востоке вдоль Байкальской ветви каледонид. В то же время на за-

паде и юго-западе колебательные движения положительного знака уступили место прогибанию Тунгусской впадины, распространившейся далеко на юг в область развития протерозойских и архейских образований Присаянья.

Формирование Тунгусской синеклизы протекало в сложной тектонической обстановке, когда опускания неоднократно прерывались поднятиями. В обстановке борьбы между поднятием и опусканием, между силами сжатия и растяжения, которая происходила с переменным успехом, начался и протекал также сложно развивавшийся процесс траппового вулканизма, имевший уже в течение верхнего палеозоя несколько разобщенных во времени фаз.

В тектоно-магматическом цикле на платформе различаются отдельные фазы, сопряженные с движениями герцинского тектогенеза в Урало-Таймырской геосинклинальной области. Между тем история геологического развития Тунгусской синеклизы и траппового вулканизма может быть восстановлена в настоящее время лишь в самых общих чертах. Детальному ее воссозданию препятствует еще недостаточная изученность литологического состава верхнепалеозойских отложений юго-восточной части бассейна, их стратиграфическое расчленение и в особенности спорный характер возрастных определений основных стратиграфических подразделений. Все это вместе взятое затрудняет воссоздание последовательного хода геологических событий территории бассейна и мешает достаточно уверенно увязать их с геологической историей верхнепалеозойской складчатой области.

Формирование Тунгусской синеклизы на отдельных его этапах сопровождалось неоднократными трансгрессиями моря, но ни одна из них, по-видимому, не проникала в пределы ее юго-восточной окраины. Заложение прогиба, начавшееся на севере и северо-западе, ознаменовалось девонской, а затем нижнекаменноугольной трансгрессиями моря, которые распространились лишь в пределы западной и северной частей синеклизы. Во второй половине нижнего карбона эта территория испытала некоторое поднятие, завершившееся перерывом в осадконакоплении, продолжавшимся до конца нижнекаменноугольной эпохи. В то же время южная часть Тунгусской синеклизы, включая и бассейн среднего течения р. Ангары, продолжала медленно прогибаться. Прогибание компенсировалось накоплением терригенной толщи осадков тушаминской свиты, сложенной разнородными, нередко косослоистыми песчаниками с прослоями конгломератов. Перенос и отложение относительно грубообломочного материала свиты происходили в условиях древней аллювиальной равнины водными потоками с довольно интенсивным гидродинамическим режимом.

Болотные фации в эпоху нижнего карбона почти не были развиты, это видно из того, что углистые прослои в составе тушаминской свиты не распространены.

В течение средней и верхней эпох каменноугольного периода прогибание бассейна продолжалось и охватило громадные пространства, приближающиеся по своим размерам к современной площади Тунгусского бассейна, а местами, например на юге, намного ее превосходящие. К этому времени относится накопление осадков катской свиты, аналоги которой имеют в пределах Тунгусского бассейна почти повсеместное распространение. Для отложений катской свиты характерно циклическое строение, выраженное в неоднократном чередовании в разрезе комплекса слоев, постепенно сменяющих друг друга — песчаников, алевро-

литов и угля. Строение ритмов сложное, изменчивое по простиранию и в разрезе. Границы между ритмами обычно резкие, сопровождаются местными размывами. Ритмичное строение угленосной толщи определялось сложным ходом колебательных движений, происходивших как в области седиментации, так и в прилегающих областях размыва. Периоды усиления процессов денудации в области размыва при общем замедленном темпе прогибания окраинных частей бассейна способствовали накоплению песчаных и алевролитовых нередко косослоистых отложений оснований ритмов, соответствующих, по-видимому, русловым и пойменным фациям речных потоков. Аллювиальные фации постепенно сменялись фациями мелководных озерных водоемов, которые периодически превращались в болотистые равнины, где и происходило накопление торфяников. Периоды общих довольно быстрых поднятий провинций питания и областей аккумуляции способствовали оживлению эрозионных процессов и в областях осадконакопления и сопровождалась размывом ранее образовавшихся осадков.

Ритмичное осадконакопление катской свиты сменялось к северу (бассейн р. Нижней Тунгуски) более спокойными условиями седиментации.

В составе отложений ереминской свиты широко развиты тонко-обломочные и частично хемогенные осадки озерного типа.

Озерные водоемы были обогащены карбонатным материалом, который в одних случаях способствовал образованию известковистых песчаников, мергелей, реже тонких прослоев известняков (низовья р. Большой Ерёмы), в других — линз и конкреций сидеритов. Развитие сидеритов, а также преимущественный серовато-зеленоватый цвет осадков указывают на развитие слабо восстановительных условий среды. Такое изменение фациальной обстановки объясняется, вероятно, различной удаленностью этих районов от областей питания. В направлении на запад и юго-запад происходят также изменения в составе конгломератов. Если в верховьях р. Нижней Тунгуски конгломераты ереминской свиты имеют почти исключительно интрузивно-формационный характер, то по рекам Катанге и Ангаре в их составе появляются гальки кварца, кварцитов и других экзотических пород. Мощность конгломератовых прослоев также несколько возрастает в направлении с севера на юг, указывая на то, что привнос материала осуществлялся, как и ранее, с юга, очевидно, из района Саянского нагорья.

Эпоха нижней перми характеризуется значительным прогибанием земной коры, охватившим обширные территории Урало-Таймырской геосинклинальной области, которое не могло не отразиться и на Сибирской платформе. В нижнепермскую эпоху Тунгусская синеклиза испытала дальнейшее прогибание, которое охватило значительные территории бассейна, исключая, вероятно, его восточную окраину.

В палеогеографическом отношении рассматриваемая территория продолжала оставаться низменным континентом, характеризовавшимся разнообразием фациальных условий, крайне неустойчивых как в пространстве, так и во времени. Фации древних аллювиальных равнин по сравнению с озерными и озерно-болотными имели в это время наибольшее распространение. Несколько большее развитие озерно-болотных и болотных фаций с торфяниками наблюдается в верхней части бургу克林ской свиты нижней перми (бассейн р. Ангары).

Со средним и верхним карбоном связана одна из наиболее ранних фаз проявления траппового вулканизма на Сибирской платформе,

имевшая место и в пределах рассматриваемой территории. Она фиксируется по развитию среди отложений катской свиты туфового материала основного состава и по прослоям и линзам туфогенных пород среди нормальноосадочных отложений катской свиты (Гоньшакова, Иванов). Следующие проявления траппового вулканизма относятся к нижней перми. Судя по данным Г. П. Лыхина (1959 г.), в верхней части разреза бургу克林ской свиты, вскрытой скважинами в среднем течении р. Ангары, отмечаются прослои туфов и туфопесчаников.

В бассейне р. Вилюя типичные витро- и литокластические туфы и туфопесчаники установлены В. И. Гоньшаковой в разрезе нижнепермских осадков. Кроме того, есть сведения и о проявлении здесь вулканических извержений нижнепермского возраста в форме лавовых излияний (Арсеньев, 1954).

Учитывая данные В. И. Гоньшаковой, Б. А. Иванова и ряда других исследователей, можно полагать, что в междуречье Ангары, Илима и Катанги процесс седиментации нормальноосадочных отложений в среднем и верхнем карбоне, а также во второй половине эпохи нижней перми был осложнен вулканическими извержениями эпизодического характера, сопровождавшимися выбросом вулканического пепла, оседавшего в виде прослоев туфов и туфопесчаников.

Нижнепермская эпоха завершилась поднятием окраинных частей Тунгусского бассейна и перерывом в осадконакоплении, продолжавшимся, по-видимому, также и в начале верхней перми. Возобновившиеся вслед за тем опускания и процессы осадконакопления в эпоху верхней перми распространялись, вероятно, на значительно меньшую территорию. Судя по современным контурам верхнепермских отложений стрелкинской и инаригдинской свит, накопление осадков переместилось в сторону центральной части бассейна, откуда оно в широтном направлении распространилось до района меридионального отрезка р. Нижней Тунгуски и бассейна р. Вилюя. Никаких следов более широкого первоначального распространения отложений стрелкинской свиты к югу пока не установлено. Вместе с тем, принимая во внимание существование длительного перерыва между верхнепермскими и триасовыми отложениями, который сопровождался глубоким размывом подстилающих осадков, можно допустить, что верхнепермские отложения на значительной территории могли быть полностью уничтожены эрозией. В отличие от пестрых, преимущественно мелкообломочных нижнепермских отложений осадки верхней перми представлены по большей части песчаниковыми отложениями с подчиненными прослоями глинистых сланцев. Мергели, известняки и сидериты здесь почти полностью отсутствуют. Накопление песчаников происходило преимущественно в условиях движущейся водной среды (косая слоистость).

На ранних стадиях формирования осадков стрелкинской свиты процессы поднятия в окружающих областях размыва проходили особенно активно и повлекли за собой омоложение речной сети. Это подтверждается развитием конгломератового горизонта, расположенного в нижней части стрелкинской свиты, вскрытого в бассейне р. Таймура.

В разрезе верхнепермских отложений улавливается периодически повторяющаяся смена песчаников, глинистых сланцев и угля, близкая ритмичности катской свиты южной части бассейна. Отсюда и условия образования этих свит очень близки.

Значительные фациальные изменения по вертикали и по простиранию верхнепермские отложения испытывают в связи с неравномер-

ным проявлением траппового вулканизма, развитие которого, по-видимому, протекало следующим образом: западнее, в бассейнах рек Илим-пеи, Чуни и Таймура, проявлений вулканизма верхнепермского возраста до сих пор не констатировано, что, возможно, находится в связи с более активным поднятием этих районов в конце перми и, следовательно, более глубоким их размывом, тогда как в бассейне меридионального отрезка р. Нижней Тунгуски и по р. Ейке спокойное накопление угленосных отложений прервалось вулканическими извержениями преимущественно взрывного типа, продукты которых послужили материалом для формирования верхней туфопесчаниковой инаригдинской свиты. Начало вулканической деятельности здесь совпадает примерно со временем накопления на западе верхней части пеляткинской и нижней части дегалинской свит.

В конце палеозоя в связи с завершающими движениями варисского цикла и становлением на западе и севере пояса складчатых структур Урало-Таймырской зоны находятся мощные проявления тектогенеза на Сибирской платформе. В комплексе верхнепалеозойских отложений к этому времени формируются фликативные структуры в виде брахиантклинальных поднятий платформенного типа, разобщенных участками с почти горизонтальным залеганием пород. Последовавшие затем общие поднятия Тунгусской синеклизы запечатлены в ее геологической летописи в виде регионального перерыва в осадконакоплении и четко выраженного углового несогласия между отложениями пермской и триасовой систем.

По мере усиления тектогенеза происходило образование глубинных разломов, которые явились проводниками трапповой магмы и привели к широкому проявлению вулканизма. Последний, быстро нарастая, достиг своего максимума в эпоху нижнего триаса.

Говоря о климатических условиях Тунгусской палеофлористической провинции в позднепалеозойское время, большинство исследователей, основываясь на общем гондванском облике флоры, сходятся на признании развития здесь умеренного и достаточно влажного климатического пояса. Нахождение остатков окаменелой древесины с отчетливо выраженными годовыми кольцами свидетельствует о периодическом повторяющихся сезонных похолоданиях. Преобладание серых и светло-серых тонов в окраске верхнепалеозойских отложений также может служить некоторым показателем умеренности климата.

Существует, помимо того, предположение, что южная часть Сибирской платформы в эпоху нижней перми претерпела оледенение (Хоментовский, 1948б). Однако в свете новых данных попытка Хоментовского доказать оледенение представляется не вполне убедительной, так как возраст большинства «валунно-галечных» отложений, на которые опирается автор в своих построениях, определяется в настоящее время либо как юрский, либо как мезо-кайнозойский. Вместе с тем отдельные положения Хоментовского заслуживают внимания и должны быть проверены. К ним относятся, прежде всего, данные о прослое валунно-галечных отложений мощностью до 30 м, залегающем, по материалам Хоментовского, в основании флористически охарактеризованной нижнепермской угленосной толщи, развитой в бассейнах рек Муры и Чуны.

В настоящее время вопрос о верхнепермском оледенении юга Сибирской платформы остается открытым. В пользу умеренности и даже суровости климатической обстановки в пермский период здесь может свидетельствовать также и то обстоятельство, что обломочный мате-

риал песчаников и конгломератов, слагающих верхнепалеозойские отложения Тунгусского бассейна, отличается слабой механической обработкой, которая при условии нормального водного переноса не находит себе объяснения, если учесть значительную удаленность областей размыва. Исходя из сказанного, можно предполагать, что в периоды похолодания климата часть обломочного материала могла транспортироваться с помощью льда.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИН ТУНГУССКОГО БАССЕЙНА

Триасовые отложения известны в Иркутской области в пределах Тунгусского бассейна, где они представлены преимущественно туфогенными пирокластическими образованиями, сформировавшимися в результате траппового вулканизма на Сибирской платформе.

Вулканогенные образования впервые были замечены и выделены еще в 1848 г. М. Козицким, давшим первое геологическое описание бассейна р. Ангары и верховьев р. Подкаменной Тунгуски. В 1875 г. А. Л. Чекановский установил широкое распространение траппов, вакк и брекчий в бассейне р. Нижней Тунгуски. Упоминание о туфогенных отложениях находится в работе П. К. Яворовского (1898), который по рекам Ангаре и Кате выделил «туфоподобные» песчаники, брекчии и конгломераты неясного происхождения и неопределенного, предположительно верхнедевонского возраста. В 1900 г. А. Лавровский обратил внимание на совместное нахождение в туфах и брекчиях осадочного и вулканогенного материала.

Со времени работы С. В. Обручева (1917—1924), выделившего пирокластические образования в особый туфогенный отдел тунгусской свиты, они у большинства исследователей описываются под таким названием. Е. В. Павловскому (1934) принадлежит первое детальное микроскопическое описание туфогенных пород с подразделением их на туфы и туффиты.

Более поздние исследователи Тунгусского бассейна несколько уточнили возрастное положение пирокластических отложений и их строение. Для западной и центральной частей Тунгусского бассейна В. А. Хахлов (1940) выделил пирокластические и туфогенные отложения под наименованием корвунчанской свиты, которая вполне соответствует туфогенному отделу С. В. Обручева и туфогенной толще Б. В. Ткаченко (1940) и занимает обширные пространства бассейна среднего течения р. Нижней Тунгуски, Тунгусско-Катангского и Тунгусско-Вилуйского междуречий.

Триасовый возраст отложений корвунчанской свиты установлен благодаря сборам, преимущественно из низов свиты, довольно многочисленных остатков фауны и флоры. В. Д. Принада, описавший растительные остатки, считал, что они имеют отчетливо выраженный мезозойский облик. Е. М. Люткевич по фауне листоногих сопоставляет корвунчанскую свиту с мальцевской свитой Кузбасса и относит слои с эстерирами к нижнему триасу.

Остракоды, найденные совместно с эстериями, по заключению М. И. Мандельштама, свидетельствуют о принадлежности корвунчанской свиты к нижнему отделу триаса. Фауна рыб, по мнению Л. С. Берга является, скорее всего, нижнетриасовой.

В противоречии с данными о мезозойском возрасте корвунчанской свиты находится указание И. А. Ефремова. Описав остатки стегоцефала, найденные в тех же отложениях, в которых была собрана фауна филлопод и остракод, Ефремов пришел к заключению об их нижнепермском возрасте. Горючие сланцы с фауной остракод, обнаруженные по р. Тунчане (Ткаченко, 1940), относятся, по-видимому, еще к верхним горизонтам дегалинской свиты.

Корвунчанская свита, по наблюдениям многих геологов, налагает с угловым несогласием на размытую поверхность различных систем и горизонтов палеозоя от верхнепермских до кембрийских включительно. Если добавить к тому же указание Л. М. Шорохова на наличие мощных пластов конгломератов в основании корвунчанской свиты, станет очевидным существование длительного перерыва, отделявшего верхний палеозой от мезозоя, обусловленного тектоническими движениями и сопровождавшегося неравномерным, местами весьма глубоким размытием палеозойских осадков.

Верхней границей корвунчанской свиты условно считаются лавовые покровы и потоки, разделенные прослоями туфов и туффитов и составляющие верхнюю, туфолавовую или эффузивную свиту.

В пределах описываемой территории развит только нижний член комплекса вулканогенных образований, который будет впредь именоваться туфогенной свитой. Туфогенные отложения занимают значительную территорию в Приангарье, распространяясь отдельными пятнами на юго-запад до верхнего течения р. Муры (Одинцов, 1959), встречаются обширными полями в бассейнах верхнего течения рек Тэтэрэ и Малой Ерёмы и приобретают почти повсеместное распространение в бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски севернее устья р. Верхней Кочемы.

В составе свиты первостепенное значение имеют различные собственно пирокластические образования — агломератовые туфы и туфобрекчии, подчиненные — туфопесчаники, среди которых эпизодически встречаются прослои нормальноосадочных пород. Туфогенная толща характеризуется исключительной фациальной изменчивостью в вертикальном разрезе и по простиранию. В пределах одного обнажения можно наблюдать неоднократную смену одних разновидностей пород другими.

Пирокластические породы имеют почти одинаковый состав обломков и различаются главным образом по величине. В составе обломков почти постоянно присутствуют породы магматического и осадочного происхождения. К числу первых принадлежат разнообразные породы трапповой магмы от вулканического стекла, микродиабазов, диабазовых порфиритов и мандельштейнов до крупнозернистых габбро-диабазов, причем неизменно замечается преобладание в обломках плагиоклазовых порфиритов и витропорфиритов над зернистыми разновидностями. В мелкообломочной массе наряду с многочисленными мелкими обломками тех же пород присутствуют осколки кристаллов плагиоклаза и пироксена. В массе туфов нередко присутствуют обломки туфов более ранних фаз извержения.

Эксплозивные обломки осадочных пород относятся главным образом к разнообразным породам перми — песчаникам, алевролитам с растительными остатками, аргиллитам, глинистым, углисто-глинистым сланцам и углю. Очень редко отмечаются обломки пород нижнего палеозоя — водорослевые известняки и мергели. Совершенно неизвестны пока обломки пород нижнего структурного яруса платформы — докембрийских метаморфических пород, за исключением немногочисленных хорошо окатанных обломков роговиков, кислых эффузивов, кварца. Хорошая механическая обработка последних свидетельствует о том, что они происходят из конгломератов, по-видимому, тех же пермских отложений. В мелкой фракции, кроме того, присутствуют зерна кварца и калиевого полевого шпата.

Кроме эксплозивных обломков, в массе агломератов присутствуют бомбы и лапилли витрофировых порфиритов округлой и эллиптической формы, часто со шлаковой коркой на поверхности. Цементирующая масса состоит из пепла, глинистого материала и различных продуктов гидротермальной деятельности — кальцита, цеолитов, кварца, хлорита, иддингсита, палагонита и др.

Окраска пород самая разнообразная, преобладают желто-серые, темно-бурые тона; встречаются прослой красноватого и зеленоватого цвета. Форма обломков в крупной и мелкой фракциях остроугольная и угловатая. В мелкой фракции присутствуют полуокатанные зерна пород и минералов из отложений верхнего палеозоя. Размеры обломков варьируют в широких пределах — от микроскопических до 3—10 м в диаметре. Сортировка материала в грубообломочных фациях почти полностью отсутствует. Крупные глыбы находятся в сочетании с мелкими осколками.

Сложение пород массивное или грубослоистое. Отдельность мелкоглыбовая, подушкообразная, особенно характерна шаровая, скорлуповатая и горошчатая.

Наряду с пирокластами в составе туфогенной свиты встречаются грубозернистые или тонкозернистые туфопесчаники с линзами туфоконгломератов, прослоями песчаников и глин. В составе тех и других постоянно присутствует большее или меньшее количество (от 5 до 70—80%) обломков диабазовых порфиритов, вулканического стекла, плагиоклаза и пироксена. Между нормальноосадочными породами и туфами существуют всевозможные переходы, зависящие от переменного содержания компонентов туфогенных и осадочных пород.*

При фациально-литологической невыдержанности туфогенная свита в южной части бассейна может быть подразделена на два отчетливо выраженных горизонта. Нижний, преимущественно агломератовый горизонт сложен темно-серыми и зеленовато-бурыми массивными грубообломочными породами с большим количеством эксплозивных обломков траппов, песчаников, угля, с бомбами и лапиллями основных эффузивов. Изредка встречаются обломки водорослевых известняков нижнего палеозоя. Мощность горизонта 120—150 м. В верхнем горизонте преобладает мелкообломочный материал. Желто-серые, серые рыхлые пепловатые туфы с заметной грубой слоистостью чередуются с пластами и линзами туфопесчаников, туфоконгломератов, песчаников. Мощность горизонта 50—70 м.

* По мнению А. А. Меняйлова, не разделяемому никем из других исследователей, в составе туфогенной толщи отсутствуют вообще пирокластические породы. — Прим. ред.

Двучленное деление туфогенной свиты сохраняется и в восточной части описанного района, особенно ясно проявляясь в бассейнах рек Тэтэрэ, Чуни, Илимпей, где нижний крупнообломочный туфобрекчиевый горизонт сменяется кверху мелкообломочным туфовым.

В бассейне р. Катанги главное место в сложении свиты принадлежит крупнообломочным туфобрекчиям. Пепловые туфы и туфопесчаники имеют подчиненное значение. Среди обломков наряду с траппами присутствуют туфобрекчии, по-видимому, более ранних фаз извержения. Лавовые бомбы особенно часто встречаются в бассейне р. Немуй. Осколки вулканического стекла угловатые до серповидных, нередко подвержены оплавлению. Крупные обломки часто пузырчатой или миндалекаменной структуры. Обломки диабазовых порфиритов местами имеют атакситовую, брекчиевидную текстуру, при которой обломки витропорфирита заключены в массе такого же витропорфирита или еще менее раскристаллизованной породы.

Туфогенные отложения, развитые вдоль меридионального отрезка р. Нижней Тунгуски, в бассейне р. Ейки и на Тунгусско-Вилюйском водоразделе, отличаются значительно более мелкообломочным составом. Основная масса свиты сложена пепловыми туфами. Туфобрекчии образуют отдельные линзовидные прослои. Расчленение однообразной толщи туфов чрезвычайно затруднено, но и здесь намечается обособление двух туфовых горизонтов, разделенных маломощной (до 30 м) пачкой туфогенно-осадочных пород.

Горизонт туфопесчаников с линзами туфов, развитый по рекам Ейке и Нижней Тунгуске, близ устьев рек Инаригды, Люки и Апки, связанный постепенными переходами с осадками верхней перми и содержащий в основании верхнепермскую флору, включается в состав стрелкинской свиты, подобно тому как туфопесчаники и горючие сланцы р. Тутанчана (западная часть бассейна), содержащие остракодовую фауну верхнепермского возраста, параллелизуются с верхними горизонтами дегалинской свиты (Моор, Ткаченко, 1940).

По р. Чоне (бассейн Вилюя) туфогенные образования имеют ограниченное распространение, локализуясь вокруг трубчатых даек или выполняя центральные части кольцевых трапповых тел. Будучи представлены почти исключительно агломератовыми туфами, состоящими из угловатых обломков различных эффузивов, лапиллей и бомб стекловатых лав, сцементированных пеплом и опалом, туфоагломераты могут служить образцом типичных вулканогенных образований. Осколки кварца, плагиоклаза и микроклина присутствуют в них в небольшом количестве. В бассейне р. Илимпей в центральных частях трубчатых даек наблюдается еще более своеобразная брекчия, состоящая исключительно из остроугольных обломков диабазовых порфиритов различных размеров, сцементированных кальцитом и цеолитами.

Среди туфогенных образований под микроскопом выделяются следующие основные группы пород: 1) агломератовые туфы диабазовых порфиритов, 2) туфы витрофировых порфиритов кристалло-литокластической, кристалло-витролитокластической и других разновидностей кластических структур, 3) пепловые туфы, 4) туфолавы, 5) туфогенные песчаники и туффиты.

Агломератовые туфы первых двух групп состоят из угловатых обломков диабазовых порфиритов, различных по структуре и сложению, с переменным количеством вулканического стекла и зернистых диабазов. Промежутки между крупными обломками пород заполнены более

мелкими осколками тех же пород, а также кварца, плагиоклаза, редко моноклинного пироксена и калиевого полевого шпата. Цементом служат кальцит и цеолит с примесью пеплового материала. По размерам зерен породы относятся к псефитам и псаммитам.

Пепловые туфы представляют собой мелкообломочные породы, состоящие в основном из вулканического пепла с включениями обломков вулканического стекла, диабазовых порфиритов, плагиоклаза и кварца. Среди массивных пепловых туфов выделяются туфы горошчатой, пизолитовой структуры. Пизолиты состоят из таких же пепловых продуктов, как и вмещающая их основная масса.

Весьма своеобразные породы, названные туфолавами, отмечены по р. Нижней Тунгуске (ниже устья р. Иногли). Макроскопически они резко отличаются от обычных туфов массивностью и необычайной для туфов плотностью сложения. Под микроскопом это сильно измененная брекчиевидная стекловатая лава с включением оплавленных и угловатых обломков глубоко измененного стекла, витрофира, туфов, кристаллов плагиоклаза и кварца.

Туффиты и туфопесчаники состоят из смеси вулканогенного и нормальноосадочного материала, содержащихся в переменных количествах. Если в первых преобладают вулканические продукты, то вторые сложены преимущественно осадочным материалом.

Все туфогенные породы в той или иной степени изменены под действием гидротермальных растворов. Вторичным изменениям подвержены в одинаковой степени обломки и цементирующая масса породы. Наиболее интенсивно развиты процессы хлоритизации, карбонатизации и цеолитизации. Хлорит, кальцит и цеолиты заполняют пустоты и трещинки в породе, поры и миндалины в обломках лав, замещают осколки плагиоклазов и пепловую цементирующую массу. Последняя нередко нацело замещается одним или несколькими из названных минералов. Наряду с этим происходит окварцевание пород и в отдельных случаях отмечается развитие биотита или роговой обманки.

По р. Нижней Тунгуске были встречены палагонитовые туфы; палагонит выполняет в виде черной землистой массы пустоты и поры в туфах. С зонами прохождения рудных гидротермальных эманаций связано формирование магнетитовых и сульфидных жил. Околоживильные изменения выражены в интенсивной карбонатизации или окварцевании вмещающей туфовой породы, сопровождающихся ее орудением.

Все, что отмечалось в литературе и кратко изложено в начале этой главы по вопросу соотношения корвунчанской свиты с породами палеозойского основания, в полной мере относится и к туфогенной свите восточной окраины бассейна.

На контакте туфогенной свиты с осадками верхней перми наблюдаются угловое несогласие или тектонические нарушения типа сбросов. Угловое несогласие между осадками верхней перми и нижнего триаса, установленное геологами в центральной и западной частях бассейна, распространяется и на его юго-восточную окраину. В районе меридионального отрезка р. Нижней Тунгуски это несогласие несколько завуалировано тем, что оно располагается в литологически однообразной толще туфов, отделяя нижние ее горизонты верхнепермского возраста от верхних — триасовых. Следы углового несогласия между туфопесчаниками и слоистыми туфами отмечались автором в 1948 г. при маршрутных исследованиях по р. Нижней Тунгуске.

Стратиграфический перерыв и несогласие фиксируются по трансгрессивному залеганию туфогенных отложений на различных горизонтах перми, а по р. Ейке — на отложениях лландоверского яруса силура. Возраст туфогенной свиты определяется как триасовый до некоторой степени условно, так как в пределах описываемой территории он не подкреплен палеонтологическими данными. Несмотря на это, большая нижняя часть туфогенной свиты сопоставляется с палеонтологически охарактеризованной корвунчанской свитой на том основании, что за последнее время появились новые данные, подтверждающие нижнетриасовый возраст базальных горизонтов туфогенной свиты, полученные в районах, весьма удаленных от места, где впервые была найдена фауна и флора. По р. Южной Чуне Е. С. Рассказовой в туфопесчаниках и сланцах, лежащих в основании туфогенной толщи, собран довольно богатый комплекс флоры, представленный родами *Cladophlebia*, *Destmophyllum*, *Chiropteris*, свидетельствующими о нижнетриасовом возрасте вмещающих ее осадков.

В то же время есть данные, указывающие на существование более молодых, послетриасовых туфогенных пород. Так, в бассейне р. Верхней Кочемы в прослоях туфопесчаников обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, весьма близкий юрскому спорово-пыльцевому комплексу (данные спорово-пыльцевой лаборатории Иркутского геологического управления).

В районе правобережья р. Ангары, по данным Б. И. Рыбакова (1951 г.), в пробах, взятых из элювия туфогенных отложений, обнаружен спорово-пыльцевой комплекс юрской флоры. Более того, в междуречье Яду и Нидыма в туфах была обнаружена костная брекчия. И. В. Арембовский определил в ее составе мелкие формы бегающих рептилий отряда *Ornithischia*, древнейшие представители которых известны из отложений верхнего триаса и юры.

Помимо триасовых туфогенных образований, в бассейне рек Катанги и Ангары отмечается развитие более древних, верхнепалеозойских туфоагломератов, образующих линзы среди нормальноосадочных отложений. В юго-восточной части Тунгусского бассейна верхнепалеозойские туфы имеют, возможно, несколько более широкое распространение, чем это установлено в настоящее время.

Мощность свиты по окраинам Тунгусского бассейна колеблется в широких пределах (от 0 до 100 м), постепенно увеличиваясь по направлению к центру впадины до 250—300 м. Вне пределов Тунгусского бассейна пирокластические образования, аналоги туфогенной свиты, сопровождают железорудные месторождения Ангаро-Илимского района, где они впервые были отмечены К. И. Богдановичем (1896). На Коршуновском, Рудногорском и других месторождениях туфы, туфобрекчии и туфоагломераты выполняют остатки эруптивных аппаратов, прослежены до глубины 300—400 м от поверхности и являются вмещающими породами магнетитовых жил.

Залегание свиты пологое моноклиальное с падением в сторону центральной части Тунгусской синеклизы, на фоне которого отмечаются пологие и широкие валообразные поднятия и мульды, вырисовывающиеся на геологических картах мелкого масштаба. Пологие структуры осложнены мелкими складками второго порядка с размахом крыльев до 0,5 км и амплитудой в 50—100 м. Складки симметричные и асимметричные, с углами падения крыльев 10—25°, располагаются вне связи с интрузиями траппов.

Местами по р. Нижней Тунгуске наблюдаются локальные нарушения с углами падения до 65—80°. Подобные нарушения образованы, по-видимому, под действием глыбовых вертикальных подвижек, приведших к формированию флексурообразных перегибов, без разрыва сплошности пород, типа недоразвитых сбросов. Ряд исследователей связывает образование наклонных залеганий в туфогенной толще с активным воздействием трапповой магмы.

Дизъюнктивные нарушения имеют широкое распространение. Они фиксируются не только косвенно — дайками и жилами траппов, но местами группируются в целые зоны разломов мощностью 200—250 м, в пределах которых туфогенные отложения интенсивно перемяты. К таким зонам приурочены, например, магнетитовые и сульфидные рудопроявления бассейнов рек Илимпеи, Средней и Нижней Кочемы. Встречаются также небольшие трещины разлома (мощностью 1,5—2 м), выполненные обломками туфов, сцементированными гидротермальными минералами. Серия сбросов с амплитудой до 50 м и более устанавливается непосредственно в обнажениях по тектоническим контактам туфов с породами перми.

Почти все исследователи считают, что туфогенная свита имеет вулканическое происхождение, и лишь немногие видят в этих образованиях исключительно переотложенные осадки (А. А. Меньялов, 1951 г.).

Важным доводом в пользу вулканогенного происхождения основной массы пород туфогенной свиты является прежде всего ее агломератное сложение, типичное для первично-пирокластических толщ. Отсутствие механической обработки и сортировки материала, массивное или грубослоистое сложение толщи, наличие различно ориентированных обломков таких особенно легко разрушающихся пород, как уголь и углистые сланцы, на которых сохранились обугленные растительные остатки, тончайшие осколки стекла серповидной формы, свидетельствуют о залегании туфов и агломератов *in situ* или о формировании их частично в условиях временных грязевых потоков. При любых других условиях, связанных с переотложением осадков, все они, несомненно, подверглись бы разрушению.

Туфогенная природа свиты несомненна, потому что в туфах и туфоагломератах присутствуют такие характерные продукты вулканической деятельности, как вулканический пепел, лапилли и бомбы со шлаковой коркой на поверхности. Своеобразные серповидные обломки стекла типичны для туфов стекловатых и витрофировых лав. Пизолитовые туфы сформировались, очевидно, в наземных условиях, туфы с шаровой и горошчатой отдельностью — в условиях водной среды.

Трубчатые и кольцевые тела с агломератами в центре или по периферии являются, очевидно, одной из форм вулканических аппаратов центрального типа (вулкан Туой-Хоя), через которые происходил выброс пирокластического материала.

Центры массовых извержений располагались сравнительно неглубоко от поверхности, в пределах распространения пород верхнего палеозоя, интродуцированных траппами. Лавы, насыщенные газами и парами, поднимались вверх, по-видимому, почти беспрепятственно (по трещинам), так как в пирокластах редко встречаются обломки нижнепалеозойских пород, а обломки пород кристаллического фундамента платформенной формы до настоящего времени неизвестны совсем.

Присутствие в агломератах многочисленных эксплозивных обломков траппов количество которых, как отмечает В. В. Ляхович (1953),

возрастает в местах массового развития траппов, еще раз подтверждает широкое распространение дотриасовой фазы внедрения трапповых силлов. Конец палеозоя в истории Тунгусского бассейна знаменуется проявлением довольно сильных тектонических движений регионального характера, дальнейшим развитием которых явилась одна из наиболее интенсивных фаз вулканизма, получившая в пределах бассейна почти повсеместное распространение.

Проявления вулканизма местного значения известны и в более ранние периоды (нижняя пермь южной и центральной частей бассейна, верхняя пермь центральной и восточной его частей), но ни одно из них не достигало такого мощного развития, как триасовое.

Неоднократная смена в разрезе туфогенной толщи агломератовых туфов пачками туфопесчаников, присутствие в агломератах обломков брекчиевидных лав и туфов более ранних стадий извержения свидетельствуют о затухании и многократных вспышках вулканического процесса в течение триаса, к концу которого вулканическая деятельность постепенно ослабевает, продолжаясь с перерывами в отдельных районах вплоть до юры.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ТУНГУССКОГО БАСЕЙНА

Существование нормальноосадочных мезозойских отложений на территории окраинной части Тунгусского бассейна и севера Иркутского амфитеатра было доказано лишь в самые последние годы. До этого они хотя и замечались исследователями благодаря характерным особенностям залегания и состава, но правильного стратиграфического истолкования не получили.

В бассейне верхнего течения р. Нижней Тунгуски на присутствие мезозойских (нижнеюрских) отложений указал впервые еще А. Л. Чекановский (1874б, 1896). В бассейне р. Чоны существование континентальных нижнеюрских отложений было отмечено А. Г. Ржонсницким (1917). Вслед за Чекановским и Ржонсницким наличие нижнеюрских отложений в бассейнах рек Нижней Тунгуски и Чоны было подтверждено Д. К. Зегебартом (1935).

В последующие годы в бассейне р. Нижней Тунгуски мезозойские образования были отнесены к чайкинскому горизонту тунгусской свиты верхнекаменноугольного — нижнепермского возраста.

В Ангаро-Илимском районе мезозойские отложения были известны под названием «водораздельных» галечников, представленных толщей слабо сцементированных конгломератов, состоящих главным образом из экзотической гальки и песчаников с подчиненными прослоями аргиллитов, превращенных в результате выветривания в глины, пески и галечники. Этим галечникам прежние исследователи приписывали четвертичный возраст. В указанном районе на наличие экзотической гальки на современных водоразделах одним из первых обратил внимание Н. А. Ижицкий (1898). Скопление на междуречьях галечного материала и валунов наблюдали и другие исследователи: И. В. Лучицкий (1947), С. В. Обручев (1932—1933) и др. Более подробные сведения о водо-

раздельных галечниках Ангаро-Илимского района имеются в работах Г. Ф. Крашенинникова (1933, 1935) и Б. А. Иванова (1947).

Начиная с 1947—1949 гг. в Ангаро-Илимском районе и в верховьях р. Нижней Тунгуски развернулись геологосъемочные работы, осуществляемые главным образом Министерством геологии СССР, а также Академией наук СССР. Изучением генезиса и возраста водораздельных галечников занимались в Ангаро-Илимском районе В. П. Алексева, В. В. Алексеев, Б. И. Рыбаков, С. М. Цейтлин, Л. И. Чименко, Э. И. Равский и Н. А. Воскресенская, Б. Н. Леонов, в верховьях р. Нижней Тунгуски — М. М. Одинцов, В. В. Алексеев, С. Н. Соколов, М. И. Плотникова, Н. В. Кинд, В. П. Алексеева, В. О. Ружицкий, А. П. Труфанова, М. Н. Благовещенская и др.

Результаты этих работ подтвердили мнение Чекановского и Ржонсницкого о юрском возрасте угленосных отложений бассейнов верховьев рек Нижней Тунгуски и Чоны. Что касается вопроса о водораздельных галечниках, то в результате указанных исследований значительно полнее освещены условия их залегания, состав и строение и получены данные для суждения о стратиграфическом положении толщи и ее генезисе. По этому вопросу существуют различные мнения. Некоторые исследователи считают, что эта толща имеет флювиогляциальное происхождение, причем одни авторы связывают это с нижнечетвертичным оледенением (Крашенинников, 1933, 1935; Иванов, 1947; Одинцов, 1948б; Шарков); а другие — с верхнемезозойским (Иванов) или даже верхнепалеозойским (Хоментовский, 1942). Согласно второй точке зрения, рассматриваемая толща относится к отложениям пермского возраста и является продуктом разрушения внутриформационных конгломератов угленосной толщи (Леонов, Цейтлин, Рыбаков, Алексеева).

Широкий размах геологических исследований в последние годы и наличие обильного фактического материала по описываемым и смежным районам привели к возникновению нового представления о принадлежности толщи водораздельных галечников к отложениям мезозойского возраста и о ее озерном или речном генезисе (Плотникова и Соколова; Чименко, Одинцов).

Юрские отложения описываемого района образуют полосу северо-восточного простираения, протягивающуюся от западной окраины Лено-Вилуйской впадины на востоке до Бирюсинской окраины Канского бассейна на западе, что впервые было подмечено еще Т. Н. Спичарским в 1951 г. Полоса эта была выделена И. И. Красновым и В. Л. Масайтисом (1955) под названием Вилуйско-Ангарского мезозойского (нижнеюрского) прогиба. Одновременно на локализацию юрских отложений в пределах определенной зоны северо-восточного простираения обратил внимание М. М. Одинцов (1953).

Ниже приводится описание юрских отложений по отдельным участкам.

Верховья р. Нижней Тунгуски и Ангаро-Илимский район

В пределах описываемого района юрские отложения развиты в бассейне среднего течения р. Чоны, геологическое строение которого известно по работам А. Г. Ржонсницкого (1917), Д. К. Зегебарта (1935) и в последнее время — В. Л. Масайтиса (1950 г.), С. Ф. Павлова (1951 г.), К. П. Волковой и М. М. Одинцовой (1951 г.). В этом районе,

по данным Масайтиса, развиты нижнеюрские континентальные отложения, которые перекрываются морскими нижнеюрскими породами.

Нижнеюрские континентальные отложения здесь представлены песками и песчаниками с прослоями и линзами аргиллитов, конгломератов и углей. В основании свиты залегают рыхлые косослоистые песчаники с галькой и валунами подстилающих их экзотических пород. Для песчаников характерно обилие растительного детрита и присутствие шаровидных и лепешковидных базальтовых конкреций. Иногда в нижней части разреза встречаются базальные конгломераты мощностью до 5 м, состоящие из гальки и валунов траппов и туфов, сцементированных полимиктовым известковистым песчаником. Общая мощность нижнеюрских континентальных отложений составляет 60—80 м.

Нижнеюрский возраст описываемых пород устанавливается на основании залегания их под палеонтологически охарактеризованными морскими верхнелейасовыми отложениями, а также по присутствию спор и пыльцы. Согласно заключению М. М. Одинцовой (1953 г.), спорово-пыльцевые комплексы из нижнеюрских континентальных отложений верхнего течения р. Чоны характеризуются преобладанием пыльцы класеов *Coniferales*, *Bennettitales*, *Ginkgoales* и небольшим количеством спор, главным образом из группы *Leiotriletes* Na и n. (по морфологическим признакам близких к спорам некоторых родов семейства *Suatheseaceae*). Среди пыльцы хвойных сравнительно часто (от 25 до 50% всех форм) встречается пыльца с недифференцированными воздушными мешками (с признаками примитивного строения). Пыльца, близкая к родам *Picea* и *Pinus*, встречается реже, а пыльца семейства *Podocarpaceae* представлена только единичными зернами. Пыльца *Ginkgoales* и *Bennettitales* содержится примерно в равных количествах, составляя около 15—20% комплекса.

На нижнеюрских континентальных отложениях без резкой границы залегают морские юрские породы, отличающиеся невыдержанностью фациального состава как по простираию, так и по вертикали. Они представлены перемежающимися прослоями алевролитов, песчаников и известковистых песчаников серого, розового и черного цвета, гравелитов, иногда переходящих в конгломераты, и глин. Среди указанных пород встречаются прослой гипса, линзы углей, растительные остатки. В алевролитах характерно наличие шаровых и почковидных известковистых конкреций диаметром 30—50 см.

Некоторые разновидности песчаников из морских нижнеюрских отложений имеют своеобразный состав. Они представлены окатанными зернами витробазальтов, толейитов и хлоритово-палагонитового вулканического стекла, сцементированными карбонатом и, участками, — цеолитами. В конгломератах встречается большое количество гальки эффузивных траппов.

В разрезе морских нижнеюрских отложений г. Иекса на левом берегу р. Чоны, в 10 км выше поселка Мархай, В. Л. Масайтисом собраны остатки раковин, определенные Г. Я. Крымгольцем как *Tancredia stubendorffi* Schmidt. Этот вид, согласно заключению Крымгольца, широко распространен в верхнелейасовых морских отложениях р. Вилюя.

Морские нижнеюрские отложения р. Чоны параллелизуются Масайтисом с горизонтом с *Leda* (J_1^3 — J_2^1), выделенным А. А. Арсеньевым и В. А. Изановой в среднем течении р. Вилюя. Однако морские отложения бассейна р. Чоны отличаются от вилюйских значительным содержанием

обломков местных подстилающих пород, присутствием гипса, большим количеством обугленных растительных остатков, что свидетельствует об осадкообразовании в условиях мелководного бассейна с лагунами и близко расположенными берегами.

Из бассейна р. Чоны мезозойские отложения протягиваются на юго-восток в бассейн р. Нижней Тунгуски, где они довольно широко развиты и приурочены к средней части Вилуйско-Ангарского нижнеюрского прогиба; кроме того, они известны на водоразделах левых притоков р. Нижней Тунгуски — реках Непе, Большой и Малой Ереме, Тетеи и Верхней Кочемы, а также в долине р. Нижней Тунгуски на отрезке от д. Еремы до устья р. Тетеи.

Эти отложения представлены толщей рыхлых или слабо сцементированных полимиктовых известковистых песчаников с прослоями и линзами нередко ожелезненных интрузивных конгломератов, аржиллитов, алевролитов, углистых сланцев и листоватых углей, с конкрециями сидеритов, обломками ожелезненной древесины и стяжениями марказита. Описываемые породы ранее относились к чайкинскому горизонту тунгусской свиты ($C_3 + P_1$), теперь они на основании определений флоры и спорово-пыльцевых комплексов датируются юрой. Кроме того, к юрским отложениям условно относятся и водораздельные галечники, которые в описываемом районе представлены главным образом высылками экзотических пород на водоразделах и очень редко мало мощными слоями глин и суглинков, содержащими в небольшом количестве ту же гальку.

Один из наиболее типичных разрезов юрских отложений, описанный в 1952 г. Н. В. Кинд, вскрывается в обнажении Рудянского Бора на левом берегу р. Нижней Тунгуски, в 10 км выше д. Анкулы (снизу):

1. Глины буро-коричневые, переслаивающиеся с серыми, с конкрециями и линзами сидеритов и линзами песчаников. Видимая мощность	10 м
2. Песчаники мелкозернистые, рыхлые	3—4 „
3. Глины слоистые с прослоями плотных песков, углистых глин с растительными остатками и сидеритами	10—12 „
4. Толща песков косо- и горизонтальнослоистых, переслаивающихся с глинами и углистыми глинами	15 „
5. Песчаники светло-серые, плотно сцементированные, с тонкими цепочкообразными прослоями мелкогалечных конгломератов, с растительным детритом	4 „
6. Пески с линзовидными прослоями глин	4 „
Общая мощность толщи около 50 м.	

Песчаники содержат обильные отпечатки растений.

Типичные разрезы юрских отложений вскрываются в среднем течении р. Тетеи, левого притока р. Нижней Тунгуски. Здесь, на правом берегу, в 350 м выше устья р. Верхней Пульваногны, М. И. Плотников описан следующий разрез (снизу):

1. Песчаники рыхлые видимой мощностью	0,8 м
2. Песчаники полимиктовые, известковистые, с растительным детритом	1 „
3. Песчаники ожелезненные, тонкослоистые	0,7—0,8 „
4. Песчаники слабо сцементированные, переходящие в западной части обнажения в более плотно сцементированные, пережолненные обрывками ожелезненных стеблей растений. Местами они становятся грубозернистыми, переходящими в гравелиты. Участками среди них встречается единичная галька и прослой конгломератов, состоящих из гальки экзотических пород и обрывков растений, сцементированных известковистым полимиктовым песчаником	1—1,5 „
5. Песчаники плотно сцементированные	0,3 „
6. Песчаники известковистые, слабо сцементированные	0,7 „

В 3 км ниже по течению р. Тетей (близ зимовья Кунгур) эти отложения фациально замещаются залегающими в основании толщи грубообломочными ожелезненными конгломератами с обломками лимонитизированной древесины и прослоями песчаников. Видимая мощность их около 8 м.

Грубообломочные (гравелитовые и конгломератовые) разности юрских отложений отличаются невыдержанным гранулометрическим составом; среди них наблюдается две разновидности: слабо сцементированные грубообломочные конгломераты, представляющие собой, вероятно, отложения временных потоков и мелкогалечные конгломераты и гравелиты речного генезиса.

Петрографический состав галечного материала отличается резким преобладанием экзотических пород: кварца, кварцита, кислых эффузивов* и отчасти кремня над местными породами.

По минералогическому составу тяжелой фракции юрские отложения бассейна верхнего течения р. Нижней Тунгуски отличаются преобладанием ильменита с заметной примесью граната (альмандина).

Для возрастной датировки описываемых отложений в настоящее время имеется уже довольно обильный палеонтологический материал: макроскопические остатки флоры, большое количество спорово-пыльцевых комплексов.

Приводим список растительных остатков, определенных Е. С. Расказовой из отложений верховьев р. Нижней Тунгуски и ее левого притока р. Большой Ерёмы, свидетельствующих о юрском возрасте данной толщи: *Pityophyllum nordenskiöldii* Heer Nath., *Cladophlebis* (?), *Ctenis* (?), *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Phoenicopsis* (?) *angustifolia* Heer, *Czekanowskia*.

Из коллекции А. Г. Баянова, собранной в верховьях р. Еремокана, В. Д. Принада определил следующие формы: *Cladophlebis* sp. ex gr. *C. haiburnensis* (L. et H.) Seward, *Czekanowskia rigida* Heer, *Neocalamites*, которые позволяют датировать возраст вмещающих их отложений в интервале от позднего лейаса до верхней половины средней юры.

Спорово-пыльцевые комплексы указанных отложений изучались М. М. Одинцовой, Г. А. Иордан, О. К. Смирновой и другими исследователями под руководством И. М. Покровской. Они указывают, что из этих отложений выделены споры и пыльца следующих растений: типа *Selaginella conferta*, *Lycopodium*, *Equisetum*, *Dicksonia*, Cyatheaceae, Polypodiaceae, Gleicheniaceae, *Lygodium*, *Osmunda*, типа *Leiotriletes*, *Trachytriletes*, Bennettitales, Cycadales, Ginkgoales, *Podocarpus*, Araucariaceae, *Podozamites*, типа *Abies*, *Picea*, типа *Cedrus*, *Pinus* из подрода *Diploxylon*, *Pinus* из подрода *Haploxylon* и пыльца древних хвойных.

Сравнивая спорово-пыльцевые комплексы юрских отложений бассейнов верхнего течения р. Нижней Тунгуски и среднего течения р. Вилюя, указанные авторы считают возможным сопоставить юрские отложения р. Нижней Тунгуски с верхами морской свиты и верхней континентальной свитой бассейна р. Вилюя (J₁²—J₃, согласно А. А. Арсень-

* Среди кислых эффузивов выделяются следующие разновидности: кварцевые порфиры, порфиры, альбитофиры, фельзит-порфиры, кварцевые фельзит-порфиры, ортофиры, туфы кислых эффузивов.

еву). В пользу подобного сопоставления свидетельствует присутствие глауконита в низах толщи по разрезам Рудянского Бора и низовий р. Тетей, что указывает на возможную принадлежность этих слоев к морским отложениям, возможно распространившимся из бассейна р. Чоны*.

Таким образом, часть юрских отложений бассейна верхнего течения р. Нижней Тунгуски предположительно может быть сопоставлена по возрасту с верхами морской свиты и верхней континентальной свитой Лено-Вилуйской синеклизы. Приведенные данные не противоречат возможной принадлежности части юрских отложений бассейна р. Нижней Тунгуски к нижней континентальной свите общего разреза юрских отложений Лено-Вилуйской синеклизы.

Остановимся на вопросе о строении, составе, происхождении и возрасте водораздельных галечников бассейна верхнего течения р. Нижней Тунгуски. В данном районе, в отличие от Ангаро-Илимского, под названием водораздельных галечников подразумевают высыпки хорошо окатанных галек и валунов, состоящих главным образом из экзотических пород. В меньшей степени они представлены маломощными (до 2,5 м) глинами и суглинками, содержащими гальку тех же экзотических пород. Указанные образования развиты преимущественно на осадочных породах юрского возраста, реже они встречаются на площадях, сложенных породами трапповой формации и туфогенными. Данные об их вещественном составе весьма ограничены. Косвенное указание об их гранулометрическом составе можно получить только на основании визуальной оценки размеров гальки и валунов, среди которых преобладает крупная галька размером 7,5—10 см и валуны до 20—25 см в поперечнике. В составе гальки и валунов доминируют чуждые породы: кварц, кварцит, кислые эффузивы и др. По минералогическому составу шлихов водораздельные галечники аналогичны юрским отложениям и характеризуются преобладанием ильменита.

Как уже отмечалось, по вопросу о возрасте и происхождении водораздельных галечников данного района существует ряд воззрений. Против многих из них могут быть выдвинуты существенные возражения.

Если принять гипотезу флювиогляциального происхождения водораздельных галечников (независимо от их возраста), то этому противоречит факт отсутствия среди обломков исштрихованных валунов и галек в форме «утюгов», характерных для морен, материал которых должен был приноситься ледниковыми водами. Что касается присутствия среди этих образований валунов значительного размера, которые, по мнению сторонников этой гипотезы, являются основным доказательством флювиогляциального происхождения водораздельных галечников, то они могут быть перенесены также и речным льдом.

Если допустить предположение об элювиальном происхождении водораздельных галечников за счет разрушения верхнепалеозойских и

* Ввиду обычного присутствия глауконита в нижнепалеозойских породах северной части Иркутского амфитеатра нахождение зерен глауконита в юрских отложениях в бассейне р. Нижней Тунгуски не может служить доказательством принадлежности этих отложений к морским осадкам. Возможно перетолчение глауконита, заимствованного из нижнепалеозойских пород при их размыве. — *Прим. ред.*

мезозойских пород, то против него существуют следующие возражения:*

1. Весьма ограниченное развитие конгломератовых фаций в юрских и верхнепалеозойских отложениях описываемого района, в то время как высыпки гальки на водоразделах довольно широко распространены.

2. Отсутствие перехода от плотных невыветрелых пород к рыхлым, несцементированным.

3. Различие между гранулометрическим составом пермских и юрских конгломератов и водораздельных галечников. Первые (за немногими исключениями) характеризуются преобладанием мелкообломочных классов (мелкой гальки и гравия). Вторые отличаются повышенным содержанием крупной гальки и мелких и средних валунов.

4. Присутствие высыпок гальки как на осадочных, так и на изверженных породах.

Вероятнее всего, водораздельные галечники описываемого района некогда представляли довольно мощную толщу грубообломочных отложений, в настоящее время почти нацело размытых и переотложенных в террасовые и русловые отложения современных рек. Об этом свидетельствует преобладание в аллювии последних крупной гальки и валунов экзотических пород, попавших туда при размыве толщи водораздельных галечников.

Учитывая приведенные выше соображения, авторы склонны считать, что водораздельным галечникам вряд ли может быть приписано флювиогляциальное или элювиальное происхождение; наиболее вероятным является аллювиальный генезис описываемых образований. Что касается их возраста, то факт залегания на флористически охарактеризованных юрских отложениях свидетельствует, вероятно, о верхне-мезозойском, а может быть, и более молодом — неогеновом возрасте. По-видимому, они являются остатками некогда мощной толщи, формирование которой явилось отзвуком могучих горообразовательных движений, происходивших в период от среднеюрского до нижнемелового времени на юго-восточной окраине платформы (в Байкало-Патомском нагорье), откуда, по мнению большинства исследователей, принесены эти обломки.

Юрские отложения, развитые на левобережье р. Нижней Тунгуски, в ее верховьях, почти без перерыва протягиваются в бассейн р. Тэтэрэ, а отсюда — в верховья р. Чулы и в междуречья Ангары—Илима и Ангары—Уды. Здесь они прослежены в ряде пунктов левобережья р. Ангары (близ деревень Ершово, Баншиково, Кеуль и др.) и в северной части междуречья Ангары и Илима, откуда почти непрерывной полосой простираются от водораздела рек Карапчанки, Тубы и Поливо в верховья р. Катанги (Подкаменной Тунгуски). Указанные пункты развития морских отложений приурочены к западной части нижнеюрского Вилуйско-Ангарского прогиба.

Мезозойские отложения Ангаро-Илимского района до последнего времени были известны под названием водораздельных галечников и детально не расчленялись. Однако подробное рассмотрение мезозой-

* Авторы не отрицают возможности существования в отдельных частных случаях водораздельных галечников, образовавшихся за счет разрушения подстилающих верхнепалеозойских и мезозойских пород, но считают, что широкого развития такие образования не имеют.

ских отложений Ангаро-Илимского района позволяет выделить среди них два типа осадков, отличающихся по составу, строению и имеющих, очевидно, различные генезис и возраст.

Наиболее распространенный тип характеризуется довольно значительной мощностью (30—60 м), разнообразным, но устойчивым петрографическим составом обломочного материала, песчаным цементом и следами интенсивного химического выветривания.

Второй тип отложений отличается малой мощностью (2—5 м), обедненным петрографическим составом галечника, глинистым цементом и другими свойствами, свидетельствующими об образовании за счет перемыва древней коры выветривания.

На Ангаро-Катангском междуречье, севернее с. Кежмы, в пределах Красноярского края известен третий тип мезозойских отложений, представленных песчано-глинистыми осадками с флорой мезозоя, иногда включающими маломощные прослои каменного угля и сферосидериты. Их фациальный состав не оставляет сомнений в принадлежности к осадкам озерно-болотного генезиса.

В качестве примера отложений первого типа приведем два наиболее хорошо изученных разреза. Один из них описан в 1951 г. В. П. Алексеевой в истоках р. Яры (междуречье Ангары и Илима). Приводим его в сокращенном виде (снизу):

- | | |
|---|---------|
| 1. Аргиллиты светло-желтые с неровной поверхностью напластования. В низах слоя встречаются горизонтальные прослойки серых плитчатых мелкокристаллических известняков | 20 м |
| 2. Глина светло-желтого цвета с галечником в желтом и коричнево-буrom песке. В составе галечника — кварц, различные кремни, сланец, кварцит, порфиры, песчаники, каолинизированные породы | 3,9 „ |
| 3. Пески галечниковые ярко-желтого цвета, сильно выветрелые. Значительное количество галек разрушено и каолинизировано | 2,8 „ |
| 4. Конгломерат ожелезненный с остатками древесины и жеодами | 1,6 „ |
| 5. Песок светло-желтый глинистый с меняющимся по вертикали содержанием галек | 5,5 „ |
| 6. Песок ожелезненный, косослоистый, с прослоями гравийно-галечного материала и линзами каолиноподобной породы | 3—3,5 „ |
| 7. Конгломерат с железистым цементом и с ожелезненными остатками древесины | 2—3 „ |
| Общая мощность толщи 38—40 м. | |

Более подробные данные о составе и строении юрской толщи получены в верховьях рек Карапчанки и Байкальской Рассохи (правобережье р. Ангары). Несколько линий глубоких горных выработок показали, что толща залегает здесь на чрезвычайно расчлененной поверхности отложений братского горизонта и частично на крупной пластовой залежи траппа. Подошва ее лежит на абсолютных высотах от 350 до 570 м.

В среднем мощность мезозоя здесь равна 50—60 м. Юрские осадки представляют собой сложно построенную горизонтально залегающую толщу. Резкая фациальная изменчивость составляет типичную черту ее горизонтального строения и вертикального разреза. Вследствие этого сводный разрез (рис. 33) не может быть универсальным.

Петрографический состав галечников характеризуется преобладанием экзотических пород. Микроскопическое изучение основных разновидностей пород в шлифах показывает большое их разнообразие в пределах выделенных групп. Изучение шлифов из визуально неопределимых

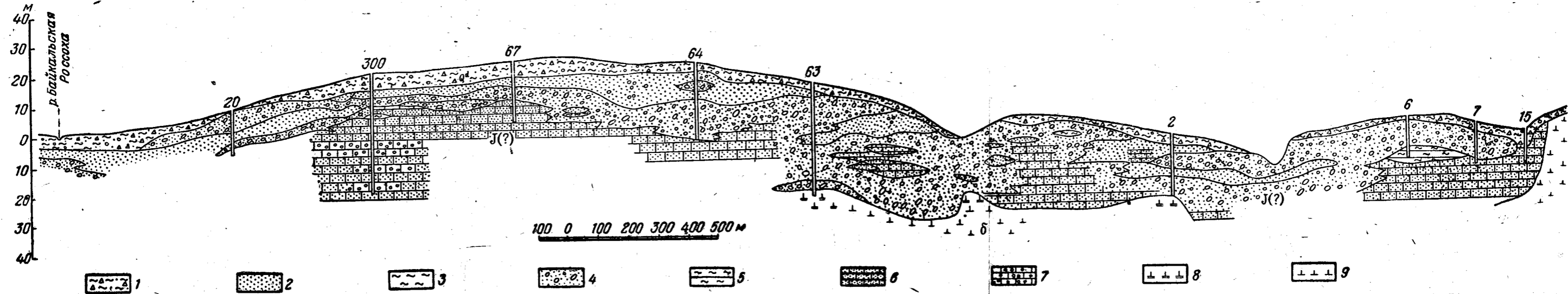


Рис. 33. Разрез толщи «водораздельных галечников» междуречья Тубы, Караичанки: Поливо

1 — суглинок, песчаная глина с галькой и щебнем; 2 — песок; 3 — глина; 4 — галечник; 5 — аргиллит; 6 — песчаник; 7 — конгломерат; 8 — сильно выветрелые траппы; 9 — траппы

выветрелых галек показало, что они по составу принадлежат изверженным породам.

Основной фон шлифа представлен хлоритом и сильно выветрелым рудным минералом, иддингситом и реликтами плагиоклазовых зерен. Иногда по реликтовой структуре различается принадлежность таких пород к диабазам. Это объясняет непонятный ранее факт отсутствия в галечном материале широко развитых в районе траппов: трапповые породы разложились до глинистой массы.

Весьма существенным для понимания генезиса осадков является наличие среди массы грубообломочного материала наряду с округлой, типично речной галькой уплощенной, лепешковидной гальки с хорошо отшлифованной поверхностью. Такие гальки могут образоваться только в зоне морского или озерного пляжа. Подсчеты показали, что содержание «пляжевой» гальки составляет 14—15%.

Минералогическая ассоциация шлихов в целом по преобладающим минералам может быть названа магнетито-гранатово-ильменитовой. Интересно постоянное присутствие в минералогическом спектре пироксена, содержание которого в среднем около 2%. Приведенный факт подтверждает участие трапповых пород в составе конгломератов.

Юрская толща описываемого района претерпела глубокое химическое преобразование. Можно говорить о наличии здесь типичной древней коры выветривания. Выветрелый характер толщи проявляется в заметном преобладании устойчивых к выветриванию компонентов в галечной и гравийной фракции, а также в шлиховом спектре (до 95—98%). Очень характерно наличие реликтов галек, выполненных каолиноподобной глинистой массой. По подсчетам в нескольких глубоких шурфах количество нацело выветрелых галек колеблется от 13 до 20%. Каолиноподобная светлоокрашенная, тонко отмученная глина нередко залегает среди галечника и песка в форме маломощных прослоев, линз и примазок.

Особенностью описываемой толщи, связанной с процессами выветривания, является ее сильное эпигенетическое ожелезнение. Оно проявляется в охристой окраске песков и глин, в образовании вторично сцементированных конгломератов, в наличии стяжений лимонита и в полном замещении им остатков древесины. Последний признак можно считать маркирующим для отличия осадков мезозоя от сходных иногда с ними отложений угленосной толщи нижней перми. В последней флора всегда замещена кремнем.

Относительно генезиса осадков мезозоя следует сказать, что гипотеза об их флювиогляциальном происхождении находится в резком противоречии с фактическим материалом. Описываемая толща носит ясные следы отложения в речных условиях, иногда сменяемых озерно-речными. В пользу этого свидетельствуют частая перемежаемость основных литологических разностей пород, отсортированность глин и песков, косая слоистость речного типа, наличие остатков наземной (теплолюбивой) растительности, характер окатанности галечного материала, среди которого ясно различаются гальки чисто речного и озерного происхождения.

Кроме описанного выше господствующего типа юрских образований, к отложениям этого возраста можно отнести и второй, менее распространенный тип осадков. Он был обнаружен и описан С. М. Цейтлиным, Ф. Ф. Ильным, Л. А. Полуниной (1950 г.) и другими геологами как верхний горизонт галечниковой фации угленосной толщи

перми на левобережье р. Ангары, в районе д. Ершово. Эти отложения, как упоминалось, представлены галечниками небольшой мощности. Приведем (по Цейтлину) типичный разрез этих отложений (снизу):

- | | |
|--|-------|
| 1. Песчаник плотный, желто-бурый, ожелезненный, видимой мощности | 0,3 м |
| 2. Галечник, сцементированный серовато-желтой глиной. Прослоями и пятнами глина окрашена в ярко-желтый и другие пестрые тона. В составе галечника резко преобладают кварц и кремень плохой и средней окатанности. В цементной части, содержание которой колеблется от 30 до 50%, наблюдаются тонкие сажистые прослойки и пятна | 1—2 „ |
| 3. Почвенный горизонт, сформированный на элювиально-делювиальном суглинке с редкой галькой и щебнем траппов | 0,5 „ |

Подсчеты петрографического состава галечного материала показали резкое преобладание в нем гальки кварца, кварцита и кремня. Минералогический состав глинистых галечников характеризуется магнетито-гранатово-ильменитовой ассоциацией.

Небольшая мощность отложений, их литологический состав (глины, галечники), дифференциация на фации (пойменную и русловую) делают «ершовские галечники» весьма похожими на нормальные аллювиальные отложения. В то же время преобладание глинистого (каолинноподобного) материала, яркая окраска, исключительно высокоустойчивый характер галечника, отсутствие реликтов галек с несомненностью свидетельствуют об образовании толщи за счет перемыва древней коры выветривания. Так как первый тип мезозойских отложений несет следы выветривания *in situ*, то отложения второго типа должны быть отнесены к более молодым образованиям.

Рассмотрим имеющиеся данные для определения возраста описываемых отложений.

Нижняя возрастная граница водораздельных галечников определяется их залеганием на туфогенных отложениях (в бассейне верховьев р. Катанги и др.). Верхний возрастной предел может быть установлен геоморфологически: водораздельные галечники лежат на древней поверхности выравнивания, в которую врезана современная гидрографическая сеть. В современных крупных речных долинах известны высокие террасы, несущие покров аллювиальных отложений, палеонтологически охарактеризованных, как неоген.

На основании только условий залегания время образования рассматриваемых отложений может быть установлено в пределах от юры до палеогена включительно.

Палеонтологические данные сводятся к следующему: палеоботаник А. А. Ларищев, занимавшийся в 1953 г. анатомо-дендрологическим анализом остатков древесины, указав на чрезвычайно плохую их сохранность, пришел к заключению, что эта древесина принадлежит хвойным (возможны пихта, можжевельник, таксодиум, секвойя, кипарис и т. д.). Это заключение не может быть использовано для установления возраста толщи, но оно вполне достаточно для отрицания ее пермского возраста. Спорово-пыльцевые анализы показали, что, помимо четвертичных форм, по данным палинологов Г. А. Иордан и М. М. Одинцовой, здесь обнаружены *Pinaseae* мезозойского облика и *Bennettitales* (растение также мезозойского возраста).

В бассейнах р. Тэтэрэ и по левым притокам р. Нижней Тунгуски, по данным Ф. Ф. Ильина, М. И. Плотниковой, Г. И. Кириченко и Н. Н. Тазихина, широко распространены отложения, надежно датиро-

ванные юрской флорой. Судя по данным этих авторов, юрские породы по условиям залегания, разрезу и составу вполне тождественны с описанными выше водораздельными галечниками. Все это служит основанием для того, чтобы толщу водораздельных галечников Ангаро-Илимского района с большой долей достоверности считать также юрской. В этом случае водораздельные галечники ершовского типа предположительно можно датировать мелом или даже палеогеном.

Бассейны рек Бирюсы и Чуны (Уды)

Юрские континентальные отложения, развитые в бассейнах среднего течения рек Бирюсы и Чуны, изучались в последнее время Т. Н. Спизарским, М. Л. Молдавским и А. П. Лесгафтом, А. Г. Шпилько и Н. П. Харитоновым.

На левобережье р. Бирюсы, по данным Спизарского, они залегают на размытой поверхности нижнесилурийских и частично пермских пород и выполняют депрессии, имеющие, вероятно, тектоническое происхождение.

Рассматриваемые отложения представлены разнозернистыми кварцевыми песками, глинистыми песками, песчанистыми и вязкими глинами темно-серой, светло- и зеленовато-серой окраски, включающими слои бурого угля, остаток обугленной древесины. Иногда среди песков встречаются тела неправильной формы, состоящие из плотно сцементированных известковистых песчаников. В основании толщи залегают мелко- и крупногалечные конгломераты, состоящие из гальки, кварца, кварцитов, пегматитов, метаморфизованных песчаников, порфиоров, метаморфических сланцев, известковистых песчаников. Галька сцементирована известковистым песчаником.

Минералогический состав песков и песчаников левобережья р. Бирюсы отличается присутствием в легкой фракции кварца, полевых шпатов, халцедона, мусковита, хлорита, графита и зерен каолиноподобного вещества, а в тяжелой фракции — граната, ильменита, эпидота, реже циркона, турмалина и апатита.

В описываемых отложениях встречен богатый комплекс спор и пыльцы, который, по заключению И. М. Покровской, свидетельствует об их мезозойском (юрском, не моложе верхней юры) возрасте. Здесь обнаружены споры и пыльца следующих растений: *Selaginella*, *Lycopodiaceae*, *Hymenophyllaceae*, *Dicksoniaceae*, *Cyatheaceae*, *Polypodiaceae*, *Cheiropleuria*, *Matoniaceae*, *Schizaceae*, *Osmundaceae*, *Marattiaceae*, *Leio-triletes*, *Acanthotriletes*, *Lophotriletes*, *Cordaitales*, *Bennettitales*, *Ginkgoaceae*, *Coniferae*, *Podocarpaceae*, *Azonalates* sim. L u b., типа *Abies*, типа *Picea*, типа *Cedrus*, типа *Pinus* из подрода *Haploxyylon*.

Общая мощность юрских отложений на левобережье р. Бирюсы составляет около 150 м.

В бассейне р. Чуны (Уды) в ряде пунктов обнаружены маломощные (до 2,5 м) отложения, которые по особенностям залегания и литологического состава также могут быть отнесены к мезозойским. Так, на правом берегу р. Чуны, в районе д. Кондратьево, шурфом вскрыт гравийно-галечный конгломерат. Галька его состоит из кварца и кварцита. Минералогический анализ цемента показывает преобладание в составе кластического материала кварца и полевого шпата, в составе новообразований — монтмориллонита. В меньшем количестве присут-

ствуют гидроокислы железа и марганца. Наличие монтмориллонита и гидроокислов железа в глинистой фракции цемента конгломератов свидетельствует о пережитой этими образованиями эпохе выветривания. Н. П. Харитонов и А. Г. Шпилько, описывающие указанные конгломераты, совершенно неправильно на основании предварительного определения спор и пылицы относят их к четвертичным отложениям. Между тем, мономиктовый состав гальки из конгломератов и присутствие в глинистой фракции цемента минералов коры выветривания указывают на их принадлежность к мезозойским отложениям.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ*

Как показывает краткий обзор юрских отложений окраины Тунгусского бассейна, стратиграфическое расчленение этих образований еще почти совершенно не разработано.

Сопоставляя несколько лучше изученные юрские отложения различных частей Вилюйско-Ангарского прогиба с юрскими отложениями Лено-Вилюйской синеклизы, стратиграфическое деление которых в общих чертах установлено (табл. 7), можно прийти к следующему заключению.

В пределах прогиба в направлении с северо-востока на юго-запад наблюдается смена морских нижнеюрских отложений континентальными. Наиболее западным пунктом, где развиты палеонтологически охарактеризованные морские отложения нижней юры, является бассейн среднего и нижнего течения р. Чоны. В бассейне рек Нижней Тунгуски и Тэтэрэ, в Ангаро-Илимском районе и в бассейнах рек Бирюсы и Уды они представлены исключительно континентальными фациями. Однако известно указание М. Н. Благовещенкой о находке на р. Чадобце, в окрестностях д. Яргино, двух аммонитов: *Pavlowia (Pallasiceros)* sp. и *Perisphinctes* sp., которые свидетельствуют о вероятном распространении в этом районе морских осадочных отложений верхнемезозойского возраста.

При рассмотрении континентальных юрских отложений, выполняющих Вилюйско-Ангарский прогиб, в них можно заметить черты сходства, а иногда различия литологического состава. На значительной территории юрские осадки представлены толщами перемежающихся песков и галечников с подчиненными им глинами, которые иногда в результате процессов вторичной цементации преобразованы в песчаники и конгломераты.

Петрографический состав и количественные соотношения крупнообломочного материала близки на всем протяжении этой полосы. Некоторым исключением являются отложения, развитые в бассейне р. Чоны, в которых содержание экзотического материала в гальке уступает количеству обломков местных коренных пород (траппов, туфов и нижнепалеозойских осадочных пород). Во всей рассматриваемой полосе обнаруживается также полное сходство минералогического состава шлихов, который характеризуется преобладанием ильменита, граната и магнетита при постоянной примеси циркона, рутила и др.

Юрские континентальные отложения различных районов отличаются друг от друга по степени выветривания. Если в бассейнах рек

* Сопоставление производится без Черемховского бассейна.

Сопоставление юрских отложений Вилуйско-Ангарского прогиба и Лено-Вилуйской синеклизы

Бассейн среднего течения р. Вилуя (по А. А. Арсеньеву)				Бассейн среднего и нижнего течения р. Чоны (по В. Л. Масайтису)	
Возраст	Свиты	Горизонты	Некоторые характерные черты литологического состава	Горизонты	Некоторые характерные черты литологического состава
$J_2^2 - J_3$	Верхняя континентальная	Рыхлые полимиктовые известковистые песчаники, известково-глинистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями плотных песчаников, конгломератов и углей	Тяжелая фракция характеризуется высоким содержанием ильменита и граната		
$J_1^{2+3} - J_2^1$	Морская	Горизонт с <i>Leda</i> : полимиктовые и глауконитовые песчаники, алевролиты и известковистые сланцы с прослоями пелитоморфных песчаных известняков Горизонт с <i>Harpax</i> : полимиктовые глинисто-известковистые, в низах слюдястые песчаники и песчаные известняки	Тяжелая фракция характеризуется преобладанием ильменита. Окатанность минералов неоднородная	Алевролиты и песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов с <i>Tancredia stubendorffi</i> Schmidt, известковисто-слюдястые песчаники	Некоторые горизонты песчаников нацело состоят из зерен эффузивных траппов. Преобладание траппов характерно и для гальки конгломератов
J_1^1	Континентальная	Укугутский горизонт: полимиктовые известковистые песчаники и крупногалеchnые, нередко глыбовые конгломераты со стяжениями сидерита и марказита, содержащие споры и пыльцу нижнеюрских растений Эмяксинский горизонт: полимиктовые и известковистые пески и песчаники с редкими прослоями гравелитов и мелкогалеchnых конгломератов	В составе тяжелой фракции существенная роль принадлежит неустойчивым минералам: амфиболу, эпидоту, пироксену. Минералы тяжелой фракции слабо окатаны. В составе гальки конгломератов преобладают экзотические породы	Рыхлые песчаники с галькой и прослоями базальных конгломератов	В составе гальки конгломератов характерно преобладание местных пород (траппов, туфов) над экзотическими
			В составе тяжелой фракции преобладают устойчивые минералы: ильменит, циркон, гранат. Основная масса минералов хорошо окатана		

Бассейн верхнего течения р. Нижней Тунгуски (по Е. С. Расказовой, М. И. Плотниковой, И. М. Покровской, М. М. Одинцовой)				Бассейн р. Тэтэрэ (по Н. Н. Тазихину, Г. И. Кириченко, Ф. Ф. Ильину)		
Возраст	Свиты	Горизонты	Некоторые характерные черты литологического состава	Возраст	Горизонты	Некоторые характерные черты литологического состава
J ₂ ² —J ₁	Верхняя континентальная	Чайкинский горизонт: известковистые песчаники, аргиллиты, алевролиты с прослоями углей, сидеритов и линзами внутриформационных конгломератов, заключающие остатки <i>Pityophyllum</i> sp., <i>Ctenia</i> (?) sp., <i>Podozamites</i>	В составе гальки конгломератов экзотические породы (кварциты, кислые и средние эффузивы) преобладают над местными. Процессы выветривания проявляются во вторичном ожелезнении конгломератов. Состав тяжелой фракции—гранатово-ильменитовый с примесью магнетита, циркона, эпидота			
				J ₂	Нокорская толща. Песчано-галечная фация. Глинисто-алевролитовая фация. Флора: <i>Cladophlebis</i> cf. <i>haiburnensis</i> (Linea et Hut.), <i>Phoenicopsis speciosa</i> Heer, <i>Pityophyllum nordenskioldii</i> (Heer) Nath.	Для гальки конгломератов характерно преобладание экзотических пород (главным образом кварцитов, кислых и средних эффузивов) над местными породами. Состав тяжелой фракции гранатово-ильменитовый со значительной примесью эпидота
J ₁ ²⁺³ —J ₂ ¹	Морская	Известковистые песчаники с глауконитом				
J ₁ ¹	Континентальная	Песчаники, пески с прослоями аргиллитов, конгломератов, углей, сидеритов				

Продолжение табл. 7

Ангаро-Илимский район (по Э. И. Равскому)		Бассейн рек Чуны (Уды) и Бирюсы (по Т. Н. Спичарскому, Н. П. Харитонову, А. Г. Шпилько)	
Возраст	Горизонты	Возраст	Горизонты
J	Пески, глины, галечники, железистые конгломераты, аргиллиты с маломощными прослоями углей и сидеритов, со спорами и пыльной мезозойского облика	J	Пески, глины с прослоями углей, с конгломератами в основании, содержащие пылью и споры мезозойских растений
	Некоторые характерные черты литологического состава		Некоторые характерные черты литологического состава
	В составе гальки конгломератов отмечается преобладание экзотических пород (кварцитов, кварца, кислых эффузивов, кремней) над местными. Характерно присутствие прослоев каолиноподобных глин и реликтов галек, выполненных каолиноподобной глиной, а также вторичное ожелезнение конгломератов. Состав тяжелой фракции гранатово-ильменитовой с сульфидной примесью магнетита и эпидота		Новообразования в пемте конгломератов, состоящие в основном из монтмориллонита и гидроокислов железа

Нижней Тунгуски и Тэтэрэ процессы выветривания проявились в высвобождении окислов железа и во вторичном ожелезнении осадков, то в Ангаро-Илимском районе и в еще большей степени в бассейнах рек Чуны и Бирюсы выветривание зашло значительно дальше. Здесь оно выразилось в замещении наименее устойчивых компонентов изверженных пород глинистыми минералами коры выветривания (монтмориллонит, гидрослюда и др.) и в сохранении реликтов галек неустойчивых пород. Вторичное ожелезнение составляет характерную черту пород в этих районах.

Вероятно, наблюдающееся увеличение интенсивности выветривания юрских отложений в юго-западном направлении находится в связи с иными физико-географическими и в первую очередь климатическими условиями.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

Отложения юрской системы на юге и юго-востоке Иркутского амфитеатра представлены комплексом озерно-речных угленосных образований внутриконтинентального типа, которые распространены на обособленной площади в юго-восточном углу южного выступа Сибирской платформы, примыкая к ее древнему обрамлению

вдоль Восточного Саяна и Прибайкалья. Северо-западная ориентировка границы Сибирской платформы по Восточному Саяну, круто переходящая на северо-восточное направление вдоль Прибайкалья, определила неправильную серповидную форму площади развития юрской угленосной формации, которая образует здесь Иркутский угленосный бассейн. Основная часть бассейна вытягивается полосой шириной примерно 80 км между предгорьями Восточного Саяна и линией железной дороги. На правобережье р. Ангары вдоль складчатых структур Прибайкалья угленосная формация образует северо-восточный залив, постепенно суживающийся и доходящий почти до с. Манзурки в бассейне р. Лены. Обе эти полосы, сливаясь в районе Иркутск—Черемхово, образуют обширную площадь распространения юрских отложений, которая своей восточной границей в виде узкого коридора по р. Ангаре выходит на берег оз. Байкал у пос. Коты.

Современные контуры юрских отложений, очевидно, не отвечают генетическим границам первичного бассейна осадконакопления, хотя иногда и приближаются к ним, например вдоль Восточного Саяна и Прибайкалья. Внешний контур бассейна со стороны платформы является типичным эрозионным, подчиненным современному рельефу с многочисленными изолированными останцами юрских осадков за контуром бассейна (Хахарейское, Матаганское месторождения и др.).

Останцы в виде цепочки вытягиваются на север по междуречью Оки и Ангары, в сторону г. Братска, как бы на смыкание с юрскими угленосными отложениями бассейнов рек Нижней Тунгуски и Вилюя. Нет сомнений в том, что юрские отложения в прошлом распространялись несколько дальше в глубь Сибирской платформы. Тем не менее нет никаких оснований считать Иркутский и Канский угленосные бассейны вместе с Вилюйским заливом Ленской угленосной провинции эрозионными останцами единого и непрерывного чехла юрских угленосных отложений Ангариды.

Не подтверждаются фактами и соображения о прежнем более глубоком проникновении покрова юрских угленосных отложений в Восточный Саян.

Действительно, в бассейне верхнего течения р. Оки, во внутренней части Восточного Саяна, известны отложения, вероятно, юрского возраста, но они являются самостоятельными образованиями, а не останцами некогда единого с Иркутским бассейном осадочного покрова. В равной мере это относится и к юрским отложениям внутри Хамар-Дабана (Баянгольское месторождение), в районе Гусиного озера и в других местах Забайкалья. Самостоятельное развитие забайкальских мезозойских впадин в данное время уже никем не оспаривается.

Юрские отложения Иркутского угленосного бассейна залегают на глубоко размытом основании, сложенном породами древнего палеозоя. На большей части площади их подстилают доломиты и доломитизированные известняки карбонатной свиты кембрия. Ее возраст, в прошлом определявшийся как среднекембрийский, в настоящее время переопределен и считается нижекембрийским. Доломиты подстилают юру в прииркутских районах, в Кудинском заливе, вдоль контакта с кристаллическими породами Восточного Саяна до р. Оки, в районе г. Черемхово, а также по рекам Белой и Ангаре.

К северо-западу и северу, т. е. в сторону платформы, юру подстилают красноцветные породы верхнего кембрия. Верхоленская свита выходит из-под юрских отложений по внутреннему платформенному

контур бассейна в окрестностях сел Усть-Орда, Бохан, Кутулик и Тыреть, а также по р. Оке, ниже г. Зимы. Еще далее к северо-западу, в районах г. Тулуна, с. Хахарей и г. Нижнеудинска, юрские отложения залегают на кварцевых песчаниках нижнего и среднего ордовика и на прорывающих эти песчаники пластовых залежах траппов. Из приведенного обзора следует, что юрские отложения залегают на разных горизонтах размытого палеозойского основания, при суммарной стратиграфической глубине размыта около 600 м.

На крайнем юго-востоке, у оз. Байкал, в наиболее мобильной зоне основания, юрские отложения залегают на еще более низких горизонтах разреза — мотской и ушаковской свитах нижнего кембрия, на протерозойских и даже архейских образованиях. Следовательно, от оз. Байкал в северо-западном направлении постелью юры служат последовательно все более молодые осадки фундамента.

Возраст континентальных угленосных отложений Иркутского амфитеатра определить очень трудно. Причинами этого являются, с одной стороны, полное отсутствие среди них морских осадков, а значит и руководящей фауны, с другой — хорошо известная однотипность флоры мезофита, начиная от рэта и до сеномана включительно. Возрастные определения в этих условиях заключались только в сравнительном сопоставлении ископаемой флоры отдельных районов, т. е. были предположительны и неоднозначны. Не внесло новых данных в этот вопрос и массовое изучение спорово-пыльцевых комплексов, предпринятое в последние годы.

Первое описание флоры из угленосных отложений Иркутского бассейна по сборам еще А. Л. Чекановского было сделано в 1869 г. О. Геером, датировавшим эти отложения средней юрой вместо карбона, к которому они относились ранее ошибочно.

Дальнейшее очень тщательное изучение флоры и пресноводной фауны, кстати очень бедной (*Estheria*, *Pelecypoda*, рыбы, насекомые), не поколебало мнения о среднеюрском возрасте осадков. Некоторые исследователи, например В. А. Хахлов (1924), считали эти осадки верхнеюрскими по находкам *Sequoia*, обычной для мела Гренландии. Были попытки снизить возраст этих осадков до нижней юры.

Монументальные исследования ископаемой флоры из континентальных отложений Восточной Сибири были выполнены В. Д. Принадой (1944). Последний, отмечая ее оригинальность, отсутствие руководящих форм и значительную эндемичность, считает Иркутский бассейн центром своеобразной Сибирской флористической провинции.

Преобладающее положение в сообществе флоры, по мнению Принады, занимали гинкговые из родов *Czekanowskia*, *Phoenicopsis*, *Ginkgo*, *Baiera*, а также папоротники *Cladophlebis* и *Sphenopteris*, представляющие собой две искусственные систематические группы. Другие папоротники (*Raphaelia*, *Hausmannia*), а также хвощовые (*Equisetites*), хвойные (*Pityophyllum*, *Podozamites*) и особенно цикадофиты (*Nilssonia*) имели подчиненное распространение.

В настоящее время эти выводы не подтвердились. По данным спорово-пыльцевых исследований, выполненных в Иркутском геологическом управлении О. Г. Румянцевой и группой палинологов под руководством Л. Н. Гутовой (1953 г.), в растительном сообществе преобладают хвойные и папоротники по сравнению с гинкговыми и цикадофитами (беннеттитами). Кроме того, просмотр бурового керна глубо-

ких скважин из Присяянской полосы Иркутского бассейна, сделанный Д. И. Ермолаевым (1957 г.), показал полное отсутствие в угленосной свите отпечатков *Ginkgo*.

Дело в том, что Принада располагал отпечатками флоры только из обнажений, т. е. преимущественно из осадков верхней присаянской свиты, и по ним строил свои выводы; черемховская же свита тогда была почти не вскрыта и осталась неизученной. Возможно, хвойные занимали возвышенные сухие места, давали обильную пыльцу, но не попадали в осадок крупными распознаваемыми фрагментами растений. Спорово-пыльцевые данные О. Г. Румянцевой (1953), Л. Н. Гутовой, И. Н. Ворониной и других исследователей (1953 г.) значительно дополняют прежние палеоботанические построения и выводы. По этим данным, в осадках преобладает пыльца хвойных типа современных *Picea*, *Pinus* и реже *Podocarpus* и *Araucaria* (все эти растения отсутствуют в палеоботанических сборах). На втором месте — пыльца *Ginkgoales* и *Bennettitales*. Господствующими спорами папоротников является группа *Leiotriletes* Naum. Однако, кроме известного *Coniopteris*, в спорах были установлены *Cibotium*, *Gleichenia*, *Aneimia*, *Lygodium*, *Osmunda* и семейство *Polypodiaceae*, неизвестные в отпечатках. Плауновые, судя по спорам, были развиты довольно широко. То же наблюдается и в отношении беннеттитов, хорошо различимая пыльца которых получила коррелирующее значение для средней (черемховской) свиты осадков. Пыльца собственно саговников (*Cycadales*), действительно, встречается редко. Хвощовые, довольно разнообразные в сборах флоры, почему-то отсутствуют в споровых комплексах, кроме сомнительных экземпляров.

Сопоставление спорово-пыльцевых комплексов из Иркутского бассейна с заведомо нижнеюрскими, а также верхне- и среднеюрскими комплексами бассейна р. Вилюя, Западной Сибири и Эмбы, приводит Л. Н. Гутову и других геологов к выводу о среднеюрском возрасте этих осадков (аален—байос). Здесь фиксируется среднеюрский спорово-пыльцевой комплекс с примесью форм, переходящих из лейаса, например хвойных со слабо дифференцированными воздушными мешками *Podocarpus*, *Cheiropleuria* и др. Кроме того, отмечаются и некоторые прямые признаки нижней юры — преобладание пыльцы хвойных пород над спорами и относительное обилие пыльцы *Bennettitales* в осадках черемховской свиты. Не исключена возможность отнесения этой свиты, т. е. нижней части разреза, к самым верхам лейаса.

К такому же выводу в свое время пришел и В. Д. Принада (1944), но тождественность флоры иркутской юры с заведомо среднеюрской флорой Восточного Забайкалья заставила его согласиться со среднеюрским возрастом отложений Иркутского амфитеатра, а признаки нижней юры объяснить консерватизмом флоры и ее реликтовым характером. Палеофаунистические данные, к сожалению, не уточняют возраста континентальной толщи. Еще А. Л. Чекановским из верхней части ее разреза были собраны насекомые (*Perla*, *Ephemera*, *Agrionidae* и др.), ракообразные (*Estheria middendorffii*), пеллециподы и рыбы (*Lycoptera middendorffii*), которые являются юрскими и даже нижнемеловыми организмами. Однако, по мнению специалистов, найденные рыбы (*Lycoptera*) древнее тургинских (нижний мел Восточного Забайкалья) и не моложе среднеюрских. Более поздние сборы остатков насекомых и рыб в бассейне р. Ии, сделанные Н. В. Сухановой (1950 г.), были обработаны Е. Э. Беккер-Мигдасовой и датированы нижней юрой

(веснянки *Mesdeutra*, стрекозы *Samarura*, Palaeontinidae). Раковины из рода *Ferganoconcha*, собранные в присаянской свите близ г. Иркутска Г. Г. Мартинсоном (1955), отнесены им к среднеюрским. На основании имеющихся материалов возраст континентальной толщи юга Иркутского амфитеатра определяется как среднеюрский, а нижняя ее часть (заларинская и частично черемховская свиты), возможно, относятся к верхним горизонтам лейаса. Присаянская свита — среднеюрская. Верхняя юра в этом районе отсутствует.

Недостаточная изученность юрских угленосных осадков на территории Сибирской платформы явилась причиной отнесения всей этой формации к платформенному типу осадков. Этому также способствовали ошибочные представления о некогда сплошном юрском покрове, после размыва которого юрские отложения сохранились либо в «пологих синклиналях», либо на водораздельных пространствах. В действительности, каждая из обособленных площадей, сложенных юрскими осадками, в том числе и Иркутский угленосный бассейн, представляет собой самостоятельное структурно-генетическое образование с целым рядом собственных закономерностей и деталей.

Юрские угленосные отложения рассматриваемой территории образуют внутриконтинентальную синеклизу, которая выполнялась осадками одновременно с прогибанием своего ложа, находящегося в различных ее частях на разной глубине и имеющего неодинаковую скорость погружения. В результате условия накопления осадков были различными; эти же причины обусловили большие колебания в мощности одних и тех же стратиграфических единиц разреза и общей мощности осадков и, главное, определили становление фаций и их размещение по площади. На всей этой огромной территории тектонический режим, вероятно, не был одинаковым.

Юрские отложения южной части Иркутского амфитеатра, или всего Иркутского угленосного бассейна, нельзя относить к образованиям только платформенного типа. Они имеют более сложное внутреннее строение.

В этой области седиментации отчетливо выделяются три тесно связанные между собой зоны: платформенная, мобильная субгеосинклинальная* и внешняя (относительно бассейна) зона внутрисводовых депрессий, охватывающая Восточный Саян и Прибайкалье. Внутренняя, собственно платформенная зона, в которую входят районы Нижнеудинска, Тулуна, Куйтуна и, быть может, Северного Заангарья, отличается малой (100—200 м) мощностью угленосных осадков, лежащих на тектонически стабильном цоколе. Непосредственно к ней вдоль Восточного Саяна и Прибайкалья примыкает мобильная субгеосинклинальная зона с наибольшей мощностью осадков (750 м) в районе Прииркутской впадины, расположенной на стыке саянских и прибайкальских структур. Из Прииркутской впадины отходят две ветви: основная Присаянская и Прибайкальская. Им также свойственна высокая мобильность ложа юры и большая мощность осадков (350—400 м). Внутрисводовая зона отличается очень небольшим распространением юрских отложений. Поскольку Иркутский угленосный бассейн, как область седиментации, образовался в результате возникновения и

* Термин «субгеосинклиналь» в отношении юрской Прииркутской впадины не соответствует общепринятому его пониманию. В данном случае речь идет о накоплении осадков в условиях относительно подвижных предгорных прогибов. — *Прим. ред.*

роста обширного сводового поднятия, которое охватило Прибайкалье и современное нагорье Восточного Саяна, в нем неизбежно возникали внутренние впадины. По мнению Е. В. Павловского, образование этого поднятия относится к середине юры, а по нашему — к концу лэйаса. Впадины выполнялись грубообломочными осадками (побережье оз. Байкал, верховья р. Оки), представляющими своеобразную фацию.

Огромное значение в юрском осадконакоплении южной части Иркутского амфитеатра имел рельеф палеозойских пород, служивших ложем юрских отложений. Как правило, он был сильно расчлененным. Так как седиментация происходила на расчлененной поверхности, она неизбежно начиналась на наиболее низких отметках. Осадки, постепенно выполняя впадины погребенного рельефа, выклинивались на склонах палеозойского фундамента и по мере повышения рельефа образовывали с ним «контакты примыкания». Поэтому различные горизонты юрских отложений залегают на разных горизонтах размытой палеозойской поверхности при постепенном выклинивании нижних составляющих разреза. Особенно это свойственно угольным пластам; в зависимости от глубины, современного среза они могут давать нормальные выходы на поверхности или вовсе не выходить, примыкая на глубине к фундаменту. Это обстоятельство очень усложняет сопоставление частных разрезов юрской толщи Иркутского бассейна.

В зоне платформенного накопления осадков влияние доюрского рельефа приобретало особое значение. Седиментация здесь зависела от гипсометрических отметок поверхности ложа. Поскольку первичные морфологические впадины заполнялись осадками по мере повышения уровня поверхностных вод, связанного с ростом области Байкальского свода, седиментация начиналась с переотложения местного элювиально-делювиального материала склонов, т. е. палеозойских пород. По мере выполнения впадин осадками и выравнивания рельефа они сливались в более крупные депрессии. Эндемические признаки, свойственные нижним частям разреза отдельных впадин, постепенно исчезали и возникали более выдержанные литологические комплексы.

Таким образом, в платформенной зоне возникали своеобразные «седиментационные структуры» в виде обособленных пятен юры во впадинах доюрского рельефа. Наблюдаемые в таких структурах падения слоев от периферии впадин к центру под углами от долей градуса до 2—3 и даже 9° легко объясняются первичным наклоном поверхности седиментации.

Значительную роль в создании современных седиментационных структур играли естественные усадки торфяника при переходе его в уголь. В самом деле, при мысленной реставрации угольных пластов, залегающих внутри некоторых впадин, до первичной мощности торфяников, т. е. при увеличении ее примерно в 6—7 раз, наклоны слоев в них почти полностью исчезают (Азейское месторождение).

Таким образом, в части платформенной зоны накопления юрские осадки сохранились от размыва не на водоразделах, а во впадинах доюрского рельефа. При совмещении погребенной впадины с современным водоразделом мощность юрских осадков оказывается максимальной; в общем же случае их мощность определяется из соотношения поверхностей погребенного и современного рельефа.

По мере постепенного перехода из платформенной зоны седиментации в субгеосинклинальную стирается значение доюрского рельефа,

что объясняется возрастающей мощностью отдельных горизонтов и толщи в целом и относительно небольшим современным эрозионным срезом.

Анализ структуры присаянского крыла субгеосинклинальной зоны показывает отчетливое уменьшение мощности горизонтов и свит по мере их приближения к краевой части бассейна. Здесь нижние слои разреза примыкают к круто поднимающейся поверхности фундамента, несмотря на значительные углы падения слоев (10—18—23°).

Юрские отложения Иркутского бассейна отличаются фациальной пестротой и невыдержанностью горизонтов и даже слоев. Причиной этого, кроме изменений тектонических условий отдельных зон седиментации и выклинивания нижних компонентов разреза в зависимости от рельефа ложа явился изменчивый режим самой внутриконтинентальной озерно-речной системы юрского времени. Фациально-литологическое изучение юрской толщи с выделением в ней ритмических (циклических) этапов седиментации обнаруживает в разрезе широкое развитие явлений внутриформационного размыва со скрытыми несогласиями, со срезанием слоев, в частности угольных пластов, с многочисленными признаками неоднократно переотложенных осадков.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Для всей площади распространения юрской континентальной толщи нельзя составить единую литолого-стратиграфическую колонку. Может быть предложена лишь общая стратиграфическая схема, имеющая различный литологический состав в разных частях синеклизы.

2. Мощность одних и тех же стратиграфических горизонтов юрской толщи изменчива и зависит от тектонического режима тех или иных участков накопления осадков.

В зоне наибольшего погружения фундамента, охватывающей Прииркутскую впадину, Присаянскую и Прибайкальскую ветви прогиба, мощности особенно велики. В области платформы, т. е. на практически неподвижном основании, стратиграфические элементы разреза имеют минимальные мощности при сокращенной мощности всей толщи. В промежуточной зоне наблюдается закономерное и постепенное уменьшение мощности горизонтов от максимальной в прогибе до минимальной на платформе.

3. В зоне платформы (при меньшей общей мощности осадков) решающую роль играл рельеф доюрской поверхности. При расчлененном рельефе юрское осадконакопление шло в основном в разобщенных впадинах, лишь позже, по мере выполнения впадин осадками, последние соединялись в более крупные площади равномерной седиментации. Такие впадины, по-видимому, не были бессточными.

4. Расчлененность доюрского рельефа резко отражалась на литолого-петрографическом составе осадков. В процессе седиментации и особенно в ее начальных стадиях откладывалось огромное количество местного элювиально-делювиального материала. Таким образом, породы фундамента определяли литологический состав юрских осадков каждой данной впадины. В дальнейшем, по мере слияния впадин, индивидуальность осадков терялась, и верхние горизонты юрских отложений в разрезах отличаются однотипностью на значительных площадях.

Юрская континентальная формация включает в себя обычный для этого типа угленосных осадков литологический комплекс. Доминирую-

щее значение имеют песчаники, преимущественно слюдистые, полимиктовые, аркозовые, реже кварцевые и в единичных случаях чисто кварцевые, идущие в дело как стекольное и формовочное сырье. В основном песчаники среднезернистые, и лишь на северо-западе, в районах Куйтуна, Тулуна, Нижнеудинска, преобладают мелкозернистые разновидности с глинистым цементом. В среднезернистых песчаниках цементом является карбонатный, железисто-серицитовый материал в сочетании с кремнистым и глинистым, присутствующим в переменных количествах. В песчаниках часто наблюдается косая слоистость, включения обугленных стеблей растений и послойные примазки растительной мелочи. Цвет песчаников чаще желтовато-серый, серый, желтый, белый, а в образцах, извлеченных с глубины, — голубоватый и зеленовато-серый.

Алевролиты и тонкозернистые песчаники широко развиты в составе толщи, образуя горизонты мощностью до десятка метров и более. В них много черного растительного мусора, придающего зеленоватым породам серую и даже черную окраску. Это слоистые породы, довольно плотные и прочные, при правильной слоистости — плитчатые. Часто алевролиты имеют неправильную линзовидную слоистость, образованную чередованием глинисто-алевролитового материала с линзочками тонкозернистого песка и подчеркнутую примазками обугленного растительного мусора, расположенными под углом к слоистости. Алевролиты свойственны верхней части разреза юры в Присяянской полосе Иркутского бассейна.

Аргиллиты, в строгом смысле этого понятия, встречаются довольно редко. Данный термин был введен М. К. Коровиным в 20-х годах при описании геологического строения Иркутского бассейна, когда название «алевролиты» было неизвестно; поэтому в документации все плотные глинистые породы стали называться аргиллитами, что вошло и в литературу. Собственно аргиллиты чаще всего сопутствуют угольным пластам. Это плотные, не размокающие в воде глинистые породы, обычно серой окраски с зеленоватым оттенком. Пластические глины, желтые или белые, также очень редки и наблюдаются только между пачками угля в составе угольных пластов.

Довольно широко представлены конгломераты. Как правило, они залегают в основании юрской толщи, в составе заларинской свиты, и сложены хорошо окатанной галькой преимущественно эффузивов, очень распространенных в Забайкалье. В северо-западной части бассейна галька состоит из метаморфических пород, характерных для Восточного Саяна. Цемент конгломератов песчаный, иногда карбонатный, железисто-карбонатный и кремнистый. Мощные отложения конгломератов развиты в юго-восточном углу бассейна и на берегу оз. Байкал (байкальская фация юры).

В основании юрских отложений часто залегают кремнево-каолиновые и кремнево-песчано-карбонатные брекчии. Характерно, что они, являясь базальными осадками юрской толщи, распространены только там, где юру подстилает карбонатная свита кембрия. Кремнево-каолиновые брекчии представляют собой светлую голубовато-серую, белую, иногда фиолетовую или красноватую плотную глинистую породу с обломками черных кремней, часть которых является угловатой щебенкой, другие же имеют облик стяжений, возникших при коагуляции кремнекислоты из растворов. Такого типа брекчии, а также чистые каолиновые породы широко развиты в окрестностях ст. Поло-

вина (Трошковское месторождение сухарных глин) и в районе г. Черемхово.

Кремнево-песчано-карбонатные брекчии вскрыты на глубине буровыми скважинами в юго-восточной части бассейна, в Кудинском заливе и в Присаянской полосе. Такие брекчии образованы также угловатыми обломками черных кремней и доломитов, погруженными в среднезернистый существенно кварцевый песок; все это крепко сцементировано карбонатами.

Существенными компонентами юрской толщи являются угли и углистые породы. Вследствие низкой степени углефикации основой их качественного различия является природа исходного органического вещества. По этому признаку выделяются гумусовые угли, которые преобладают, сапропелевые, а также смешанные гумито-сапропелевые. Среди гумусовых наблюдаются бурые угли и переходные к каменным, длиннопламенные неспекающиеся и спекающиеся, приуроченные к центральной части бассейна и, наконец, газовые спекающиеся, характерные для Присаянской полосы и Прибайкальской ветви, включая Прииркутскую впадину, где развиты наиболее углефицированные угли, но не выше газовых. Сапропелевые угли являются водорослевыми образованиями, иногда довольно чистыми (Хахарей, Будагово, Азей); они иногда обособлены от пластов гумусовых углей, но чаще насыщены комочками и сгустками коллоидального гумуса (Заангарье). В этих случаях сапропелиты залегают в виде пачек в составе угольных пластов. Сапропелевые угли очень вязки, имеют плотное массивное сложение (матаганский гагат), при повышении зольности в них возникает слоистость, сланцеватость (Хахарей, Будагово) и сами угли переходят в горючие сланцы. Гумито-сапропелевые угли спорадически встречаются по всему Иркутскому бассейну. Есть попытки отнести в эту группу и собственно черемховские угли (Ю. П. Деев).

Сланцы углистые и горючие отличаются ничтожным развитием в составе угленосной толщи и представляют собой углистые образования, сильно насыщенные песчано-глинистым материалом. Как правило, они сопутствуют угольным пластам в составе угленосных горизонтов. Почти все гумусовые угли Иркутского бассейна — типичные кларены. При малом содержании золы (до 15%) они блестящие и хрупкие, при большом количестве минеральных примесей становятся матовыми, а при зольности более 40% переходят в сланцы.

На всей территории Иркутского бассейна четко выдерживается трехчленная схема деления юрской толщи:

- | | |
|--|----------|
| 1. Заларинская свита (J_1z) | до 150 м |
| 2. Черемховская свита ($J_{1-2}cr$) | до 300 „ |
| 3. Присаянская свита (J_2ps) | до 250 „ |
| Суммарная мощность толщи до 700—750 м. | |

Таковы максимальные мощности, установленные в зоне субгеосинклиналиного прогиба — в Прииркутской впадине и в Присаянской ветви прогиба. Как правило, они не суммируются вследствие значительного размыва верхней непромышленной свиты и частых отклонений в мощности свит. Общая мощность юрских отложений в Иркутском угленосном бассейне нигде не превышает 750 м (Прииркутская впадина).

Для каждой из выделенных зон седиментации могут быть предложены характерные литолого-стратиграфические разрезы.

Субгеосинклинальная зона

Зона субгеосинклинального накопления осадков охватывает дугообразную полосу, непосредственно примыкающую к предгорьям Восточного Саяна и Прибайкалья.

Опорным разрезом для юрских отложений этой зоны обычно является разрез, составленный Ю. П. Деевым по данным бурения в с. Московщина, в районе г. Иркутска. Позднее в районе Прииркутской впадины было пробурено значительное количество буровых скважин. Разрезы по всем скважинам были детально изучены и получили литологическую (В. С. Исакова), а также спорово-пыльцевую (по работам О. Г. Румянцевой, 1953 г. и Л. Н. Гутовой с сотрудниками) характеристику.

Приводимый ниже разрез отражает строение полосы, находящейся между осевой зоной краевого прогиба и платформой (рис. 34). Этот разрез в какой-то мере может претендовать на значение идеального для Иркутского угленосного бассейна в целом. Правда, в нем показаны не все угольные пласты и преуменьшены их мощности.

Приводим в схематизированном виде разрез отложений нижней и средней юры (снизу):

Заларинская свита

- | | |
|---|------|
| 1. Конгломераты, сверху чередующиеся с прослоями песчаников, сцементированные известковым цементом. В них иногда встречаются гальки базальных кремней | 60 м |
| Мощность свиты 50—70 м. | |

Черемховская свита

- | | | |
|--|-----|----|
| 2. Песчаники грубозернистые, светлые, зеленовато-белые | 12 | .. |
| 3. Каменные угли (4 пропластка по 0,2—0,4 м), переслаивающиеся с алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Здесь найдены споры и пыльца. Данные спорово-пыльцевого анализа (в %): <i>Leiotriletes</i> 30—60; <i>Osmunda</i> 17—26; <i>Lycopodium</i> 17—27; <i>Selaginella</i> 5—7; <i>Bennettitales</i> 8—20; <i>Ginkgoales</i> 20—35; хвойные 60—85 | 17 | .. |
| 4. Песчаники крепкие, среднезернистые | 10 | .. |
| 5. Каменные угли (0,1—0,6 м), чередующиеся с песчаниками, алевролитами и аргиллитами (3—4 м); выше — песчаники, на которых залегают угли (0,4 м); сверху сменяющиеся алевролитами зеленовато-серыми | 25 | .. |
| 6. Песчаники серые, среднезернистые | 18 | .. |
| 7. Уголь каменный, крепкий, полублестящий | 0,4 | .. |
| 8. Песчаники среднезернистые с прослоями угля, выше — глинистые песчаники (6,5 м), сверху сменяющиеся алевролитами (1 м) | 20 | .. |

Иданская фацция

- | | | |
|--|----|----|
| 8. Песчаники аркозовые, среднезернистые с тонким (0,15 м) пропластком угля | 50 | .. |
| 9. Песчаники аркозовые, грубозернистые с маломощными пластами гальки | 40 | .. |
| 10. Песчаники с кремнистым цементом с редкими углистыми включениями | 15 | .. |

Присаянская свита

Суховская фацция

- | | | |
|--|----|----|
| 11. Песчаники кварцево-полевошпатовые, крепкие, желтовато-серые (7—12 м), переслаивающиеся с алевролитами (2—4 м). Здесь найдены споры и пыльца. Данные спорово-пыльцевого анализа (в %): <i>Leiotriletes</i> 35—70; <i>Osmundaceae</i> 2—20; <i>Lycopodium</i> 1—3; <i>Bennettitales</i> 0,6; <i>Ginkgoales</i> 12—18; хвойные 7—62 | 30 | .. |
|--|----|----|

- | | |
|---|--------|
| 12. Песчаники те же, преимущественно равномерно-среднезернистые | 40 м |
| 13. Песчаники те же, с редкими обломками обугленных стеблей и стволос, с шестью пропластками угля (0,05—0,57 м). Один из них сапропелевый (0,12 м) | 40 .. |
| 14. Песчаники те же с обломками обугленных растений (15—20 м), чередующиеся со слоями зеленоватых аргиллитов и алевролитов (1—5 м), несущих массу отпечатков флоры и невыдержанные прослои угля (0,2—0,4 м) | 150 .. |
| Общая мощность разреза 630—650 м. | |

Толща с несогласием залегает на коричневато-серых доломитах (с прослоями черных кремней) нижнего кембрия.

В центральных частях Прииркутской впадины этот разрез значительно меняется. По скважинам, пробуренным на берегу р. Ангары (в 18 км выше г. Иркутска и в 30 км западнее его), общая мощность юрской толщи увеличивается до 700 м за счет закономерного увеличения мощности тех же свит разреза.

Приводим частный литолого-стратиграфический разрез района Прииркутской субгеосинклинальной впадины по Ю. П. Дееву (снизу):

Заларинская свита

- | | |
|---|-----------|
| 1. Конгломераты, сложенные галькой изверженных пород, преимущественно порфиритов, синевато-серого, фиолетового цвета, частично гранитами и гнейсами. Цемент песчаный, рыхлый, на отдельных участках — прочный | 100—130 м |
|---|-----------|

Черемховская свита

Угленосная фация

- | | |
|---|-------|
| 2. <i>Горизонт нижних безугольных песчаников.</i> Песчаники разнозернистые, с рассеянным угольным материалом. Изредка встречаются тонкие пропластки углей | 50 .. |
| 3. <i>Нижний горизонт редких углей.</i> Песчаники разнозернистые с рассеянным угольным материалом, чередующиеся с редкими прослоями алевролитов и углей | 40 .. |
| 4. <i>Горизонт близких угольных пропластков.</i> Песчаники (маломощные слои), тесно чередующиеся с непромышленными пропластками углей и с глинистыми породами | 40 .. |
| 5. <i>Средний горизонт безугольных песчаников.</i> Песчаники различной зернистости и разной крепости, переслаивающиеся между собой | 30 .. |
| 6. <i>Горизонт редких угольных пропластков.</i> Песчаники тонко- и мелкозернистые, чередующиеся с тонкими (0,05—0,4 м) пропластками углей, которым сопутствуют слои углистых алевролитов, реже аргиллитов. Все породы насыщены угольной мелочью | 45 .. |

Иданская фация

- | | |
|--|-------|
| 7. Конгломераты, сменяющиеся кверху песчаниками от мелкозернистых до гравелитов иногда с редкими прослоями алевролитов | 80 .. |
|--|-------|

Присяянская свита

- | | |
|---|----------|
| 8. <i>Горизонт верхних угольных прослоев.</i> Песчаники мелко- и среднезернистые, переслаивающиеся с алевролитами. Мощность слоев 0,5—5 м. Встречаются многочисленные угольные пропластки (0,1—0,4 м), иногда пласты до 0,8 м | 60—70 .. |
| 9. <i>Горизонт крупнозернистых песчаников.</i> Аркозы с прослоями алевролитов и очень редкими пропластками углей (до 0,3 м) | 60—70 .. |
| 10. <i>Горизонт песчаников.</i> Песчаники аркозовые, крупнозернистые, часто встречаются гравелиты | 60 .. |
| 11. <i>Горизонт алевролитов</i> (кремнистая фация В. В. Домбровского). Алевролиты кремнистые с прослоями белесых, часто окремненных песчаников | 30—40 .. |
| Общая мощность юрских отложений здесь составляет 550—600 м, а вместе с породами, слагающими окружающие возвышенности, 650—700 м. | |

Приведенный разрез хорошо выдерживается в районе Прииркутской впадины. Только самая верхняя часть его здесь почти повсеместно смыта и сохранилась лишь на возвышенностях. К верхам разреза отнесена «кремнистая юра», названная так В. В. Домбровским (1934а). Щбенка крепких кремнистых аргиллитов и алевролитов из пород, слагающих эту кремнистую фацию, фиксировалась Домбровским на самых высоких точках рельефа в районе г. Иркутска. По всему району хорошо распознаются суховская и иданская фации. В основании последней залегают конгломераты, свидетельствующие о внутриформационном размыве и внутреннем несогласии в юрской толще. Стратиграфическим эквивалентом конгломератов, очевидно, являются грубозернистые песчаники иданской фации опорного разреза у с. Московщины. Именно по этой причине колеблется мощность черемховской свиты. Между тем, детали строения черемховской свиты явно не выдерживаются, ввиду чего и выделенные здесь горизонты имеют узко местное значение.

Обращает на себя внимание возросшая мощность заларинской свиты в Прииркутской впадине до 100—120 м вместо 60 м по опорному разрезу. В низах черемховской свиты появляется горизонт нижних безугольных песчаников (50 м), в которых Л. Н. Гутовой (1953 г.) отмечено пониженное содержание спор *Osmundaceae* по сравнению с собственно черемховской частью свиты. Мощность черемховской свиты в центре Прииркутской впадины при крайней рассредоточенности угольных пластов достигает 300 м. Кроме того, здесь же наблюдается малая мощность угольных пластов. В этом заключается основная особенность ее литолого-стратиграфического разреза. Трудно сказать, сохраняется ли она в других частях Прииркутской впадины. Между тем, это имеет огромное практическое значение, поскольку здесь распространены угли, не имеющие себе подобных во всем Иркутском бассейне, содержащие углерода до 84,5% и с высокими пластометрическими параметрами ($x=30$ мм, $y=18-20$ мм). Здесь нужно искать частные площади с пластами углей рабочей мощности. Любопытно, что максимальные мощности юрской толщи имеют место в непосредственной близости к подножиям Восточного Саяна (в 5—8 км от них), указывая на крутизну крыла юрской структуры, которая, однако, остается синеклизой, а не синклиналью; низы толщи примыкают к фундаменту и не выходят на поверхность.

Приведенный разрез, соответствующий внутренней части субгеосинклинального прогиба, довольно хорошо выдерживается в пределах данной зоны, а также в Присянской полосе Прибайкальской ветви прогиба. Однако в последней появляется новая часть разреза — кудинская фация, развитая в бассейне р. Куды (Жердовка), где она представляет верхи юрского разреза и подстилает неогеновые глины. В Прибайкальской полосе юры Иркутского бассейна конгломераты кудинской фации залегают на размытых отложениях нижележащих свит, что может быть показано на схематическом разрезе в районе д. Жердовки (снизу):

Заларинская свита

1. Брекчия, состоящая из галек изверженных пород, доломита и щебня черных кремней (5,4 м), вверху сменяющаяся конгломератами 15 м

Черемховская свита

2. Горизонт нижних безугольных песчаников. Песчаники разнозернистые, чередующиеся с конгломератами, с двумя прослоями углисто-глинистого сланца 10 м

3. **Углеродный горизонт.** Уголь гумусовый (0,6 м) переслаивается с тонкозернистыми песчаниками, углистыми сланцами, алевролитами. Здесь сохранился только один угленосный горизонт 9 м
Размыв

Иданская фация

4. Песчаники мелко-, крупно-, средне- и тонкозернистые, чередующиеся слоями (2—9 м) между собой, внизу — с конгломератами. Нижняя граница их неясна 170 „
Общая мощность свиты 200 м.

Присаянская свита

Суховская фация (нижняя часть)

5. Песчаники крупно-, средне- и мелкозернистые чередуются слоями (1—5 м) между собой. Вверху в них встречаются слои конгломерата (0,3—0,5 м), внизу — алевролитов и аргиллитов (0,3—2 м), а также единичные пропластки угля (0,08 м), глинисто-сапропелевого (0,7 м) угля и глинисто-углистого сланца 90 „
Размыв

Кудинская фация

6. Конгломераты, состоящие из галек изверженных пород, преимущественно порфиритов, сцементированных песчаниково-известковым цементом, чередуются с маломощными прослоями и линзами крепких песчаников. Здесь встречены редкие стебли растений 30 „
7. Песчаники мелкозернистые, белые с кремнистым (?) цементом 30 „
Общая мощность свиты 150 м.
Размыв
8. Алевролиты, сверху сменяющиеся глинами (неоген) 50 „

Описанная толща залегает на доломитизированных известняках нижнего кембрия.

К сожалению, при помощи пыльцевого анализа в пределах всего северо-восточного «залива» юрских отложений не удалось установить верхнюю границу черемховской свиты, так же как не удалось обнаружить несомненные осадки присаянской свиты с характерными для них углями. Из сказанного следует очень важный вывод: мощная (в районе с. Москвощины — 150 м) суховская фация на северо-востоке в значительной степени размыта и заменена кудинской — своеобразной местной фацией, занимающей самую верхнюю часть юрского разреза.

Приведенный жердовский разрез отражает только строение крыла Кудинской синеклизы. В осевой же ее части (с. Бургас) разрез юры представлен одними песчаниками, преимущественно крепкими, изредка переслаивающимися с прослоями алевролитов. Наоборот, по мере удаления от осевой части в сторону платформы угленасыщенность разреза возрастает и в верхней части крыла синеклизы становится максимальной (75—100 м и более) как за счет увеличения мощности угольных пластов, так и вследствие увеличения количества угольных пластов черемховской свиты.

В районе с. Усть-Орда осевая часть Кудинской синеклизы остается также практически безугольной. Правда, сама синеклиза здесь распадается на ряд структур второго порядка (Ишинская, Ордынская, Сухокуядская синклинали). Тем не менее, в этом районе практически выпадает заларинская свита; здесь отсутствуют характерные для нее конгломераты и юрские песчаники залегают на размытых отложениях кембрия. Эти песчаники скорее можно отнести к низам черемховской свиты. В нижней ее половине имеется четыре угленосных горизонта

мощностью 8—15 м, разделенных горизонтами песчаников по 8—20 м каждый, которые имеют очень сложное строение и представляют собой пропластки каменного угля (от 0,05 — до 1,65 м и более) среди слоев аргиллита, алевролита, тонкозернистых песчаников, углистых сланцев и других пород. По площади горизонты довольно выдержаны, но имеют очень изменчивое внутреннее строение. Однако и здесь угленасыщенность возрастает на северо-западных крыльях структур второго порядка и на их периклинальных замыканиях. Наоборот, к юго-западу, в направлении погружения осей синклиналей и их слияния в общую Кудинскую синеклизу, угли исчезают из разреза. Песчаники, залегающие в нижней части разреза, сливаются с песчаниками, замещившими углепромышленную его часть, а также с песчаниками верхней части черемховской свиты (иданскими). Последние здесь повсеместно сохраняют мощность около 80 м.

Суховская фация присаянской свиты в описываемой части Кудинской синеклизы представлена темно-серыми песчаниками, содержащими слои алевролитов и реже аргиллитов, на ней залегают отложения кудинской фации. Вследствие размыва общая мощность суховской фации занижена (всего 50—80 м). Наоборот, кудинская имеет большую мощность, особенно в осевой части структуры (более 100 м).

Значительный интерес представляют изменения опорного разреза субгеосинклинальной зоны к северу, в сторону платформенной зоны седиментации. Юрская толща здесь вскрывается в обрыве правого берега р. Ангары, между Иркутском и с. Олонками и в свое время была описана М. К. Коровиным (1921), а в 1925 г. Ю. А. Жемчужниковым. Вследствие пологого погружения толщи на юг суховская «свита» сменяется толщей иданских песчаников; ниже устья рек Китоа и Усть-Балея на поверхность выходит черемховская свита (Бархатовские копи), а около с. Олонок — заларинская свита. Еще ниже по р. Ангаре обнажены уже кембрийские доломиты. Разрез у с. Олонок имеет мало общего с описанным разрезом субгеосинклинальной зоны и даже с промежуточным разрезом с. Московщины. Во-первых, вниз по р. Ангаре происходит быстрое уменьшение мощности свит, а от Усть-Балея залегание становится почти горизонтальным; во-вторых, углепромышленная часть черемховской свиты, наряду с уменьшением общей мощности, приобретает высокую угленасыщенность.

Суховская фация слагает здесь водораздельные высоты. В ее составе имеются тонкие прослои конгломератов.

Черемховская свита содержит два угленосных горизонта сложного строения с пластами и пропластками углей среди слоев песчаников, алевролитов, аргиллитов и углистых сланцев. В верхнем горизонте (сапропелитовом) иногда встречаются пачки известных заангарских сапропелевых и гумусово-сапропелевых углей.

Заларинская свита (олонская фация М. К. Коровина) хорошо обнажена близ с. Олонок. Она сложена полимиктовыми песчаниками, то существенно кварцевыми, то переходящими в аркозовые, переслаивающимися с гравелитами и линзами конгломератов. На контакте с известняками и доломитами наблюдается кремневая брекчия. Мощность заларинской свиты до 40 м.

Наибольший практический интерес представляет Присаянская полоса юрских осадков, в пределах которой выделяется несколько более или менее самостоятельных впадин — Прииркутская, Арансахойская, Ныгдинская, Новометелкинская и, наконец, Северо-Западная (относи-

тельно р. Оки), почти неизученная. В промежутках между впадинами поверхность юрской постели поднята, и мощность юрских отложений, а также степень их угленасыщенности уменьшаются.

Для всей Присаянской полосы сохраняется типичный разрез субгеосинклинальной зоны (собственно Прииркутской впадины), описанный выше. Здесь всюду хорошо выражена заларинская свита, развиты мощная черемховская и присаянская свиты; кудинская фация не встречается, несмотря на значительную мощность толщи (450—500 м); это и не позволяет считать ее самостоятельной завершающей подсвитой юрского разреза.

В присаянской части Прииркутской впадины сохраняется ее типичный разрез: заларинская свита (150 м), в которой преобладают конгломераты, черемховская свита (300 м), с хорошо прослеживаемым горизонтом нижних безугольных песчаников, присаянская свита здесь отличается лишь пониженной мощностью (100—150 м). Угленасыщенность промышленной части черемховской свиты невысокая.

Разрез Арансахойской впадины хорошо изучен. Приводим его по данным Л. И. Слащевой (1952 г.), дополненным спорово-пыльцевой характеристикой по исследованиям И. Н. Ворониной, Л. Н. Гутовой, Т. И. Ильиной и Л. С. Ларионовой, проведенным в 1953 г. (снизу):

Заларинская свита

1. Конгломераты базальные, переходящие в верхней части в крупнозернистые и грубозернистые песчаники и гравелиты, которые выше сменяются песчаниками серыми, полимиктовыми, с одиночными прослоями алевролитов 115 (?) м

Черемховская свита

2. Песчаники среднезернистые, серые, полимиктовые с прослоями алевролитов и аргиллитов с рабочими пластами угля, сверху они сменяются песчаниками мелкозернистыми. Здесь обнаружены споры и пыльца. Данные спорово-пыльцевого анализа (в %): *Leiotriletes* 35; *Osmunda* 12; *Lycopodium* 23; *Selaginella* 2; *Bennettitales* 13; *Piceae* 73; *Ginkgoales* 7 162

Присаянская свита

3. Конгломераты, сверху переходящие в песчаники мелкозернистые и среднезернистые, серые, полимиктовые с прослоями алевролитов и аргиллитов и редкими маломощными прослоями углей 140 ..

Толща залегает на доломитах нижнего кембрия.

В небольшой Ныгдинской впадине черемховская свита при мощности около 200 м отличается высокой, но рассеянной угленасыщенностью. В толще песчаников наблюдается большое число линзовидных пластовых залежей угля, не выдержанных по простиранию. В сторону г. Черемхово уровень кембрийского ложа повышается и угли в разрезе выклиниваются.

Аналогичное изменение разреза наблюдается и к северо-западу, в направлении поднятого основания юры.

Новометелкинская впадина очень своеобразна и хорошо изучена. А. В. Хавчук (1956 г.) дает для нее следующий разрез, упрощенный по коррелятивным признакам (снизу):

Заларинская свита

1. Гравелиты и конгломераты (25 м), выше переходящие в песчаники средние и крупнозернистые с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников 60 м

Черемховская свита

2. *Первый горизонт.* Песчаники мелкозернистые и алевролиты, с крупными линзами и прослоями средне- и крупнозернистых песчаников, гравелитов, конгломератов. Породы серого и темно-серого цвета. В мелкозернистых песчаниках и алевролитах встречаются пласты и линзы угля (до 5 м). Данные спорово-пыльцевого анализа (в %): *Lycopodium* 8; *Osmunda* 48; *Bennettitales* 13; *Cibotium* 1; *Coniopteris* 8; *Cheiropleuria* 11; *Ginkgo* 36; *Piceae* 44.
3. *Второй горизонт.* Песчаники мелкозернистые, горизонтальнослоистые, переслаивающиеся с алевролитами и алевролитистыми песчаниками серого, иногда почти черного цвета. В песчаниках и алевролитах встречены угольные пласты I и II (Главный) 105 м
4. *Третий горизонт.* Песчаники мелкозернистые слоистые, неправильнослоистые с прослоями пепельно-серого цвета. Выше залегают песчаники мелко- и среднезернистые и алевролиты с линзами и прослоями крупнозернистых песчаников и гравелитов. Среди песчаников линзовидные залежи и пласты угля (XIV—III). Данные спорово-пыльцевого анализа (в %): *Lycopodium* 7; *Osmunda* 52; *Bennettitales* 19; *Cibotium* 5; *Cheiropleuria* 14; *Ginkgo* 10; *Piceae* 66; *Coniopteris* 7 55 ..
5. *Четвертый горизонт.* Песчаники мелко- и среднезернистые, алевролиты серые и зеленовато-серые, косослоистые с линзами крупно- и грубозернистых песчаников с пропластками и пластами угля (XXII—XV). Данные спорово-пыльцевого анализа (в %): *Lycopodium* 14; *Osmunda* 32; *Bennettitales* 24; *Coniopteris* 15; *Cibotium* 10; *Cheiropleuria* 13; *Ginkgo* 9; *Piceae* 65 100 ..
- Общая мощность свиты 370 м. 106 ..

Присаянская свита

6. Песчаники мелко- и среднезернистые, серой и серовато-желтой окраски, нередко с бурыми окислами железа. Содержат линзы и прослои алевролитов, очень редко слоистого угля (3—5 м) 114 ..

В приведенном разрезе черемховская свита имеет мощность около 370 м и несет в себе 32 пласта угля. Особенно большой мощностью отличаются нижние пласты (I, II и III), образуя углепромышленный горизонт очень большой мощности. Угли обладают высокой спекаемостью ($y = 28—32$ мм), но с высоким содержанием серы. Угленасыщенность горизонта максимальна на юго-западном крыле, которое осложнено флексурой второго порядка, параллельной присаянской границе бассейна. В направлении к Саянскому нагорью угленосность далее не прослежена, в сторону платформы она уменьшается. На юго-востоке вдоль зоны прогиба угольные пласты среди песчаников представлены разобщенными пропластками. К северо-западу мощные пласты угля проникают и в плоское днище впадины.

Северо-западная впадина субгеосинклинальной зоны почти совершенно не изучена. Одна из скважин в устье р. Большой Ильмиги на берегу р. Кирея (правый приток р. Ии) прошла по юрской толще 307 м и не достигла фундамента. Судя по данным бурения, здесь вскрыта присаянская свита (130 м), ниже — черемховская, насыщенная многочисленными пропластками угля и сложными угленосными горизонтами.

Платформенная зона

Платформенная зона накопления юрских осадков занимает северо-западную часть Иркутского угленосного бассейна (Тулун—Зима—Черемхово—Заангарье).

Особенностями частных литолого-стратиграфических разрезов этой зоны являются: малая мощность осадков (до 200 м), их горизонтальное

залегание, наличие седиментационных структур, решающее влияние доюрского рельефа на характер частных разрезов юры, бурые или каменные угли самой низкой степени углефикации, а также сапропелевые.

Субплатформенным разрезом (т. е. связующим субгеосинклинальную зону седиментации с платформенной) является каранцайский разрез (по О. Д. Мурашевой, с некоторыми изменениями):

Заларинская свита

- | | |
|---|----------|
| 1. Конгломераты, состоящие из галек изверженных и метаморфических пород, с глинистым и карбонатным цементом | 0,4—30 м |
|---|----------|

Черемховская свита

- | | |
|--|---------|
| 2. <i>Горизонт нижних безугольных песчаников.</i> Песчаники, мелко- и среднезернистые, слоистые с редкими растительными включениями. В них линза битуминозного (?) угля | 13 „ |
| 3. Песчаники с линзами конгломератов | 0,1—6 „ |
| 4. Песчаники мелко- и среднезернистые слоистые за счет растительного мусора. Реже алевролиты и аргиллиты, а также прослойки крепких песчаников | 28 „ |
| 5. <i>Первый углесодержащий горизонт.</i> Песчаники мелкозернистые, глинистые и другие породы. Здесь встречается два выдержанных пласта угля (I-бис и I), один невыдержанный (1—2-бис) и 14 мелких пластовых линз | 31 „ |
| 6. <i>Второй углесодержащий горизонт.</i> Песчаники бурые, мелкозернистые, глинистые, алевритистые; алевролиты, аргиллиты, углистые песчаники. Реже — песчаники с карбонатным цементом. В горизонте 3 мощных угольных пласта (VI, III и II) и 16 линзовидных пластов, иногда рабочей мощности | 22 „ |
| 7. <i>Третий углесодержащий горизонт.</i> Песчаники мелкозернистые, серые, слоистые, плотные, глинистые; алевролиты, аргиллиты. Изредка песчаники имеют карбонатный цемент, в них три пласта угля рабочей мощности (V и VI пласты везде имеют рабочую мощность) и 12 пластовых линз мощностью меньше 1 м | 35 „ |
| Общая мощность свиты 130 м. | |

Присяянская свита

- | | |
|---|------|
| 8. Песчаники плотные с глинистым цементом, алевролиты, выше переходящие в песчаники аркозовые, серые, рыхлые, сменяющиеся песчаниками каолинизированными. Иногда встречаются песчаники с глинисто-карбонатным цементом и изредка с карбонатно-кремнистым. В песчаниках везде наблюдаются включения обугленных растительных остатков | 40 „ |
| Общая мощность свиты 40 м. | |

В приведенном разрезе характерно преобладание мелкозернистых осадков и их слабый диагенез; породы сцементированы слабо; очень высока угленасыщенность разреза. По направлению к синеклизе она снижается за счет увеличения мощности межпластовых песчаников, и угленосный пласт представлен несколькими маломощными горизонтами. В сторону платформы угли выклиниваются. Угленасыщенность разреза резко снижается в северо-западном направлении (в сторону р. Ии) и к Азейскому месторождению. На этой площади в составе черемховской свиты наблюдаются спорадически возникающие на разной стратиграфической высоте маломощные угленосные горизонты.

Азейское месторождение представляет собой частную синеклизу, лежащую в глубокой морфологической впадине доюрского рельефа. Она открыта в сторону Присяянской впадины.

Для Азейской синеклизы довольно трудно указать опорный разрез, характерный для всего месторождения. В ней имеются мелкие впадины

второго порядка — Азейская, Заазейская и Гадалейская и каждая из них имеет свой частный разрез. Для него может быть принят разрез наиболее глубокой, собственно Азейской, впадины (снизу):

Заларинская свита

1. Песчаники существенно кварцевые, рыхлые с большим количеством аллохтонных витренизированных стеблей 0—50 м.

Черемховская свита

2. *Подсвита рабочих пластов.* Чередование угленосных горизонтов с рабочими пластами угля и междупластьями (15 м), состоящими из мелкозернистых песчаников и алевролитов. Мощных пластов угля — 2 при междупластии до 15 м. Здесь найдены споры и пыльца. Данные спорово-пыльцевого анализа (в %): *Leiotriletes* 19—24; *Osmundaceae* 5—13; *Selaginella* 0,7—0,8; *Lycopodiales* 4—16; *Bennettiales* 7—12 40 „
- Кроме того, здесь встречаются *Aletes* sp. I (очень много); *Aletes* sp. IV (до 17%); древние покрытосеменные: *Tetraporina* N a и m. (56%).
3. *Подсвита непромышленных углей.* Песчаники тонкозернистые и алевролиты с тонкими пластовыми линзами углей, имеющих в раздувах рабочую мощность до 40 „
- Общая мощность свиты в центре впадины до 80 м.

Присянская свита

4. Песчаники тонкозернистые, рыхлые, развиты невыдержанными слоями, и алевролиты с рассеянным углистым материалом. Спорово-пыльцевой комплекс нечеткий: *Piceae* (оч. много); споры (оч. мало); *Bennettiales* 3,5% до 50 „

Этот разрез хорошо выдерживается в пределах Азейской впадины; в Заазейской — пласты первый и второй сближаются и на крыле сливаются в один очень мощный угольный пласт без прослоев породы. В Гадалейской впадине угли залегают в виде тонких пластов среди песчаников.

Совершенно аналогичные разрезы имеют и соседние седиментационные структуры в районе г. Тулуна (Тулунская, Алюйская, Будаговская, Мугунская и др.). Их разрезы отличаются лишь деталями, но сохраняют двучленное деление на заларинскую и черемховскую свиты. Первая представлена весьма рыхлыми кварцевыми песчаниками с мучнистым аркозовым цементом, которые насыщены аллохтонными послойными включениями обугленных растительных остатков. Мощность свиты 50 м; там, где поверхность фундамента поднимается, свита выклинивается. Черемховская свита сложена серыми, темно-серыми алевролитами и тонкозернистыми песчаниками; все они в разной степени насыщены обугленной растительной мелочью. Эти породы содержат горизонты горючих сапропелитовых и углистых глинистых сланцев, лежащих в основании свиты, а также пластовые линзы бурых углей, расположенные обычно выше по разрезу и приуроченные к центральным частям депрессий.

Горизонты сапропелитов и глинисто-углистых пород обычно хорошо выдерживаются в пределах отдельных депрессий доюрского рельефа.

Приблизительно аналогичный разрез юрских осадков характерен и для Будагово-Удинского угленосного района. Здесь выделяется верхний безугольный горизонт песчаников со слоями алевролитов, насыщенный обугленными растительными остатками (50 м), ниже развит угленосный горизонт, образованный темными алевролитами, аргиллитами и

тонкозернистыми песчаниками (58 м), в верхней части которого наблюдаются гумусовые угли, а в нижней — сапропелиты, битуминозные аргиллиты, переслаивающиеся с песчаниками и алевролитами. Все эти осадки должны быть отнесены к черемховской свите. Разрезы субплатформенной части Икейского района и Присаянской зоны в крайней северо-западной части бассейна не изучены.

Своеобразен разрез юрских отложений в юго-восточной половине платформенной зоны от г. Зимы до г. Черемхово, где его строение также зависит от рельефа палеозойского фундамента. Последний в Черемховском районе приподнят в виде купола, понижающегося в Прииркутской впадине, в Присаянской зоне прогиба, а также и в северо-западном направлении — в сторону ст. Головинской. Это привело к выклиниванию нормальных осадков заларинской свиты на склонах Черемховской возвышенности и замене их фацией каолинов и элювиальных брекчий, которые особенно широко развиты в районе станций Половина (Трошковское месторождение сухарных глин), Гришево и в ряде других мест. Своеобразная каолиново-кремневая брекчия наблюдается по всей возвышенности, непосредственно подстилая угольные пласты и в г. Черемхово. В общей стратиграфической схеме эта брекчия соответствует заларинской свите юры. Местами, вероятно в углублениях рельефа, встречаются мощные (до 100 м) зеленовато-серые пиритизированные песчаники заларинской свиты.

Необходимо подчеркнуть, что район Черемховской возвышенности отличается совершенно своеобразным, не повторяющимся нигде разрезом. Это объясняется тем, что размытая поверхность доломитизированных кембрийских известняков образует в центре возвышенности блюдцеобразную пологую впадину, поверхность которой покрыта слоем базальной кремневой брекчий с каолиновым цементом. Мощность ее 1—2, редко 20 м. На брекчии залегают мощный угленосный горизонт сложного состава, состоящий из многочисленных слоев угля (иногда более 30), кремнистого песчаника и глин.

Угленосный горизонт перекрывается безугольным горизонтом крепких серых песчаников (до 70 м), которыми заканчивается разрез юрских отложений Черемховского района.

Черемховское месторождение является типичной седиментационной структурой. Здесь уже давно была отмечена зависимость мощности угольного пласта от рельефа ложа юры: в мелких понижениях мощность возрастает, в повышениях — падает. Эта зависимость описана Ю. А. Жемчужниковым в 1944 г. К окраинам впадины пласт медленно повышается и одновременно уменьшается его мощность почти до полного выклинивания. Ю. А. Жемчужников и А. И. Серд, составляя углехимическую карту Черемховского месторождения, восстановили угольный горизонт до первичной мощности исходного торфяника и доказали полное отсутствие влияния тектоники на образование Черемховского месторождения. Черемховская впадина по доюрскому рельефу открыта в сторону р. Ангары, где развита олонская фация юры (Коровин, 1921). По современным данным, эта фация стратиграфически отвечает каолиново-кремнистой фации, однако большая мощность черемховского пласта позволяет думать, что юрское торфонакопление в Черемхово началось раньше, чем в соседних районах, вследствие благоприятного соотношения поверхности дна замкнутой Черемховской впадины с высотой уровня водоемов, окружавших обширную Черемховскую возвышенность. Подобный генезис имеет и Азейское месторождение.

Черемховский угленосный горизонт прослежен на Забитуйском месторождении и в разрезе Забитуй-Заларинского района в большей части Головинской впадины доюрского рельефа, расположенной между Черемховской и Тыретской возвышенностями.

В субплатформенной полосе (по направлению к с. Голуметь), на междуречье Залари и Унги и в других районах в отложениях черемховской свиты прослеживается два угленосных горизонта с изменчивым строением и мощностью углей. На разных участках преобладающее развитие и промышленную мощность имеют то нижний, то верхний горизонты. Наряду с этим иногда развиваются дополнительные угольные пласты или выклиниваются основные горизонты.

Зона внутрисводовых впадин

Обособленное положение занимают юрские отложения районов истоков р. Ангары и юго-западного побережья оз. Байкал.

Мощная толща конгломератов, обнаженная в Чаечьем утесе и в падах Малые и Большие Коты на западном берегу оз. Байкал, стратиграфически должна отвечать нормальным угленосным осадкам Иркутского бассейна. Залегая в иной тектонической зоне, эта толща сильно метаморфизована, дислоцирована и изменена. Еще М. М. Тетяев (1934) выделил ее как «байкальскую фацию юры», считая одной из чешуй сложной надвиговой структуры. Особое положение этой фации признается и доньше. Байкальские конгломераты, действительно, являются своеобразной фацией, связанной с накоплением осадков во внутрисводовой впадине (Е. В. Павловский), где седиментация шла в условиях резко расчлененного рельефа окружающих горных хребтов. В. Н. Данилович (1941) доказал, что конгломераты залегают *in situ*, а не аллохтонно, и на них надвинуты кристаллические породы архея. Мощность конгломератовой толщи трудноопределима, вероятно, она не менее 400 м.

На южной окраине Иркутского бассейна (реки Дабат, Тальцы, низовья р. Большой) распространены дабатская и большереченская фации конгломератово-песчаниковой юры, описанные В. Н. Даниловичем (1941).

Отложения дабатской фации представлены переслаиванием серых, зеленых и зеленоватых песчаников и конгломератов того же состава, что и байкальские конгломераты, т. е. преимущественно содержащих гальки лиловых, зеленых и серых порфиров и гранитов. М. М. Тетяев (1934) и эту фацию считал тектонической чешуей; сейчас доказано ее автохтонное залегание. Галечники периодически создавали дельтовые шлейфы, выходявшие в пределы озерного водоема, занимавшего зону прогиба на окраине платформ. Залегая в восточном крыле обширной Прииркутской впадины, породы дабатской фации постепенно погружаются к западу и уходят под более молодые осадки «иркутской фации». Общая мощность пород дабатской фации не менее 250—300 м.

Стратиграфически ниже этих пород, по В. Н. Даниловичу (1941), залегают отложения большереченской фации, которые имеют тот же конгломератово-песчаниковый состав и мощность порядка 200—250 м. Конгломераты в ее разрезе уступают песчаникам. Последние отличаются от дабатских светлой, почти белой окраской с характерными охристыми пятнами и разводами. Конгломераты большереченской фации залегают на размытой поверхности отложений нижнего кембрия,

верхнего протерозоя и местами архейских гнейсов; на контакте в них всегда наблюдаются гальки подстилающих пород.

При стратиграфических сопоставлениях неоднозначно может быть решен вопрос лишь о положении верхней «иркутской фации», отвечающей присаянской свите юры нормального разреза бассейна. Что же касается дабатской и большещеченской фаций, то первая является стратиграфическим аналогом черемховской свиты, а вторая отвечает заларинской.

Подобная корреляция косвенно подтверждается наличием бурых железистых разводов, наблюдаемых в песчаниках большещеченской фации и являющихся продуктом окисления пирита, который является постоянным компонентом в составе пород заларинской свиты на всей территории бассейна.

В результате сопоставления дабатских отложений с породами черемховской свиты можно сделать заключение о том, что черемховская свита на глубине в какой-то части Прииркутской впадины, в бассейне истоков р. Ангары, теряет угленосность и фациально замещается дабатскими безугольными песчаниками и конгломератами.

К осадкам впадин внутренней зоны области поднятия следует отнести юрские конгломераты, обнаруженные Н. А. Флоренсовым в 1938 г. в Восточном Саяне, в бассейне верхнего течения р. Оки, на р. Дибь и С. В. Обручевым (1942) на р. Айныке, притоке р. Урда-Оки.

При современной изученности юрских отложений горного обрамления Иркутского амфитеатра можно сделать следующие предположения:

1. Юрские отложения в области Байкальского и Саянского сводовых поднятий накапливались в узких впадинах типа грабен, в условиях резко расчлененного рельефа, и поэтому, как правило, представлены конгломератами.

2. Участки накопления в локальных впадинах, вероятно, объединялись с областью платформенного и «субгеосинклинального» накопления Иркутского бассейна общей палеогеографической системой.

3. Юрские отложения горной зоны седиментации не являются останцами гипотетического юрского покрова, будто бы проникавшего когда-то далеко в глубь Восточного Саяна и Прибайкалья.

Иркутский угленосный бассейн целиком располагается в области юго-восточной окраины каледонской Сибирской платформы. Континентальный режим, охвативший огромный промежуток времени между нижним палеозоем и юрой, способствовал глубокой эрозии поверхности этой страны. Тем не менее доюрская поверхность не была пенепленом и имела достаточно расчлененный рельеф. Процесс седиментации, начавшийся в самом конце лейаса, был тесно связан с возникновением и ростом Саяно-Байкальского сводового поднятия. При этом древняя платформа оставалась почти пассивной, переходная же зона линейных каледонских складок превратилась в область медленного погружения типа предгорного прогиба. Наибольшую подвижность приобрела область слияния Саянской и Прибайкальской ветвей прогиба в Прииркутской впадине.

Характерная особенность юрской и послеюрской тектоники заключается в том, что молодые структуры располагаются параллельно древним направлениям складчатости. В результате послеюрских тектонических движений в области сводового поднятия образовались крупные разломы и надвиги.

По мере расширения сложной Кудинской синклинали структура в сторону г. Иркутска в ней постепенно затухает складчатость юрских пород, и в обширной Прииркутской впадине они лежат практически горизонтально.

В Присяянской части Иркутского бассейна послеюрская тектоника проявилась иначе. Анализ мощностей и элементов залегания юрских осадков показывает, что они залегают почти горизонтально и примыкают к склону фундамента, последовательно выклиниваясь, часть их была вовлечена в присводовый изгиб и следует ему, имея меньшие углы падения. Отдельные юрские впадины представляют собой усложненные синеклизы, у которых к относительно крутому присаянскому крылу сразу же примыкает плоское днище. Во внутренней платформенной зоне юрские отложения только местами выведены из горизонтального положения и залегают в едва заметных синклиналях северо-восточного простирания. Мелкие пологие мульдоподобные формы, в которых залегают юрские осадки на платформе, являются седиментационными структурами и легко объясняются естественными наклонами поверхностей седиментации и разной величиной усадки минеральных и органических накоплений в процессе их последующего уплотнения.

ОБЩИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Мезозойские осадки на территории области представлены лишь триасом и юрой. Отложения меловой системы до последнего времени обнаружены не были, и лишь недавно появились сведения о находках в отдельных пунктах осадочных пород, для которых может быть условно принят меловой возраст.

Мезозойские отложения, распространенные в пределах Иркутской области, сконцентрированы в пределах двух структурно-фациальных зон — Ангаро-Тунгусской, охватывающей южную и юго-восточную периферию Тунгусского бассейна, и Иркутско-Канской, вытянутой с юго-востока на северо-запад, от Прибайкалья до Канского бассейна (рис. 35). Сводная стратиграфическая схема этих отложений приводится в табл. 8.

Формирование осадочного покрова в пределах области в мезозойскую эру связано со значительной перестройкой структуры сложной древней платформы Иркутского амфитеатра. Для рассматриваемой территории в начале мезозоя это выразилось в формировании Тунгусской структурно-вулканической области и накоплении в ней серии вулканогенно-осадочных отложений, а в середине мезозоя — в образовании системы предгорных впадин и плоских и широких прогибов, выполнявшихся отложениями внутриконтинентальных пресноводных бассейнов (на севере области и, возможно, на окраине морского залива Лено-Виллюйской впадины). В соответствии с этим мезозойские отложения представлены вулканогенно-осадочной толщей триасового возраста, распространенной в северных районах, по южной и юго-восточной периферии Тунгусской структурно-вулканической области, и континентальными отложениями нижнего и среднего отделов юрской системы — как на севере, куда распространяются юрские отложения Виллюйской впадины, так и в южной части Иркутского амфитеатра.

Нельзя не видеть в этом воздействия на Сибирскую платформу и ее южный выступ — Иркутский амфитеатр — общих процессов мезозойского тектогенеза, который гораздо сильнее проявился в геосинкли-

нальных областях, окаймляющих платформу с востока, — Верхоянской и Монголо-Охотской. Первый этап движений в них относится к триасовому периоду и охватывает как Верхоянье, так и Забайкалье. В последнем он выражен, помимо тектонических движений, вулканическими

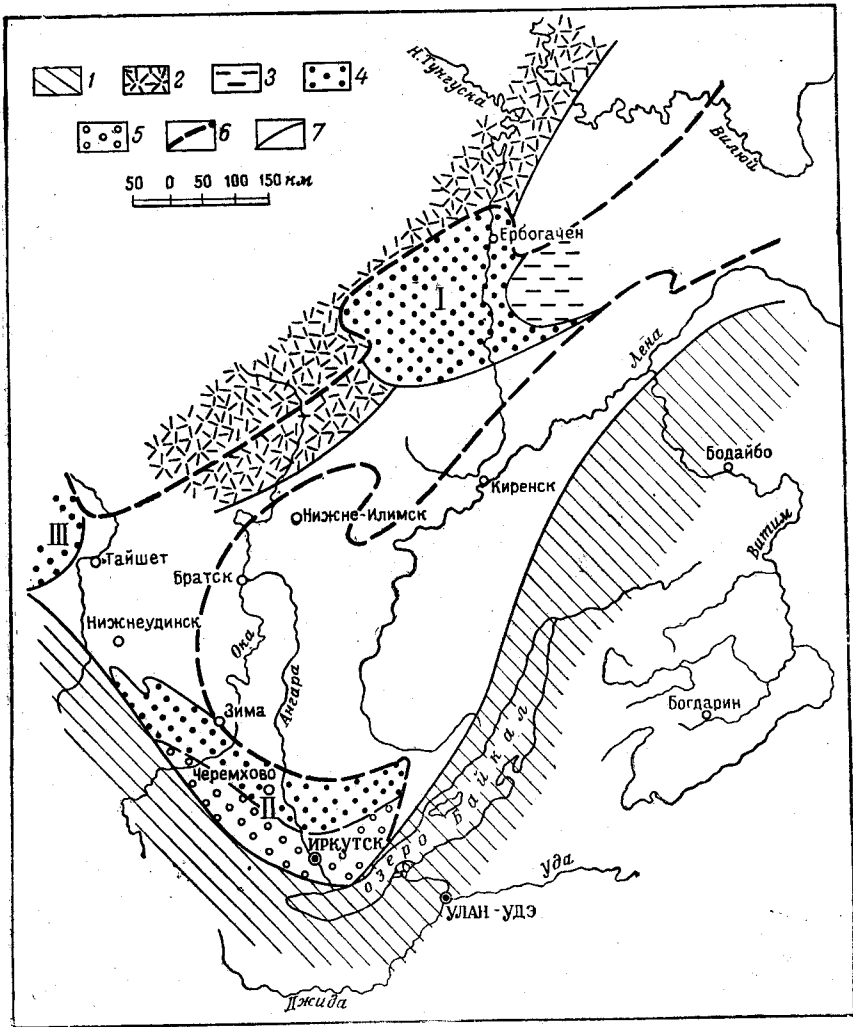


Рис. 35. Схема распределения зон мезозойского осадконакопления

1 — мобильные краевые антеклизы; 2 — зона накопления вулканогенно-осадочных толщ в триасе; 3 — морские отложения верхнего лейаса; 4 — континентальные угленосные отложения; 5 — Прииркутский предгорный прогиб; 6 — контур зоны юрских депрессий; 7 — граница между впадинами: I — Тунгусско-Вильюйской, II — Иркутско-Черемховской, III — Канской

явлениями, сформировавшими осадочно-вулканогенную толщу, часть которой синхронична и во многом аналогична вулканогенной осадочной толще Тунгусского бассейна.

По времени тектогенез этого этапа совпадает с индо-синийским тектономагматическим циклом Восточной Азии. Второй этап наиболее полно проявился в тех же геосинклинальных зонах и привел к ликви-

Стратиграфическая схема мезозойских отложений Иркутской области

Система	Отдел	Ангаро-Тунгусская зона	Иркутско-Канская зона
Юрская	Верхний		
	Средний		Присяянская свита, песчано-глинистая, частично угленосная. Черемховская свита, угленосная
	Нижний	Песчано-галечные и песчано-глинистые отложения, слабо угленосные, стратиграфически сопоставимые с укугутской свитой Вилюйской синеклизы и вознесенской свитой Канского бассейна	Заларинская свита, преимущественно песчано-галечная
Триасовая	Верхний		
	Средний		
	Нижний	Осадочно-вулканогенная толща, сопоставимая с корвунчанской свитой центральной части Тунгусского бассейна	

даци геосинклинального режима в Восточном Забайкалье, значительным аркогенетическим движениям в каледонской складчатой зоне, у юго-восточной границы платформы и по всей ее южной периферии, и возникновению на северо-востоке области Приверхоянского краевого прогиба на границе древней платформы с Верхоянской геосинклинальной областью.

Этот тектономагматический цикл, проявления которого на востоке Азиатской части СССР широко освещены в литературе, обычно обозначается как верхоянский (яньшаньский).

Накопление триасовых вулканогенно-осадочных отложений, по-видимому, происходило в условиях слабо волнистого равнинного рельефа, и породы этой серии представлены как существенно пирокластическими (туфобрекчиями, туфоагломератами и пепловыми туфами), так и перетолженными образованиями (туфопесчаниками и туффитами). Для триасовой вулканогенной толщи характерно полное или почти полное отсутствие лав, широко развитых во внутренней части Тунгусской структурно-вулканической области.

Формирование вулканогенно-осадочной толщи на юго-восточной периферии Тунгусской зоны, по-видимому, завершилось в нижнетриасовую, может быть, среднетриасовую эпоху. Более молодые члены разреза, развитые во внутренних районах Тунгусской области, здесь отсутствуют.

Формирование Тунгусской структурно-вулканической области и вулканогенно-осадочной толщи триасового возраста совпадает во времени с индо-синийским тектогенезом, значительное влияние которого

на развитие структуры восточной части Азии несомненно (Одинцов, 19586).

Геология юрских отложений, широко распространенных на территории Иркутской области, гораздо сложнее. Накопление юрских толщ здесь связано с развитием аркогенетических движений, охвативших в юрском периоде как южную часть Сибирской платформы, так и прилегающие к ней с юга древние складчатые зоны. В результате этих движений в пределах области возникли две зоны прогибания: Иркутско-Канская, северо-западного простирания, расположенная в юго-западной части Иркутского амфитеатра, и Вилюйско-Тунгусская, охватывающая юго-восточную окраину Тунгусского бассейна и имеющая северо-восточное простирание.

Эти зоны были основными бассейнами накопления юрских отложений. Наряду с образованием депрессий (зон прогибания) в юрском периоде происходило поднятие периферической части Иркутского амфитеатра, его краевых антеклиз, в которое были вовлечены края платформы и окаймляющие ее древние складчатые зоны.

Краевые антеклизы Иркутского амфитеатра в юрском периоде располагались на месте горных сооружений Восточного Саяна и Байкальской горной области, но границы их не совпадали с современными границами нагорий, о чем свидетельствует распределение фаций в юрских бассейнах накопления. Указанные краевые поднятия в юрском периоде являлись областями размыва и были основными поставщиками кластогенного материала в смежные зоны прогибания. Об этом убедительно говорит состав юрских конгломератов юго-восточной части Иркутского угленосного бассейна (байкальская и дабатская фации) и Вилюйской впадины.

В краевых антеклизях осадконакопление в юрском периоде происходило в отдельных депрессиях, образовавшихся на фоне общего воздымания и имевших, вероятно, характер тектонических впадин. Грубообломочные юрские отложения сохранились ныне в Восточном Саяне, в Окинской впадине и в Байкальской горной стране, в Чарской котловине, находящейся за пределами Иркутской области. Осадконакопление в юрских депрессиях Иркутского амфитеатра и окраинной части Тунгусского бассейна протекало неравномерно и не вполне синхронно.

Наблюдая современные границы распространения юрских отложений и их литологический состав, можно предположить, что Вилюйско-Тунгусская депрессия состояла из нескольких котловин, имеющих различные седиментацию, типы осадков и длительность периода их накопления. Эта депрессия является юго-западным продолжением Вилюйской впадины, и максимальное погружение испытала ее северо-восточная часть, в которую с северо-востока проникало верхнелейасовое море, о чем свидетельствуют находки слоев с морской фауной в бассейне р. Чоны, на границе Иркутской области и Якутской АССР. Вопрос о западной границе распространения моря не выяснен. В разрезах юрских отложений по р. Нижней Тунгуске известны лишь континентальные осадки с остатками растений, а присутствие отдельных зерен глауконита, встречающихся в песчаниках, можно объяснить переотложением в бассейнах этого времени продуктов разрушения нижнепалеозойских пород.

Юрские отложения в юго-восточной части Тунгусского бассейна выполняют обширную плоскую впадину, осложненную пологими под-

нятиями, в которых выступают подстилающие их породы вулканогенно-осадочной толщи триаса или верхнепалеозойские и нижнепалеозойские образования. Юрские осадки представлены конгломератами, песчаниками и алевролитами с непромысленными пластами углей и линзами сидеритов. Формирование отложений, по-видимому, происходило в условиях разобщенных бассейнов и пологоволнистого рельефа, в котором возвышенности были сложены трапвыми массивами. Осадки юрских бассейнов выполняют впадины древнего рельефа и, как правило, прислонены к траппам.

Что касается возраста юрских отложений Вилюйско-Тунгусской впадины, то однозначного решения этого вопроса пока нет. Существует предположение о более молодом возрасте континентальных юрских толщ Вилюйско-Тунгусской депрессии относительно верхнелейасовых морских слоев Вилюйской впадины, но, вероятно всего, они в юго-западном направлении замещают всю толщу вилюйской юры (за исключением ее верхнего отдела) и, следовательно, по возрасту относятся к лейасу и частично — догеру.

К югу и юго-западу от сплошного поля распространения юрских отложений в Вилюйско-Тунгусской впадине эти осадки встречаются либо в виде маломощного покрова на плоских водоразделах, либо в небольших изолированных эрозионно-тектонических впадинах (например, в долине р. Чулы). Они доходят почти до подошвы Байкальского нагорья и через Ангаро-Илимский и Ангаро-Окинский районы протягиваются вплоть до современных границ Иркутско-Канской депрессии. Здесь осадки представлены слабо сцементированными песчаниками, галечниками и песками. Их возрастное положение остается пока неопределенным. Условно эти отложения могут сопоставляться с заларинской свитой, залегающей в основании разреза юрских отложений Иркутского бассейна, или вознесенской свитой Канского бассейна.

Накопление юрских отложений более сложно протекало в Иркутско-Канской депрессии, расположенной в непосредственной близости к мобильным краевым антеклизам Иркутского амфитеатра и представляющей собой сложный предгорный прогиб несимметричной конфигурации, с наибольшим прогибанием близ мобильной зоны Восточного Саяна и Прибайкалья. В свою очередь Иркутско-Канская депрессия является частью системы мезозойских впадин, расположенных в южной части Центральной и Восточной Сибири (Чулымо-Енисейский, Саяно-Партизанский, Канский, Иркутско-Черемховский угленосные бассейны), в которых происходило накопление континентальных угленосных отложений.

Как указывалось выше, современные контуры поля юрских отложений в Иркутско-Канской депрессии не полностью соответствуют контурам бассейна накопления. Лишь в юго-восточной части впадины, в Прииркутском прогибе, в Прибайкалье и Присянье, сохранились краевые фации бассейна, в которых широкое развитие имеют конгломераты. В Прииркутском прогибе отмечается и максимальная мощность юрских отложений, уменьшающаяся по направлению к центру амфитеатра и, кроме того, в этом же направлении изменяется литологический состав отложений и характер угленакопления — гумусовые угли уступают место сапропелевым.

В юрском периоде осадконакопление охватывало, по-видимому, всю Иркутско-Канскую депрессию, но в дальнейшем впадины Канского и Иркутско-Черемховского бассейнов были разобщены поднятием

в области современного водораздела в среднем течении рек Уды и Бирюсы. В зоне поднятия юрские отложения, относящиеся к нижним горизонтам разреза, сохранились от размыва лишь отдельными пятнами на плоских возвышенностях. О возрасте пород, выполняющих Иркутско-Канскую депрессию, в настоящее время можно судить довольно уверенно. Низы разреза (заларинская свита) должны быть отнесены к верхам лейаса, а вышележащие свиты (черемховская и присаянская) — к догеру.

Таким образом, юрские отложения Иркутско-Канской и Вилюйско-Тунгусской депрессий синхроничны, но в последней полнее представлены отложения нижнего отдела системы, а в Иркутско-Канской — среднего отдела.

Большинство геологов считает, что в Иркутской области отложения верхнего отдела юрской системы отсутствуют. В последние годы Г. Г. Мартинсон на основании пересмотра стратиграфической схемы юрской системы в Восточной Сибири (по данным проведенного им изучения фауны, преимущественно пелеципод) поднимает вопрос о возможном присутствии в разрезе Иркутского угленосного бассейна верхнеюрских и меловых осадков, но это предположение еще не имеет достаточного фактического обоснования.

Исключение представляет один пункт — Октябрьское железорудное месторождение, расположенное в бассейне р. Чукуши (приток р. Чуны) на Ангаро-Чунском междуречье, где разведочными канавами вскрыты тонкозернистые глинисто-карбонатные породы, представляющие собой, по-видимому, отложения озера, заполнявшего кратерообразное углубление. В этих отложениях обнаружена обильная фауна гастропод — *Valvata turgensis* Martins.; пелеципод — *Lepthestes elongatus* (R a m m.); остракод — *Darvinula* sp. (по Л. Г. Страхову и др., 1958 г.; определения Г. Г. Мартинсона).

По мнению этих исследователей, комплекс фауны позволяет определить возраст содержащих его отложений как верхнеюрский — нижнемеловой. Следует, может быть, упомянуть в этой связи еще об одном факте. В бассейне р. Уды среди галечников, лежащих на доколе 15-метровой террасы, найден слепок раковины пластинчатожаберного моллюска, близкой по форме к раковинам *Inoceramus*. Пока невозможно указать отложения, с которыми можно связать эту находку.

Некоторыми геологами (Б. А. Иванов и др.) высказывалось предположение о возможном верхнемезозойском возрасте «водораздельных галечников» внутреннего поля Иркутского амфитеатра. Исследования последних лет показали неосновательность этого предположения. Водораздельные галечники частично относятся к древнечетвертичным, может быть, палеоген-неогеновым образованиям, частично же представляют собой остатки юрских отложений (нижних горизонтов), сохранившиеся от размыва.

Изложенное выше позволяет сделать следующие общие выводы относительно особенностей геологического развития территории Иркутской области в мезозойской эре.

1. Формирование осадочного покрова на территории области связано с двумя этапами структурного развития Восточной Азии — раннемезозойским, соответствующим индо-синийскому (тунгусскому) и среднемезозойским, соответствующим яньшаньскому (верхоянскому).

2. В раннемезозойском этапе (триасе) на Сибирской платформе образовалась Тунгусская структурно-вулканическая область. На тер-

ритории Иркутской области, в ее северных районах, в это время была сформирована вулканогенно-осадочная толща, относящаяся к нижнему, возможно, среднему отделам триасовой системы. В остальной части области в этот период осадконакопление не происходило.

3. Среднезоевский этап характеризуется аркогенетическими движениями с заложением системы депрессий, сопряженных с поднятиями. Главные зоны депрессий представлены Лено-Виллюйским прогибом на северо-востоке платформы, продолжением которого является плоская Виллюйско-Тунгусская депрессия, и системой прогибов, охватывающих юг Восточной Сибири от Чулымо-Енисейского бассейна до Прибайкалья и Забайкалья. В эту систему входит Иркутско-Канская депрессия сложного строения, в отдельных местах переходящая в предгорный прогиб. Структура ее наследует древний Присяянский прогиб, развивавшийся в нижнем и среднем палеозое.

4. Осадконакопление в депрессиях происходило в лейасе и доггере, начавшись немного раньше в Виллюйско-Тунгусской депрессии. В результате осадконакопления образовались мощные толщи континентальных отложений различного литологического облика, в зависимости от структурно-фациальных особенностей участков седиментации.

5. Областью питания юрских бассейнов кластогенным материалом явились поднятые участки в мобильных зонах краевых антеклиз Иркутского амфитеатра.

6. Начиная с верхнеюрской эпохи, территория области испытывает поднятие, накопление осадков прекращается и усиливается размыв. Эти условия продолжали существовать и в меловом периоде.

КАИНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Изучение неогеновых отложений Восточной Сибири было начато И. Д. Черским (18866) и А. Л. Чекановским (1874а). Позднее на территории Иркутского амфитеатра К. И. Богданович обнаружил кое-где отложения, предположительно отнесенные им к третичному возрасту. В окрестностях Усоля-Сибирского, Черемхово, Тулуна и Нижнеудинска были выделены две свиты третичных отложений: свита песков с прослоями галечников и глин и свита белых огнеупорных глин (Богданович, 1896). Однако это мнение просуществовало только до исследования Ю. А. Жемчужникова, предпринятого в 1922 г. Этот геолог не согласился с мнением Богдановича и показал принадлежность белых огнеупорных глин к основанию разреза юрских угленосных отложений, а свиты песков с галечниками и глинами — к четвертичной системе, поскольку близ Черемхово в ней были обнаружены костные остатки мамонта, сибирского носорога и бизона.

О третичных отложениях и окаменелостях сообщалось в работах А. Н. Криштофовича (1916), А. В. Арсентьева (1922), Б. Н. Артемьева (1926) и А. В. Львова (1930). Эти сведения относились в основном к территории Прибайкалья, где третичные отложения, будучи мало распространенными, все же легко отделяются от подстилающих, преимущественно докембрийских кристаллических толщ. В 1936 г. И. В. Палибин, изучавший отпечатки флоры из коллекции Г. Е. Рябухина, собранной на южном побережье оз. Байкал и в Тункинской впадине,

отметил явное господство в составе древесной растительности теплолюбивых широколиственных форм и, сопоставив прибайкальскую флору с олигоценовой флорой тихоокеанского побережья, пришел к выводу об их сходстве и одновозрастности. Это мнение, первоначально поддержанное также и Е. С. Раммельмеер (1940), определившей третичные моллюски из окрестностей ст. Танхой, несколько лет спустя было поколеблено, так как на Окинском плоскогорье была найдена флора (С. В. Обручев, 1946), а на основании тщательного повторного изучения ископаемых байкальских моллюсков (Мартинсон, 1951а) Криштофович и Мартинсон пришли к выводу о миоценовом возрасте угленосных отложений, подтвердив тем самым правильность взгляда, высказанного более полувека назад Черским и Чекановским.

Что касается территории Иркутского амфитеатра, то здесь третичные отложения стали выделяться более или менее определенно лишь в конце 30-х годов. В 1939 г. Е. В. Павловским и Н. В. Фроловой на Ангаро-Ленском водоразделе по склонам древней долины р. Хамнея были встречены плиты плотных и туфоподобных известняков с фауной пресноводных моллюсков. Одновременно эти отложения изучались также Я. Я. Яржемским, который впервые описал их литологический состав по результатам обследования карьеров в окрестностях с. Баяндай.

В 1948 г. интересный материал по третичным отложениям был собран А. С. Кульчицким при изучении бассейна рек Куды и Манзурки. Здесь выявлен довольно мощный комплекс хемогенных и терригенных отложений, приуроченный к системе древних долин северо-восточного простирания, в которых найдена обильная фауна пресноводных и наземных моллюсков, отнесенная Г. Г. Мартинсоном (1949) вначале к верхнему плиоцену, а позднее (1951а) к плиоцену вообще.

Заканчивая на этом исторический обзор, необходимо отметить, что недостаточная изученность отложений неогеновой системы не позволяет полностью охарактеризовать их распространение, состав и фациальные особенности на всей территории Иркутской области. Это обстоятельство обусловлено также и небольшим развитием неогеновых отложений. Следует заметить, что континентальные неогеновые отложения, будучи по составу, а также обстановке накопления во многом сходными с широко распространенными среднеюрскими отложениями, в ряде случаев, по-видимому, могли быть приняты за последние. Лишь благодаря массовому применению спорово-пыльцевого анализа за последние годы местами в фаунистически «немых» континентальных толщах на юго-востоке Иркутского амфитеатра удалось отделить от юрских довольно мощные (свыше 200 м) неогеновые отложения (Гутова и др., 1953 г.).

В последнее время значительно пополнились сведения о неогене Саяно-Байкальского нагорья, где его осадки связаны пространственно и генетически с молодыми межгорными впадинами. Поэтому обратимся вначале к неогеновым отложениям горного пояса как в пределах Иркутской области, так и в смежных районах Бурятской АССР, а затем перейдем к менее изученной территории Иркутского амфитеатра и среднего течения р. Ангары. Предлагаемый порядок вытекает также из принадлежности названных районов к различным структурно-тектоническим зонам, развитие которых в течение кайнозоя шло различными путями.

Прежде чем приступить к порайонному обзору, сделаем одно общее замечание. Неогеновые отложения в пределах Иркутской области на территории высокогорного Прибайкалья и платформы залегают на мезозойских, палеозойских и докембрийских образованиях. Между кайнозойским и самым близким к нему по времени и условиям мезозойским осадконакоплением, по-видимому, имел место длительный перерыв, охвативший отрезок времени от нижнего мела до неогена, так как достоверно палеогеновые и верхнемеловые отложения на рассматриваемой территории до сих пор еще не установлены. Этот перерыв в Иркутском бассейне охватывает, возможно, больший отрезок времени, поскольку здесь разрез мезозойских отложений заканчивается средней юрой.

Исходная денудационная поверхность Средне-Сибирского плоскогорья, значительно преобразованная в течение неогена и четвертичного периода, создавалась длительное время, причем формирование ее началось после накопления мезозойских «покровных галечников», которые местами подверглись интенсивному химическому выветриванию с последующей денудацией (Равский, 1959).

В Прибайкалье также имеются явные признаки донеогеновой пепенизации, предшествовавшей образованию впадин байкальского типа, но здесь оторванность кайнозойского осадконакопления от мезозойского выражена еще резче, ввиду того что пояс грандиозных кайнозойских опусканий был заложен независимо от направления и размеров мезозойских структур. Лишь местами, как, например, в дельте р. Селенги, он пролегает по мезозойским структурам, вобрав в себя их переработанные остатки.

НЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Неогеновые отложения, выполняющие впадины байкальского типа, во многих местах в основании имеют остатки коры выветривания, представленные гидрослюдисто-каолиновыми глинами различного цвета с обломками выветрелых материнских пород. На юго-восточном побережье оз. Байкал, в районе ст. Танхой, продукты наземного выветривания, частично, по-видимому, переотложенные, составляют, по данным Г. Е. Рябухина (1935) и Г. Б. Пальшина (1955), довольно выдержанный горизонт мощностью свыше 20—30 м. На маломорском побережье о-ва Ольхон кора выветривания, по наблюдениям Е. В. Павловского и Н. А. Логачева, сохранилась в углублениях под неогеновыми водноосадочными отложениями и представляет собой зону яркоокрашенных глинистых образований со стяжениями карбонатов, окислов марганца, железа и др. В глинах преобладают монотермит, каолинит и бейделлит. Мощность коры выветривания превосходит местами десяток метров, внизу она постепенно сменяется свежими кристаллическими сланцами и гнейсами архея.

Комплекс континентальных отложений впадин байкальского типа, залегающих на коре выветривания или непосредственно на фундаменте метаморфических и изверженных пород докембрия, расчленяется следующим образом (снизу):

- 1) угленосная свита (миоцен и нижний плиоцен);
- 2) «охристая» свита (эоплейстоцен и нижний плейстоцен);
- 3) туфогенно-осадочная свита (средний плейстоцен);
- 4) песчаная свита (средний и верхний плейстоцен);
- 5) новейшие отложения (голоцен).

Из всех указанных членов нормального разреза только угленосная свита имеет неогеновый возраст. По мощности она превосходит суммарную мощность вышележащих свит, достигая максимальных значений (приблизительно) 1250 м в Тункинской впадине, 1800 м в дельте р. Селенги и 800 м в Баргузинской впадине (Бурятская АССР).

Угленосная свита представлена глинами, алевролитами и песчаниками, среди которых залегают редкие пласты и линзы пресноводных мергелей, хемогенных карбонатов, в различной степени загрязненных терригенным материалом, диатомовых глин, диатомитов и бурых углей. Отнесение угленосной свиты к миоцену — нижнему плиоцену основано на том, что в окрестностях ст. Танхой в ее низах найдены теплолюбивые моллюски. Г. Г. Мартинсоном (1951а) здесь выделено пять фаунистических слоев, приуроченных к пачке зелено-серых мергелей, глин и бурых углей (снизу): 1) слой со смешанной фауной, 2) анадонтный слой, 3) унионидный слой, 4) байкальский слой, 5) слой с обособленной фауной.

В слое со смешанной фауной среди общей массы вивипарид и унионид встречаются представители байкалиид и единичные *Lithoglyphus baicalensis* Martins., *Chanomphalus fossilis* sp. nov. Анадонтный слой содержит громадные раковины *Anadonta gigantea* Ram m. и других анадонт, в незначительном количестве — униониды и вивипариды, характерные для первого слоя. В следующем слое преобладают новые вариететы и виды унионид, особенно *Unio immutatus* sp. nov., и байкальских цирен. Четвертый слой отличается от ниже- и вышележащих огромным количеством и видовым разнообразием моллюсков семейства байкалиид и почти полным отсутствием унионид. Наконец, в верхнем слое с обособленной фауной встречаются представители трех семейств: униониды, вивипариды и байкалииды.

Указанный возраст как будто подтверждается найденными остатками гиппариона, крупных кошек, носорогов, газелей, черепах, змей, рыб и грызунов в водноосадочных глинах и алевролитах о-ва Ольхон, покрывающих кору выветривания. Вмещающие эту фауну отложения содержат богатый комплекс пыльцы, в спектре которой большую роль играют теплолюбивые широколиственные формы. Близкий состав имеют также пыльцевые комплексы угленосной свиты Танхойского поля, Тункинской и Баргузинской впадин. М. А. Седовой, Л. Н. Гутовой и З. И. Ильясовой в спектрах угленосной свиты установлено довольно высокое содержание пыльцы листопадных родов: граба, лещины, ореха, гикори, лапины, бука, дуба, каштана, клена, вяза, хмелеграба, ольхи, дзельквы, сумаха, липы, березы. Местами в спектры вкраплены представители субтропической растительности: миртовые, магнолиевые, лавровые, падуб, нисса.

Среди глин литологических особенностей угленосной свиты необходимо отметить следующие: 1) преобладание в ее составе песчано-глинистых осадков над грубозернистыми (гравелиты играют явно подчиненную роль, конгломераты вообще не характерны); 2) довольно устойчивое гранулометрическое однообразие пород в поперечнике впадин, благодаря чему на механическом составе осадков угленосной свиты почти не отражается близость современных хребтов. Последнее свойство резко отличает эту свиту от вышележащей «охристой»; 3) относительное богатство органическими остатками (бурые угли, диатомовые водоросли), при этом пласты углей и диатомовых пород тяготеют к краям участков распространения свиты. В центральных частях впа-

дин в связи с увеличением мощности свиты обугленные растительные остатки либо рассеяны в массе осадка, либо образуют лишь тонкие (до 15 см) редкие прослои бурых углей. Из автигенных соединений (помимо распространенных опаловых створок диатомей) встречаются карбонаты, входящие в состав пресноводных мергелей и известняков, составляющих прослои мощностью до 1—1,5 м. Железосодержащие автигенные соединения представлены в основном закисными модификациями — пиритом и вивианитом, содержащимися в относительно небольших количествах. Для свиты характерны высокие содержания органического углерода (до 5—8%).

«Охристая» свита резко отличается от угленосной гранулометрическим составом пород и отделена от последней отчетливым разрывом, а местами и несогласием. Смена гранулометрического состава ярко выражена на краях впадин и сглаживается в центральных частях. Отложения свиты представлены в основном грубообломочными конгломератами, брекчией, гравийными и грубозернистыми песками, приуроченными к краям впадин и фациально замещающимися в центральных частях последних песками, алевролитами и глинами. Среди обломков особое внимание привлекают породы, глубоко измененные химическим выветриванием. Подобные обломки отмечены в составе «охристой» свиты Тункинской и Южно-Байкальской впадин, а далее на северо-восток, в районе Витимского плоскогорья, они являются обычными спутниками аллювия наиболее древних террас.

В той части горного Прибайкалья, которая административно входит в состав Иркутской области, отложения угленосной свиты миоцена — нижнего плиоцена выявлены лишь на маломорском побережье о-ва Ольхон и в виде небольшого пятна на «материковой» территории при слиянии рек Анги и Осы близ с. Умбур. На Ольхоне они залегают прерывистой полосой вдоль северо-западного побережья и приурочены к западинам в архейском фундаменте, природа которых остается пока неясной. С этими западинами совпадают заливы Малого моря, в то время как разделяющие их мысы сложены кристаллическими пара- и ортопородами архея. Мощность неогеновых отложений превосходит 120 м, и толщина их, обладая слабым (5—6°) наклоном в сторону озера, вероятно, увеличивается в мощности в этом направлении.

В разрезе раннеогеновых отложений о-ва Ольхон глины, алевролиты и песчаники преобладают над другими породами. В районе залива Тагай они имеют различную окраску: белую, зеленую, бурую, черную и желтовато-серую. Реже встречаются темно-серые глины с кристаллами гипса, обогатенные рассеянным углистым веществом. Маломощные прослоя лигнита (до 0,3 м), тяготеющие к нижней половине толщи, встречаются весьма редко и выклиниваются на коротком расстоянии. В верхней половине толщи присутствуют белые коралповатого строения желваки, сложенные скрытокристаллическим карбонатом с остатками костей позвоночных и раковинами моллюсков.

Вблизи мыса Саса глины и алевролиты переслаиваются с песчаниками и гравелитами, среди которых встречаются линзы и прослоя мощностью до 1 м с марганцовыми бобовинами.

Угленосные отложения окрестностей с. Умбур, впервые отмеченные еще в 1921 г. Б. Н. Артемьевым, с тех пор, к сожалению, не изучались. Известно, что при проходке канав здесь часто встречалась крупная щепка лигнита, включенная в массу вязкой зеленовато-серой глины (Артемьев, 1926). Судя по описанию, эти отложения приурочены к мел-

кой тектонической впадине и их мощность, по-видимому, незначительна.

Неогеновые отложения более молодые, чем угленосные, до сих пор на территории Западного Прибайкалья не выделялись, исключая указание И. Д. Черского (1886б) о наличии грубого валунно-галечного конгломерата в долине р. Елохиной, сцементированного бурыми гидроокислами железа. Позднее Е. В. Павловский пришел к выводу о юном, едва ли не современном возрасте этих конгломератов (Павловский и Цветков, 1936). Однако уже М. М. Тетяев и Б. Н. Артемьев выделяли древние, преимущественно грубообломочные отложения, связанные с высокими террасами долин, перевальными седловинами и площадками относительно низких водоразделов. Эти отложения единодушно и без особых на то оснований относились геологами к постплиоцену. Часть этих отложений, действительно, имеет раннечетвертичный возраст, другая же часть может быть и более древней.

НЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

Сведения о составе, распространении и мощности неогеновых отложений на рассматриваемой территории были до последнего времени скудными. Несмотря на это, предпринимались попытки, используя этот незначительный материал, доказать, что основные складчатые структуры, в которые собраны нижнепалеозойские и мезозойские отложения, продолжали развиваться в том же плане и направлении в течение кайнозоя (Павловский и Фролова, 1941б; Павловский, 1948в). В доказательство подобного воззрения Павловский привел приуроченность к мульдам не только юрских, но и неогеновых и довольно мощных (до 100 м и более) четвертичных отложений, а также четкость выражения тектонических форм в современном рельефе (Павловский, 1948). Позднее Б. А. Иванов (1950), анализируя структуру и условия накопления осадков этой части амфитеатра, пришел к противоположному выводу, подчеркнув, что формирование складок завершилось в мезозое и что кайнозойские движения в этом процессе не играли той роли, которая им отведена Павловским. Основание для такого вывода Иванов видел прежде всего в малой мощности четвертичных отложений, допуская для них максимум 20—30 м. Наличие же неогеновых отложений им не было принято во внимание.

Не присоединяясь пока ни к одной из этих точек зрения, рассмотрим фактический материал по неогеновым отложениям, которые особенно широко распространены в верховьях бассейна рек Куды и Манзурки, где они пространственно связаны большей частью с древними долинами и почти сплошной полосой (шириной до 3 км) вытянуты по пологому северо-западному склону древней Хоготской долины, а в виде разобщенных пятен различных размеров встречаются во многих пунктах Ангаро-Ленского междуречья.

Неогеновые отложения залегают на кембрийских и юрских породах либо на коре выветривания этих пород и объединены в ользонскую свиту. Это название принято потому, что в окрестностях с. Ользоны эти отложения достигают наибольшей мощности (около 290 м) и были впервые охарактеризованы богатым пыльцевым материалом. Ользонская свита включает отложения, отнесение которых к неогеновой си-

сте не вызывает сомнений, и состоит преимущественно из глин, песков, мергелей (карбонатных пелитов Я. Я. Яржемского) и пресноводных известняков различного облика, местами наблюдаются прослои и линзы бурого лигнитовидного угля, возможны небольшие скопления диатомовых глин (рис. 36).

Помимо закартированных ранее Е. В. Павловским и А. С. Кульчицким пятен и полос в пределах Хоготской и Хамнейской долин,

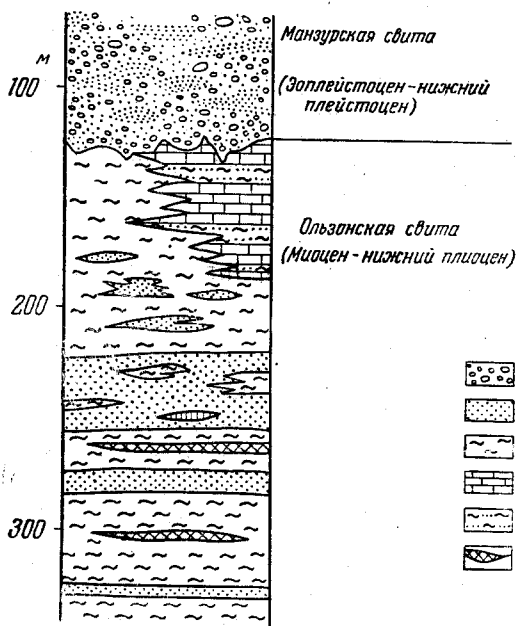


Рис. 36. Схематический разрез ользонской свиты (юго-восточная часть Иркутского амфитеатра)
1 — галечники, конгломераты; 2 — пески, песчаники; 3 — глины, алевролиты, аргиллиты; 4 — известняки, доломиты; 5 — мергели; 6 — лигнит

на северо-восток следующим образом: в ядре Ордынской синклинали при поисковых работах близ с. Базой над верхней безугольной свитой юры вскрыта 110-метровая толща слабо диагенезированных глин и алевролитов коричневого, темно- и зеленовато-серого цвета с редкими прослоями рыхлого белого песчаника и довольно толстыми пластами бурого лигнитовидного угля, из которых один достигает мощности 7,5 м. Встречаются также прослои светло-серого трепеловидного алевролита, исключительно легкого и похожего на диатомит.

В 20—25 км северо-восточнее указанного разреза на окончании Ордынской синклинали (на территории с. Ользоны) при бурении пройдена толща разнообразных по цвету глин и алевролитов с прослоями лигнита и слабо сцементированных песчаников. Она залегает на среднеюрских плотных грубых песчаниках и аргиллитах с прослоями и включениями сажистого вещества. Мощность ользонской свиты здесь около 290 м и она является пока максимальной для Ангаро-Ленского междуречья. В пылевых пробах с глубины 194—205 м установлены богатые неогеновые пылевые комплексы с характерным для них ро-

эти отложения обнаружены в 1957 г. в ряде пунктов в Карлукской и Кырминской долинах, кроме того, они протягиваются по Манзурской долине до р. Лены и переходят, вероятно, на ее правобережье, где могут быть связаны с продолжением системы древних долин. В 40 км северо-западнее полосы классических древних долин, на левобережье р. Куленги, С. М. Замараевым также выявлены пресноводные известняки с фауной наземных моллюсков. Любопытно в этой связи нахождение обломков карбонатных пород с крупными раковинами *Planorbis* sp. и *Succinea* sp. на 120-метровой террасообразной площадке правого берега р. Лены в ее верхнем течении (Думитрашко, 1936).

Состав и мощность ользонской свиты неодинаковы и изменяются с юго-запада

довым разнообразием широколиственных древесных форм, произраставших при относительно теплом климате. По мнению Л. Н. Гutowой, эти комплексы сходны с комплексами пыльцы угленосных неогеновых отложений Танхойского района и Тункинской впадины. Помимо этого сходства, указывающего на одновременность отложений междуречья и Прибайкалья, осадки сравниваемых районов очень близки между собой и по литологическому составу.

Изучение глинистых пород ользонской свиты методом окрашивания показало, что они являются преимущественно полиминеральными, при этом в разрезе некоторых скважин наблюдается поинтервальное преобладание отдельных минералогических типов — гидрослюд, бейделлита, каолинита (Кырминская долина, улус Ноготой). В других скважинах, напротив, установлено устойчивое преобладание какого-либо одного минерала почти по всему разрезу. В скважине, пробуренной в с. Ользоны, из шести определений в пяти случаях установлено преобладание монтмориллонита и лишь в одном — бейделлита. Для глинистых пород ользонской свиты характерно значительное засоление и повышенное содержание карбонатов.

Если в описанных разрезах ользонская свита сложена почти исключительно терригенными отложениями, то северо-восточнее, примерно с широты с. Баяндай, в ее составе наряду с терригенными породами значительную роль начинают играть разнообразные карбонатные породы и мергели. В окрестностях сел Баяндай, Мельзан, Лидинского и в других местах разрез известен лишь для верхней 30-метровой части свиты, представленной разнообразными глинисто-карбонатными породами. Встречаются самостоятельные пласты серых ракушечниковых известняков, туфоподобных карбонатных пород, сливных белых и серых доломитизированных известняков, внешне неотличимых от соответствующих пород нижнего кембрия, которые часто подстилают неогеновые отложения. Количественно преобладают мергели белого, зеленовато-серого, желтовато-кремового и желто-бурого цвета, которые внешне похожи на глины, но отличаются высоким содержанием пелитоморфного карбоната. В мергелях беспорядочно разбросаны глинисто-кремнистые стяжения до 20 см в поперечнике, неправильной формы, напоминающие натечные образования из нескольких сросшихся между собой частей округлой формы. При расколе эти очень крепкие стяжения, залегающие в слабо сцементированной массе мергеля, дают раковистый либо ровный излом.

Фауна моллюсков в известняках этой части разреза свиты представлена, по определению Г. Г. Мартинсона, рядом пресноводных и наземных форм: *Planorbis chieliensis* Grab., *P. septemgyratus* L., *Limnea grabaui* Ping., *L. cf. pervia* Mart., *L. cf. elongata* Drap., *Bithinia cf. leachi* Sher., *Hydrobia* sp. и другими формами, отнесенными им вначале (1949) к верхнему плиоцену, позже (1951a) к плиоцену вообще. В последнее время этот исследователь склонен понизить возраст фауны ользонской свиты и условно сопоставлять ее по возрасту с комплексами неогеновых моллюсков угленосной свиты из окрестностей ст. Танхой. Сходство пыльцевых спектров и состава отложений этих свит является наиболее убедительным аргументом в пользу их разновозрастности.

Данные бурения в окрестностях сел Баяндай и Хогот позволяют предположить, что вниз по разрезу ользонской свиты количество карбонатных и глинисто-карбонатных пород уменьшается и преобладающее

значения приобретают собственно глины, алевролиты и рыхлые песчаники. Обособление карбонатных фаций в верхней части разреза ользонской свиты характерно для целого ряда мест, расположенных к северо-востоку и северу от с. Баяндай: в Карлукской, Кырминской и Манзурской долинах, где широко распространены ракушечниковые известняки и другие карбонатные породы, залегающие на глинах и песках. Все эти данные указывают на достаточно широкое площадное развитие карбонатных фаций неогеновых отложений, ранее, как правило, недооценивавшееся. Явное тяготение карбонатных отложений к верхам неогеновой толщи позволяет расчленить ользонскую свиту на две пачки: нижнюю — угленосную и верхнюю — глинисто-карбонатную. Надо заметить, что современная юго-западная граница распространения неогеновых карбонатных отложений проходит примерно по широте с. Баяндай, поэтому можно предположить, что состав верхней пачки изменяется в юго-западном направлении за счет фациального вытеснения их глинами, алевролитами и песками, происходящего на отрезке между селами Баяндай и Ользоны.

На междуречьях Ушаковца и Куды, Куды и Ангары, сложенных терригенными породами, неогеновые отложения распространены значительно шире, чем это казалось ранее, но они нередко при картировании принимались геологами за мезозойские. Факт установления в отдельных местах довольно мощных, сходных с мезозойскими неогеновых отложений (Ользоны, Базой) позволяет поставить вопрос о необходимости пересмотра возраста палеонтологически не охарактеризованных верхних частей отложений разреза Прибайкалья. В частности, это относится к кудинской свите, выделенной в 1948 г. Н. И. Фоминым и сложенной светлыми глинами, песчаниками и конгломератами. Часть этих отложений в пределах Ордынской синклинали относится к неогену, но вопрос о геологическом возрасте пород, залегающих на водораздельных площадках и включаемых в состав кудинской свиты, не может считаться решенным.

В долине р. Ангары, благодаря находке в аллювии 70—80-метровой террасы близ с. Кежмы астрагала очень крупной лошади, принадлежащего, по определению В. И. Громова, *Equus aff. süssenbornensis*, появилась возможность отнести отложения террас более высокого уровня к позднему неогену, так как указанная форма типична для раннего плейстоцена, а в палеогеновых и раннеогеновых отложениях неизвестна (Громов, 1948). Многие исследователи выделяют террасы высотой 90—100 м и 110—130 м. Следует оговориться, что Н. И. Соколовым (1937) предпринималась попытка выделить террасы в 120, 140, 160 и 180 м, которая, впрочем, не была поддержана другими исследователями.

Выделенные ниже пороги террасы высотой 90—100 и 110—130 м местами содержат в цоколе остатки своеобразного аллювия, то красного, то белого цвета, местами ожелезненного. Петрографический состав галечников и минералогический состав шлихов отличаются бедностью минеральных видов и преобладающим значением устойчивых к выветриванию пород и минералов. Последнее обстоятельство позволяет допустить, что на составе аллювия отразились процессы выветривания, имевшие место в областях сноса до начала и во время накопления аллювия этих террас. Спориво-пыльцевой анализ речных отложений показал неогеновый возраст комплексов. Тот факт, что процессы древнего выветривания отразились на составе аллювия самых высоких

ангарских террас и пород раннего антропогена Прибайкалья («охристая» и манзурская свиты), не является случайным, а свидетельствует о близком времени образования этих отложений.

В юго-западной части Сибирского плоскогорья Э. И. Равским выделена по долинам крупных рек (Ангары, Илима, Тубы, Катанги и др.) полоса пониженного волнистого рельефа на высоте немного выше уровня рассмотренных неогеновых террас. Эта поверхность в Средне-Сибирском плоскогорье развита по главным современным речным долинам, за что была названа «придолинной поверхностью выравнивания». При недостаточном количестве имеющегося в настоящее время геологического материала нельзя определить, насколько тесно и каким образом эта поверхность связана с развитием долин современных очертаний, хотя Равский и склонен считать, что речная сеть во время ее формирования была в основных чертах подобна рисунку современной. Ширина придолинной поверхности достигает 10—30 км, и местами она выходит даже на водоразделы. Придолинная поверхность, по мнению Равского, синхронична двум верхним террасам р. Ангары и неогеновым озерным отложениям водораздела рек Нембы и Катанги. Соглашаясь с датировкой, можно, однако, допустить, что неогеновые террасы р. Ангары (высотой 90—100 и 110—120 м) все же моложе этой поверхности, и в этом случае ее следует признать одновозрастной с озерными, по-видимому, раннеогеновыми отложениями рек Нембы и Катанги. При таком подходе придолинную поверхность можно рассматривать как результат выравнивания, связанного с первыми слабыми движениями, которые одновременно охватили в раннем неогене юг Восточной Сибири и сопровождались накоплением в прогибах отложений ользонской и угленосной свит.

Неогеновый возраст вероятен для некоторой части водораздельных галечников Средне-Сибирского плоскогорья, которая может быть связана с развитием речной сети в палеогене. Однако точных сведений о реликтах палеогеновых долин пока не имеется, хотя известны случаи обнаружения в водораздельных галечниках пыльцевых комплексов, близких к комплексам верхнего мела — палеогена.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В НЕОГЕНЕ

Как видно из обзора, осадконакопление в неогене в полосе впадин байкальского типа и в юго-восточной части Иркутского амфитеатра отличалось рядом интересных особенностей. Этот этап, охватывающий время образования угленосной и ользонской свит, протекал, судя по выдержанности гранулометрического состава и преобладанию в них мелкозернистых и глинистых разностей, в условиях спокойного рельефа. По краю Сибирской платформы были заложены и медленно прогибались обширные котловины — пробразы впадин байкальского типа. Тот факт, что угленосная свита по периферии впадин не содержит грубообломочных отложений, может быть связан с низкой тектонической активностью этого этапа седиментации. Впадины представляли собой тогда плоские депрессии, в которых накапливались озерно-болотные и речные отложения, их границы были расплывчатыми, а рельеф областей сноса низким и слабо расчлененным. В то время как в области Саяно-Байкальского складчатого пояса шло медленное прогибание отдельных крупных котловин, непрерывно компенсировавшееся накоп-

лением терригенного материала, на территории восточного крыла Иркутского бассейна (Прибайкальский прогиб) также, видимо, имел место аналогичный процесс, протекавший весьма своеобразно. Для суждения о тектонике неогеновых отложений этой части Сибирской платформы пока слишком мало данных, однако не вызывает сомнений тот факт, что в своем распространении они более или менее точно совпадают с синклиналиями, выполненными юрскими отложениями и приурочены вместе с ними и древнечетвертичными отложениями к широкому расплывчатому прогибу, который протягивается на сотни километров, окаймляя с северо-запада горные поднятия Западного Прибайкалья.

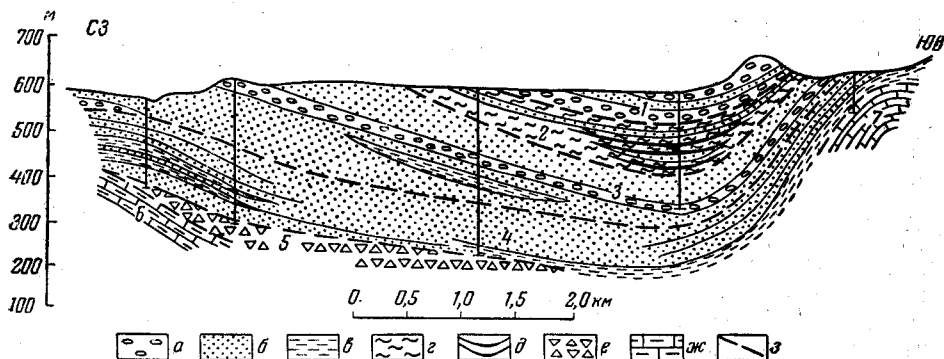


Рис. 37. Разрез через Базойское месторождение (по Е. К. Васильевой, с изменениями)
 а — конгломераты, галечники, гравий; б — песчаники, пески; в — алевролиты, аргиллиты; г — глины, мергели, алевролиты; д — угли; е — базальные брекчии; ж — мергели и аргиллиты; з — границы между свитами
 1 — четвертичные отложения. Неогеновые отложения: 2 — ользонская свита. Юрские отложения: 3 — присаянская свита; 4 — черемховская свита; 5 — базальная брекчия. Кембрийские отложения: 6 — верхоленьская свита; 7 — ангарская свита

В этой части Иркутского бассейна установлен конседиментационный характер структур покрова юрских отложений (Иванов, 1950), но соотношения неогеновых отложений с юрскими синклиналиями остаются пока непонятными. Судя по разрезу через Базойское месторождение (Ордынская синклиналь, рис. 37), состав неогеновых отложений остается одинаковым по всему поперечному разрезу структуры. Это могло произойти только в условиях заполнения мелкоземистым материалом эрозионных борозд, образовавшихся в юрской синклинали в силу естественного выбора водными потоками участков со слабым сопротивлением размыву. Однако отсутствие четкой зависимости состава неогеновых угленосных отложений от отдельных элементов синклинальной структуры нельзя признать решающим доводом в пользу этого предположения, поскольку и в байкальских впадинах угленосная свита, явно связанная с развитием этих структур, имеет один и тот же литологический состав как в центре впадин, так и вблизи горного обрамления. С другой стороны, мощность неогеновых отложений в местах, где они совпадают с юрскими синклиналиями, все-таки значительна и в отдельных частях (села Ользоны, Базой) достигает величин, близких к мощности юрских отложений. Нельзя не отметить, наконец, одинаковое простираение полос, сложенных неогеновыми отложениями, и местных юрских структур, а также крупных кайнозойских впадин Саяно-Байкальского сводового поднятия. Все указанные осо-

бенности свидетельствуют о том, что эта часть Иркутского амфитеатра в течение неогена являлась зоной с особым тектоническим режимом, развивавшейся в плане «байкальских» структур (Павловский, 1948а). Ее частные линейновытянутые прогибы унаследовали в основном направления и контуры мезозойских синклиналей.

Миоцен — нижнеплиоценовый этап накопления протекал в условиях влажного и довольно теплого климата, как о том можно судить по теплолюбивой флоре широколиственных и смешанных лесов с примесью субтропических форм, определенной и в отпечатках и в пыльце. Развитие пышной растительности благоприятствовало углеобразованию, причем во впадинах Прибайкалья оптимальные условия для этого существовали на их периферии, где и сосредоточены наиболее мощные пласты, выклинивающиеся в глубь впадин. Угленосность гораздо менее мощных отложений восточного крыла Иркутского амфитеатра, по-видимому, также значительна, но о ней пока имеется очень мало данных.

Рассматриваемая эпоха характеризуется накоплением в осадках кремнистых соединений, которое осуществлялось путем экстракции кремнекислоты из растворов диатомовыми водорослями, давшими местами значительные скопления диатомовых глин и диатомитов. Вынос гелей кремнекислоты из областей сноса, её извлечение организмами и осаждение были иногда настолько интенсивными, что придали диатомеям породообразующее значение. Перенос больших масс кремнекислоты мог осуществляться только в процессе химического выветривания силикатных пород областей сноса в условиях гумидного климата. В это время имело место также химическое извлечение и осаждение карбонатов, протекавшее особенно бурно на территории Иркутского амфитеатра и значительно слабее во впадинах байкальского типа, так как здесь в угленосной свите имеются лишь редкие прослой мергелей и хемогенных карбонатов мощностью до 1—1,5 м.

Следующий, раннечетвертичный этап седиментации протекал на фоне быстрого воздымания Саяно-Байкальского сводового поднятия, проявление которого в рельефе в неогеновое время до сих пор не обнаружено. Общее поднятие охватило в раннем антропогене также и южную часть Сибирской платформы, но здесь оно было иным по темпу и дифференциации.

Состав раннечетвертичных отложений в Прибайкалье («охристая» и манзурская свиты) показывает, что с этого момента аккумуляция озерно-болотных осадков, господствовавшая в неогене, сменилась накоплением предгорных, речных и пролювиальных отложений в условиях быстрого расчленения рельефа.

Для отложений «охристой» свиты, впадин манзурской свиты Ангаро-Байкало-Ленского водораздела и аллювия террас р. Ангары (высотой 90—130 м) характерно наличие значительно выветрелых обломков или преобладание обломков пород и минералов, стойких к выветриванию. Если в условиях спокойного рельефа, умеренно теплого и влажного климата неогена мог интенсивно протекать процесс образования коры выветривания, унаследованный от палеогена, и из областей сноса выносились преимущественно подвижные компоненты, стимулировавшие отложение кремнистых и карбонатных соединений, то в конце неогена — начале антропогена этот процесс был резко приостановлен в результате общего похолодания и аридизации климата, а также — возникновения расчлененного рельефа. С этого времени пре-

обладает физическое разрушение пород, достигшее максимума в период четвертичного оледенения. Химически выветрелые породы, содержащие повышенные количества устойчивых к выветриванию минеральных соединений, теперь подвергаются быстрому разрушению.

Подводя итоги, необходимо отметить, что отложения неогеновой системы на юге Восточной Сибири изучены еще недостаточно полно. Несмотря на это, уже в настоящее время можно предвидеть, что при дальнейшем изучении особого внимания должна заслуживать палеогеография палеогена и неогена вместе. В частности, представляется крайне важным всестороннее изучение, помимо обстановки угленакпления, условий и результатов древнего химического выветривания, ибо оно может пролить свет на закономерности возникновения залежей огнеупорных и керамических глин, минеральных красок, диатомитов и осадков коры выветривания. Несомненно, значительную роль эти процессы могли играть и в подготовке исходного материала для формирования россыпных месторождений титана, золота и алмазов.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения на территории Иркутской области отличаются широким разнообразием генетических типов и пестротой литологического состава. К началу 50-х годов исследованиями П. А. Кропоткина, А. Л. Чекановского и особенно И. Д. Черского, В. А. Обручева, Е. В. Павловского, С. В. Обручева, В. В. Ламакина, Н. И. Соколова, Н. В. Думитрашко и многих других геологов был заложен фундамент для углубленного изучения антропогена Восточной Сибири, которое развернулось в течение последнего десятилетия.

Изученность отложений четвертичной системы в границах Иркутской области неравномерна и еще далека от того, чтобы уже сейчас можно было предложить совершенную стратиграфическую схему для этой геологически и геоморфологически разнородной территории. Появившиеся в течение 1950—1958 гг. региональные схемы И. В. Арембовского (1951), Э. И. Равского (1957), С. С. Воскресенского (1957а), Г. Ф. Лунгерсгаузена (1957б), М. Н. Алексеева (1958), Н. И. Соколова (1957) и Н. А. Логачева (1958а, 1958в), хотя и облегчают значительно эту задачу, но для них всех характерен общий недостаток, заключающийся в слабости палеонтологического обоснования возраста наиболее древних подразделений четвертичной системы.

С точки зрения темпа и амплитуды неотектонических движений, развития рельефа и особенностей накопления четвертичных осадков рассматриваемая территория разделяется на две самостоятельные крупные области или зоны первого порядка: 1) юг Средне-Сибирского плоскогорья и 2) Саяно-Байкальское нагорье, включающее горные системы Восточного Саяна, Прибайкалья, а также хребты частных нагорий — Северо-Байкальского и Патомского.

Эти две области с различной геологической структурой развивались в кайнозое неодинаково; на юге Сибирской платформы находилась зона сравнительно однообразного и простого тектонического режима с постоянной тенденцией к замедленному, но все же значительному поднятию, для которой была характерна слабая дифференциация движений; на территории Саяно-Байкальского складчатого пояса была зона интенсивного проявления молодых тектонических движений, в результате

которых образовались горы и впадины. Геоморфологическая граница между названными зонами довольно четкая. Местами, как, например, вдоль Патомского и Северо-Байкальского нагорий, а также вдоль Байкальского хребта и Восточного Саяна она отмечена флексуорообразными перегибами, осложненными молодыми разломами, что обуславливает резкие контрасты рельефа и литологии четвертичных отложений по обе стороны от нее. Лишь между истоками Ангары и верховьями рек Лены и Киренги горные хребты постепенно понижаются и плавно сливаются с юго-восточным краем плоскогорья. Граница между плоскогорьем и областью горообразования не совпадает с границей, разделяющей каледонскую платформу и складчатую зону раннего палеозоя. Она, как правило, всюду сдвинута на платформу, благодаря тому что краевые части последней были вовлечены в процесс горообразования.

Саяно-Байкальская зона и юг Сибирской платформы в кайнозое развивались по-разному: во впадинах байкальского типа образовались многокилометровые, молассовидные, местами угле- и лавонасыщенные толщи, а в долинах и на водоразделах южной части Средне-Сибирского плоскогорья накапливались маломощные плащи речных, озерно-речных и субаэриальных отложений. Четвертичные отложения этих двух зон относятся к различным формационным группам. Кроме того, континентальные отложения в них различаются либо комплексом фаций, либо неодинаковой ролью отдельных фаций в истории четвертичного осадконакопления. На территории Саяно-Байкальского нагорья в накоплении осадков (имевшем устойчивый характер лишь в межгорных впадинах) видную роль играли ледниковые, флювиогляциальные и вулканогенные процессы, в результате которых образовались осадки мощностью в десятки и сотни метров. На плоскогорье ледниковые отложения отсутствуют, исключая самые окраинные части, где они генетически связаны с оледенением гор. В горной области широко распространены озерные и пролювиальные отложения, в то время как на плоскогорье они имеют второстепенное значение, находясь в ассоциации с аллювиальными, делювиальными и элювиальными осадками. Особое положение занимают районы Прибайкальского и Присаянского предгорных прогибов, в которых отложения озерных фаций играют не меньшую роль, чем в межгорных впадинах. Касаясь этих прогибов, нужно отметить интенсивность развития первого, связанную с байкальскими прогибами (Павловский, 1948б; Флоренсов, 1956; Логачев, 1958а), второй же, напротив, выражен в рельефе и структуре плоскогорья слабее и даже существование его ставится некоторыми геологами под сомнение.

Среди множества неразрешенных вопросов по геологии четвертичных отложений юга Восточной Сибири наиболее важными являются два: 1) положение нижней границы отложений четвертичной системы; 2) размеры древнего оледенения и количество ледниковых эпох.

Определение нижней границы четвертичной системы является трудной задачей, так как нижне- и среднечетвертичные отложения очень бедны фаунистическими остатками. По этой же причине невозможно точно определить границу между отложениями нижнего и среднего плейстоцена. В районах, прилегающих к рекам Лене и Алдану, а также в Вилюйской впадине обнаружены в единичных случаях остатки таких форм, как *Elephas meridionalis*, *El. trogontherii*, *Rhinoceros mercki*, *Equus cf. mosbachensis* и *Bison priscus cf. longicornis* (Вангенгейм, 1957; Алексеев, 1958).

В Иркутской области палеонтологические остатки встречаются очень редко и поэтому определить точные границы отдельных ярусов плейстоцена весьма трудно. В стратиграфических схемах различных авторов границы между отдельными ярусами проведены условно.

При изучении разреза кайнозойских отложений (неогеновых и антропогенных) во впадинах байкальского типа и в сопредельных районах Средне-Сибирского плоскогорья было установлено, что кайнозой разделяется на два крупных этапа, резко отличающихся тектоническим режимом, рельефом, климатом, растительностью и условиями осадконакопления. Первый этап, относящийся к неогену, отличался спокойным тектоническим режимом, довольно мягким рельефом и умеренно теплым климатом. В составе ользонской и угленосной свит (неоген) преобладают мелкообломочные отложения — пески, песчаники, алевриты, алевриты и глины с заметным количеством среди них хемогенных и органиогенных осадков — известняков, мергелей, ракушечников, бурых углей и диатомитов. Второй этап начался резким усилением темпа и амплитуды неотектонических движений, а также похолоданием климата, что повлекло за собой коренную перестройку рельефа, унаследованного от первого этапа. Озерно-болотные фации, преобладавшие в осадконакоплении первого этапа, уступили место речным, пролювиальным, а позднее ледниковым и перигляциальным фациям. Поэтому второй этап характеризуется преимущественно грубыми отложениями — галечниками, конгломератами, брекчиями, гравийными песками и в меньшей степени — глинисто-алевритовыми образованиями. Пыльца теплолюбивых древесных форм, встречающаяся в небольших количествах в этих отложениях, свидетельствует скорее о реликтовом характере представителей широколиственного леса, которые могли еще сохраниться некоторое время в составе четвертичной флоры. В байкальских впадинах и в Прибайкальском предгорном прогибе граница между отложениями описанных этапов подчеркивается не только резким изменением состава отложений в разрезе, но также значительным размывом, а местами и угловым несогласием. При современном состоянии знаний кайнозойской истории юга Восточной Сибири нижнюю границу антропогена в межгорных впадинах Прибайкалья можно провести по подошве «охристой» свиты, на Ангаро-Байкало-Ленском водоразделе — по подошве манзурской свиты и в долинах крупных рек плоскогорья — Ангары, Илима, Лены и Нижней Тунгуски — ниже аллювия террас, имеющих высоту 100—120 м. При дальнейших исследованиях, вероятно, удастся выделить внутри антропогенных отложений эоплейстоцен, которому должны соответствовать низы грубых отложений второго этапа. Если ользонскую и угленосную свиты датировать в рамках от нижнего миоцена до нижнего плиоцена включительно, а манзурскую и «охристую» свиты отнести к низам антропогена, то в области межгорных впадин и Прибайкальского прогиба не остается места для отложений верхнего плиоцена. Отсутствие их может быть объяснено лишь обстановкой, неблагоприятной для осадконакопления в связи с начавшимся в то время воздыманием юга Восточной Сибири, обусловившим господство процессов размыва. В области платформы в это время были заложены главные речные долины и образовались аллювиальные отложения террас, имеющих высоту более 100—120 м.

Признаки оледенения в горах Восточного Саяна, Прибайкалья, Северо-Байкальского и Патомского нагорий настолько многочисленны и разнообразны, что развитие мощного оледенения в антропогене ни

у кого не вызывает сомнений. Однако разные исследователи высказывают различные суждения о масштабах и характере оледенения, а также о числе ледниковых эпох, при этом большинство из них придерживается гипотезы о существовании двукратного оледенения, высказанной и обоснованной В. А. Обручевым (1931а, 1938). Суть этой точки зрения сводится к признанию двух самостоятельных ледниковых эпох, разделенных межледниковой эпохой с относительно мягким климатом. Первое оледенение отличалось грандиозными масштабами, приближаясь по характеру к скандинавскому или шпицбергенскому. Позднее оледенение охватывало лишь долины горных рек. В обоснование двукратного оледенения приводится большое количество разных фактов, среди которых убедительные встречаются очень редко. В. В. Ламакин считал, что между двумя оледенениями произошла ингрессия вод Байкала в соседние впадины и Забайкалье. Против ингрессии и признания межледниковыми мощных плейстоценовых песков, накопление которых в «сухих» впадинах байкальской системы якобы связано с этой ингрессией, были сделаны серьезные возражения (Думитрашко, 1952; Ладохин, 1954; Логачев, 1958б).

Сторонники моногляциализма во главе с Н. В. Думитрашко, отводя ледниковым процессам ведущую роль в образовании рельефа верхнего яруса гор Саяно-Байкальской области, видят в ходе горного оледенения лишь проявление фаз, а не самостоятельные оледенения. Спор этот, видимо, будет продолжаться до тех пор, пока не будут установлены точные критерии для отличия межледниковых отложений от ледниковых.

Под влиянием работ В. А. Обручева некоторые исследователи явно преувеличивали масштабы оледенения, и только в последнее десятилетие они стали оцениваться более реально. Сейчас можно считать установленным, что на хребтах не было сплошных ледяных покровов и что лишь при особо благоприятных условиях возникали частные ледниковые щиты.

Некоторые исследователи пытались обосновать развитие ледника на юге Сибирской платформы. Выше отмечалось, что по периферии плоскогорья местами широко развиты ледниковые и флювиогляциальные отложения (например, в верховьях Лены и Киренги), связанные с разрывом конечных морен мощных горных ледников. Генетическая связь этих гляциогенных отложений с оледенением передовых хребтов объясняет приуроченность их к периферии плоскогорья. Что же касается следов оледенения во внутреннем поле Иркутского амфитеатра, которые описывает Н. И. Соколов (1957) в обоснование своей точки зрения на количество ледниковых эпох и масштабы оледенения, то их связь с гляциальными процессами многими представляется сомнительной, и вряд ли этими косвенными признаками можно доказать, что ледники Саяна захватывали и плоскогорье. Измятость и разорванность слоев четвертичных наносов в днище Макарьевской пади, принятые И. А. Молчановым, И. В. Арембовским и Н. И. Соколовым за гляциодислокации, обусловлена, по наблюдениям Э. И. Равского, И. И. Молодых и Н. А. Логачева, мерзлотными деформациями, в частности деятельностью ледяных клиньев. Признаки несомненных криотурбаций выявлены к настоящему времени во многих других пунктах Приангарья. Крупные валуны экзотических пород, встречающиеся на поверхности цокольных террас и водоразделов в районе между селами Суховская и Балаганск, представляют собой валуны-свидетели, спроектированные в резуль-

тате размыва юрских отложений. Наконец, «загадочный рыхлый галечник с валунами», встречающийся между селами Олонки и Буреть (Соколов, 1957), является базальным слоем юрской толщи, отдельные валуны которого разбросаны на высокой левобережной террасе близ устья р. Белой. Источником образования крупных валунов могли служить юрские отложения, появление которых логичнее связывать с размывом, нежели с приносом ледниками из Восточного Саяна. К этому следует добавить, что если пески на междуречье Белой и Китоя и являются зандровыми (в чем не без оснований сомневаются некоторые геологи), то они могут свидетельствовать лишь о выходе ледников в самые предгорья Восточного Саяна, но не далее.

По вопросу о возрасте оледенения существуют различные точки зрения. Самые древние из достоверных признаков оледенения связаны с отложениями второй половины среднего плейстоцена; иными словами, первое оледенение можно сопоставить с максимальным рисским оледенением Европы, и оно связано с наиболее суровыми климатическими условиями, имевшими место на юге Сибири. Осадки, образовавшиеся в этих условиях, во внеледниковой области приурочены к террасам нижнего комплекса (от 25—30 м и ниже) рек Ангары, Лены и детально рассмотрены Э. И. Равским (1959); в них захоронена холодолюбивая фауна мамонтового комплекса.

В горах эрратические валуны иногда залегают на ровных и плоских поверхностях, вне троговых долин, врезанных в эти поверхности. Эти валуны, как принято считать, связаны с наиболее древней стадией оледенения, точный возраст которой определить пока невозможно. И хотя наличие таких валунов указывает на относительную древность оледенения, сочетание трогов с поверхностями, покрытыми валунами, еще не доказывает самостоятельности двух оледенений. Таким образом, вопрос о нижней возрастной границе оледенения Саяно-Байкальского нагорья остается открытым.

Переходя к характеристике отдельных комплексов четвертичных отложений в последовательности от древних к молодым, следует оговориться, что принадлежность территории Иркутской области к различным геоструктурным зонам позволяет вести обзор по отдельным районам. Даже в пределах Сибирской платформы встречаются трудности при сопоставлении отложений террас основных речных долин — Ангары и Лены, поскольку неравномерность ритма и амплитуды молодых движений обусловила различное число террас и различие их абсолютных и относительных высот.

Нижний плейстоцен

На территории Саяно-Байкальского нагорья к этому времени относится «охристая» свита межгорных впадин, особенности состава которой описаны выше. Об отложениях этого возраста, находящихся вне впадин, известно пока очень мало. В Ленском и Баргузинском золотоносных районах к этому времени С. Г. Мирчинк (1957) отнесены отложения первого этапа развития горного рельефа. Они представлены красно- и желто-бурыми галечниками, которые залегают на наиболее высоких террасах, реже — в погребенных под молодыми наносами тальвегах древних долин. В этих золотоносных галечниках присутствуют

остатки переотложенной коры выветривания, что сближает их с «охристой» свитой межгорных впадин (Логачев, 1958а). Галечники, которые накопились в условиях выположенного древнего рельефа и имеют признаки наложенного выветривания, отлагались при относительно теплом климате и, возможно, являются неогеновыми. Помимо галечников, среди раннечетвертичных отложений долин и впадин отмечаются мощные песчано-галечные отложения озерно-речного генезиса, а также проблематичные морены.

В Восточном Саяне к раннечетвертичным отложениям можно отнести, видимо, часть базальтовых лав, среди которых встречаются прослойки речных и озерных осадков с редкой пылью теплолюбивых растений, а также мондинские конгломераты.

На территории Западного Прибайкалья отложения этого возраста представлены манзурской свитой, залегающей с хорошо выраженным перерывом на неогеновых озерно-болотных отложениях ользонской свиты и более древних породах. Отложения манзурской свиты в системе мезо-кайнозойских складок «врезаны» в неогеновые отложения настолько глубоко, что залегают местами гипсометрически ниже последних и прислонены к ним. В распространении манзурских песков и галечников отчетливо видна связь с древней долинной сетью Ангаро-Ленского водораздела, фрагменты которой уцелели как в Прибайкальском прогибе, так и на крыле Байкальского сводового поднятия, в Онотском и Приморском хребтах (Павловский и Фролова, 1941б; Логачев и Абрамова, 1958в). Максимальной мощности (80—100 м) эти отложения достигают в тех местах, где направление древних долин совпадало с частными синклиналиями. В Манзурской долине при бурении отмечена мощность манзурских отложений свыше 120 м.

Среди отложений манзурской свиты преобладают речные наносы галечно-гравийно-песчаного состава; встречаются даже валунники и отдельные глыбы до 1 м³, принесенные, видимо, во время ледоходов; среди обломков доминируют стойкие к химическому выветриванию породы и минералы: кварциты, кремни, кварц, кварцевые порфириды, окремненные доломиты и известняки. Наряду с этим обнаруживаются обломки выветрелых экзотических пород, иногда в виде глинистой массы вишневого или голубовато-серого цвета с зернами реликтовых минералов. Главным компонентом песков и гравийных песков является кварц, благодаря которому манзурские отложения имеют белесовато-пепельную окраску, особенно яркую в сочетании с потеками и разводами гидроокислов железа бурого и оранжевого цвета. Эта свита представляет собой сложное многократное переслаивание линз и прослоев галечников и песков, среди которых редко встречаются невыдержанные слои песчанистых алевроитов и глин мощностью до 0,3 м. В полосе Прибайкальского прогиба разрез свиты завершается 6—10-метровой пачкой разноцветных глин с ячейками порошкообразного карбоната. Таким образом, литологически манзурская свита представляет собой вполне законченный цикл осадконакопления, который начался интенсивным образованием грубых речных наносов и закончился накоплением мало-мощной пачки озерных глин. Речные отложения свиты характеризуются северо-восточным наклоном косою слоистости, что указывает на сток в сторону р. Лены. Питающей провинцией являлось западное крыло Байкальского поднятия, на котором пятна отложений манзурской свиты прослеживаются до уступа впадины оз. Байкал (Павловский и Фролова, 1941б).

Для характеристики условий накопления отложений манзурской свиты важно отметить следующие два обстоятельства: 1) глубокую расчлененность погребенного ею рельефа и 2) значительную мощность отложений, достигающую сотни метров в прогибе и нескольких десятков метров на склоне Байкальского поднятия (окрестности д. Косая Степь). Причиной наполнения древних долин речными наносами на этой огромной территории могло быть лишь временное опускание, пришедшее на смену поднятию и энергичному размыву верхнего плиоцена, в результате которого были созданы сами древние долины. Следовательно, манзурские отложения соответствуют заключительной фазе развития — отмиранию долинной сети раннего антропогена.

К юго-западу от сел Баяндай и Хогот (в сторону р. Ангары) манзурские отложения не прослеживаются, поэтому невозможно точно сопоставить их с речными отложениями высоких террас р. Ангары, сформировавшимися в обстановке поднятия. Этому не помогают и мощные (до 60 м) аллювиальные отложения Ордынской долины, так как и они не распространяются до р. Ангары. К стати сказать, возраст ордынских отложений, отличающихся по литологическому составу от манзурских, может оказаться среднечетвертичным.

Вдоль пониженной зоны у подножия Восточного Саяна, условно названной Присаянским прогибом, по аналогии с Прибайкальским прогибом, также можно ожидать широкого распространения древнейших отложений четвертичной системы. Однако ничего определенного о них неизвестно, так как молодые отложения этого района изучены крайне слабо. С. С. Воскресенским (1957а) там выделяется песчано-галечный аллювий, погребенный под более молодыми озерными отложениями. Нижнечетвертичный возраст может оказаться также у большинства отложений низких междуречных плато, представленных песками и супесями с прослоями галечников. Для них характерна значительная мощность, достигающая в среднем 30—40, а местами 60 м. Это преимущественно отложения внутренних дельт и озер. К низам четвертичной системы условно следует отнести нижнюю часть мощных (до 60 м) наносов, выполняющих Картогонское расширение на р. Китою.

Описанным отложениям, по-видимому, синхроничны озерные пески и супеси, развитые на отдельных отрезках долин Оки, Ии, Чуны и Ангары в пределах внутренней части Иркутского амфитеатра. Они залегают обычно в расширенных участках долин, где слагают террасообразные поверхности высотой от 40 до 100 м. По восточному краю Шамановского расширения, на правобережье р. Оки, близ пос. Артумей озерные пески и супеси достигают мощности 72 м. В них (на глубине 49 м) вскрыт метровый слой хорошо сохранившегося растительного торфа с мелкими раковинами озерных моллюсков. Раннечетвертичный возраст вероятен также для нижней части валунно-галечно-песчаных отложений в исполинских котлах, сопровождающих ангарские пороги.

В долине р. Ангары, разрез четвертичных отложений которой может быть принят за опорный для юга Средне-Сибирского плоскогорья, несомненно нижнечетвертичными являются аллювиальные отложения 70—80-метровой (7-й, по Э. И. Равскому) террасы *. Стратиграфическое

* Высота террас (особенно древних) долины р. Ангары, видимо, неодинакова, так как река пересекает участки платформы с различной скоростью поднятия. Учет изменения высоты террас пока не представляется возможным, поэтому в описании использованы цифры, которые чаще всего встречаются.

положение аллювия этой террасы определяется достаточно четко находкой в нем близ с. Кежма (нижняя) остатков *Equus aff. süssenbornensis* — одной из руководящих форм таманского фаунистического комплекса. На основании этого речные отложения террас, имеющих высоту более 70—80 м, могут быть отнесены к неогеновой системе. Их мало-мощный аллювиальный покров затронут выветриванием, часто имеет белую или красноватую окраску и, в отличие от более поздних отложений, характеризуется резким преобладанием в галечниках и шлихах компонентов, стойких к выветриванию. Кроме того, аллювиальные отложения террасы высотой 110—130 м содержат типично неогеновый спорово-пыльцевой комплекс. Лишь отложения 8-й (90—100 м) террасы условно могут быть отнесены, по мнению Э. И. Равского, к эоплейстоцену.

Нижне- или среднеплейстоценовый возраст имеют речные отложения развитой в долине р. Ангары террасы высотой 55—65 м. Для них характерна малая мощность (в среднем 1—3 м) и значительное содержание глинистых минералов. Эти отложения повышенной глинистостью и преобладанием в обломках стойких пород (кварцитов, кремней и др.) иногда напоминают аллювий 70—80-метровой террасы.

Нижнеплейстоценовому аллювию бассейна верхнего течения рек Нижней Тунгуски и Лены присущи те же особенности, что и ангарскому, приурочен он к террасам примерно того же уровня (70—100 м). Каким-либо фаунистическим остаткам, определяющим возраст этих отложений, пока не найдено, но их сходство (по литологическим и геоморфологическим признакам) с нижнеплейстоценовым аллювием долины р. Ангары не вызывает сомнений.

Средний плейстоцен

Отложения этого возраста выделяются условно из-за бедности палеонтологическим материалом. В связи с этим возникают трудности точного определения нижней возрастной границы среднеплейстоценовых осадков. Наоборот, верхняя граница яруса наблюдается вполне отчетливо по появлению в слоях остатков холодолюбивого верхнепалеолитического комплекса фауны с ранней формой *Elephas primigenius*.

В результате общего похолодания климата во второй половине среднего плейстоцена произошло оледенение отдельных частей быстро поднимавшегося Саяно-Байкальского нагорья. В речных долинах и очень редко на водоразделах началось накопление моренных отложений. На территории районов, не затронутых оледенением, накапливались песчано-галечниковые флювиогляциальные и речные отложения. В крупных межгорных впадинах отлагались осадки озерных фаций.

Наносам, связанным с начальной стадией оледенения, предшествовало накопление аллювия, который кое-где на высоких цокольных террасах еще уцелел от размыва.

Среднеплейстоценовый возраст имеет, несомненно, и часть террас Байкала, сложенных озерно-прибрежными отложениями, но ввиду того что возраст их не установлен и существует путаница в номенклатуре, сказать что-нибудь более определенное по этому поводу пока нельзя. К среднему плейстоцену, вероятно к концу его, относится максимальное продвижение ледников, оставивших на берегах Байкала и частично под

уровнем озера мощные (до десятков метров) морены. В полосе Прибайкальского прогиба и Присяянья к отложениям этого возраста относятся супеси, пески и галечники аккумулятивных и смешанных речных террас высотой от 20—25 до 50 м, содержащие в редких случаях обильную фауну с *Corbicula fluminalis*. На плоскогорье в широких участках долины * Оки, Ии, Илима и Ангары, а также в пониженной зоне Присяянья продолжалось, вероятно, накопление озерно-речных осадков, начавшееся еще в раннем плейстоцене.

Несомненно среднечетвертичные аллювиальные отложения в долинах рек Ангары, Илима, Нижней Тунгуски и Лены связаны с террасами высотой от 20 до 50—60 м. В аллювии 40—50-метровой террасы, в верхнем течении р. Ангары, близ г. Усолье-Сибирское и на левобережье р. Белой были найдены неокатанные кости крупной лошади, весьма напоминающей *Equus mosbachensis*. В нижних горизонтах делювиальных суглинков, покрывающих аллювий этой террасы, были обнаружены кости конечностей лошади, близкой к *Equus caballus chosaricus*. Кости *Equus* cf. *chosaricus* известны также из речных отложений 30—36-метровой террасы среднего течения р. Ангары (Равский и др., 1957).

Этим исчерпывается список находок ранних представителей фауны среднего плейстоцена на территории Иркутской области, за исключением зубов *Elephas trogontherii* из долины р. Куды (Соколов и Тюменцев, 1949). Условия залегания этой находки не выяснены, и она не может быть пока увязана с какой-либо одной из среднеплейстоценовых террас р. Ангары.

Остатки ранней фауны среднего плейстоцена отсутствуют в аллювиальной толще 16—25-метровой комплексной террасы, хорошо развитой в долине р. Ангары, но с нею связаны многочисленные остатки верхнепалеолитического комплекса фауны: *Rangifer tarandus*, *Bison priscus deminutus*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Elephas primigenius*, *Vulpes lagopus*, *Lemmus obensis*. Принимая во внимание это обстоятельство и некоторые другие признаки, можно прийти к выводу, что формирование аллювиальной толщи 16—25-метровой террасы началось в конце среднего и продолжалось в начале верхнего плейстоцена. Спорово-пыльцевые комплексы этих отложений из различных мест плоскогорья указывают на установление во многих районах ландшафтов лесотундры и холодной лесостепи.

М. М. Одинцовым и Э. И. Равским отмечалось наличие в аллювии 16—25-метровых и более низких террас крупных валунов, которые могли быть принесены лишь мощными ледоходами. В среднеплейстоценовом и в более древнем аллювии четко выражено уменьшение свежести отложений по мере увеличения возраста. Аллювий 16—25-метровых террас обычно имеет серый цвет и в слабой степени затронут диагенетическими изменениями. Внешним обликом он мало отличается от современного аллювия, для него характерна удовлетворительная сохранность пойменной и старичной фаций.

В противоположность этому, аллювий террас высотой 40—50, 55—65 и 70—80 м (особенно когда он имеет малую мощность) очень глинистый, с участками либо нарушенной, либо полностью утраченной первичной текстуры, разводами гидроокислов железа, конкрециями карбо-

* Значительная мощность четвертичных отложений (до 30—70 м) в расширениях долин (Тангуйском, Шамановском, Усть-Окинском, Нижне-Илимском и др.) указывает на проявление в этих участках относительного опускания.

натов и с участками высокой цементации осадков. Пойменная фация сохранилась в редких случаях. Все перечисленные особенности, как следствие диагенеза в условиях континентального выветривания, выражены тем резче, чем древнее отложения.

Верхний плейстоцен

Этот век знаменателен наибольшим в истории четвертичного периода влиянием процессов древнего оледенения на осадконакопление, развитие рельефа, фауны и флоры; максимальным это влияние было в Саяно-Байкальском нагорье. К верхнему плейстоцену относятся главная масса морен в горных долинах и по краям межгорных впадин. В развитии оледенения намечается несколько фаз (от 2 до 4) с соответствующими комплексами морен. Флювиогляциальные отложения и морены последней фазы оледенения относятся к самому концу верхнего плейстоцена. В экстрагляциальной области плоскогорья завершение верхнего плейстоцена устанавливается по исчезновению в осадках фауны мамонтового комплекса, а также развитию каменной индустрии первобытного человека.

В горной части Иркутской области, в долинах и впадинах широко распространены флювиогляциальные, лимногляциальные, аллювиальные и делювиально-пролювиальные отложения, в последних из-за трудности генетической диагностики не выяснена еще роль водно-ледниковых осадков. Они особенно широко распространены в тех впадинах, которые были окружены горами, подвергшимися интенсивному оледенению. К ним относятся мощные (до 200—300 м) галечно-песчаные толщи Тункинской, Баргузинской и берегов Байкальской впадины, содержащие богатый комплекс верхнепалеолитической фауны позвоночных, угнетенной фауны моллюсков и редкие прослои торфа тундрового типа. В предгорных краях Приленской плоской возвышенности флювиогляциальными (в основной массе) являются пески и галечники ряда котловин (Киренго-Ульканской, Хандинской и др.), а также речных террас высотой 10—30 м (Павловский, 1930в, 1935в; Маслов, 1939б). К настоящим зандрам в Присаянье А. П. Божинским (1939) отнесены пески между-речья Белой и Китоя, но зандровая природа этих песков признается не всеми.

В речных долинах Ангары, Чуны, Илима, Лены и других (Средне-Сибирское плоскогорье) верхнеплейстоценовый возраст имеют толщи аллювия, связанные с 10—25-метровыми террасами. Местами, как, например, в Присаянье и Прибайкальском прогибе, верхнеплейстоценовым является также аллювий 6—8-метровой террасы, и, как будет видно ниже, к этому возрасту могут быть отнесены отчасти отложения 6—8-метровой террасы верхнего течения р. Ангары и низовий р. Белой.

В зависимости от различной тектонической подвижности отдельных частей платформы и ряда других причин локального характера верхнеплейстоценовые террасы бывают смешанными и аккумулятивными, при этом наиболее высокие (древние) из них в подавляющем большинстве случаев относятся к первому типу. Для аллювия характерно двучленное строение, но на высоких террасах пойменные отложения часто бывают размыты и замещены делювиально-солифлюкционными супесями и суглинками. Мощность аллювия в среднем колеблется от 3 до 10 м; с ним

связаны находки частей или полных скелетов большинства ископаемых верхнепалеолитического комплекса — мамонта, северного и благородного оленя, лося, шерстистого носорога, первобытных бизонов и зубров, лошади, лемминга и др. До сих пор, к сожалению, в толщах аллювия не найдено стоянок человека верхнего палеолита. Исключение в этом отношении представляет лишь комплексная стоянка «Усть-Белая», нижние горизонты которой с культурой самых поздних стадий верхнего палеолита — эпипалеолита — залегают в слоях пойменного яруса 6—8-метровой террасы. Это обстоятельство в совокупности с фактами нахождения близ Иркутска в русловых наносах этой же террасы неокатаных остатков *Rhinoceros tichorhinus* и *Elephas primigenius* свидетельствует о формировании аллювиальной толщи в конце верхнего плейстоцена и начале голоцена. Правда, в годы катастрофических паводков терраса местами заливаётся и в современную эпоху.

В четвертичном покрове Иркутской области особая роль принадлежит субэаральным накоплениям верхнего плейстоцена, среди которых суглинки и супеси в виде крупных полей и пятен покрывают речные террасы, склоны долин, сухие пади и водораздельные пространства. Мощность покровных отложений зависит от неровностей рельефа основания; максимальных значений (20—30 м) она достигает над тальвегами погребенных оврагов, тыловыми швами террас, в днищах распадков и перегибах склонов речных долин. На территории верхнего и среднего Приангарья значительная часть этих накоплений представлена лёссовыми породами — собственно лёссами и лёссовидными суглинками и супесями, происхождение которых пока точно неизвестно. Решить этот вопрос можно лишь анализируя факты о составе, структуре, условиях залегания и характере фаунистических остатков не только лёссовых пород Приангарья, но и тех уплотненных покровных суглинков, которые на плоскогорье распространены значительно шире. В последние годы возникли представления о господстве делювиально-солифлюкционного способа накопления суглинков, не противоречащие, как другие гипотезы и, в частности, эоловая, фактическому материалу. В связи с этим необходимо отметить некоторые наиболее важные особенности покровных отложений. Во-первых, с ними связана огромная масса остатков холодолюбивой фауны и основных стоянок верхнего палеолита (Мальта, Буреть, Кайская гора и др.), указывающих на то, что накопление мелкозема в основном происходило в эпоху оледенения, т. е. во второй половине среднего плейстоцена и продолжалось весь верхний плейстоцен. До оледенения этот процесс имел небольшие масштабы. Данные Н. И. Соколова о наличии четырех горизонтов покровных суглинков, разделенных погребенными почвами, основаны, видимо, на недоразумении, так как ни сами горизонты, ни почвы, отвечающие межледниковым эпохам, исследованиями последних лет обнаружены не были. Имеющиеся в литературе указания на присутствие горизонтов ископаемой почвы в лёссовидных суглинках (Арембовский, 1951; Соколов, 1957) нуждаются в проверке и не могут пока иметь регионального стратиграфического значения как свидетели межледниковых эпох. В. И. Громов (1948) отметил, что на Мальтинской стоянке «культурные остатки... связаны, по-видимому, с погребенной почвой, разделяющей эти делювиальные образования на два горизонта». Н. П. Арембовский (1951) счел возможным указать, что культурный слой «связан с погребенной почвой». Раскопки этой стоянки в течение 1956—1958 гг. показали, что суглинок культурного слоя ничем существенно не отличается

от вмещающих отложений, за исключением его уплотненности, что обусловлено влиянием жилых комплексов древних поселенцев. Эту связь можно лишь предполагать, как это делал Громов, поскольку она вероятно по той причине, что древнее поселение располагалось на почве, причем сами жилища были вкопаны в нее. За пределами стоянки разрез лёссовидных суглинков выглядит однородным и не содержит признаков погребенной почвы. То же самое характерно также для разреза супесей и суглинков на стоянке «Буреть».

Нельзя категорически отвергать присутствие горизонтов ископаемых почв в покровных суглинках, но то, что до сих пор удавалось наблюдать, свидетельствует об их разновременности и локальном развитии. Поэтому пока они не могут быть приняты за самостоятельные стратиграфические горизонты.

Путем детальных наблюдений над изменением механического состава отложений покровных шлейфов устанавливается его зависимость от положения склона. Сходство минералогического состава тяжелой фракции суглинков и коренных пород указывает также на то, что источником питания первых были в основном местные породы (Молодых, 1958). Наблюдаемая в суглинках слоистость нередко имеет рисунок, свойственный водным отложениям; для них характерно также наличие многочисленных следов мерзлотных деформаций — карманов, клиньев, котлов и завихрений.

Перечисленные особенности, очевидно, следует рассматривать как результат непосредственного и преобладающего влияния делювиальных и солифлюкционных процессов во время накопления покровных суглинков. Этим не исчерпывается генетическое разнообразие рассматриваемых отложений; среди них имеются пролювиальные, эоловые и озерно-болотные суглинки и супеси, но роль последних второстепенна. Что касается источника мелкозема, послужившего материалом для покровных толщ, то в его накоплении, помимо коренных пород, участвовали субэральные существенно глинистые отложения ранних эпох антропогена, прежде всего элювиальные и делювиальные.

Голоцен

Геология отложений голоценовой эпохи, сменившей плейстоценовую, изучена еще недостаточно. Из водных осадков сюда относятся русловый и пойменный аллювий многоступенчатой поймы. В пределах гор пойменному аллювию свойственно одноярусное строение, и лишь в расширениях долин появляются зачатки мелкоземистой пойменной фации. Вдоль предгорной полосы Восточного Саяна с речными отложениями тесно ассоциируют озерно-болотные (пески и илы с прослоями торфа). Те и другие частично накапливаются в зонах современного осадконакопления, приуроченных к участкам прогибания. Большими темпами накопление осадков происходит в оз. Байкал, играющем роль отстойника для огромных масс речной воды. Для подавляющего количества терригенного материала, сносимого с гор Южной Сибири, Байкал является конечным пунктом. Наряду с накоплением механических осадков во внутренних частях озера протекает интенсивное осаждение диатомовых илов (Князева, 1954). В течение голоцена на плоскогорье продолжалось (но в меньших масштабах, чем до этого) накопление делювиальных и делювиально-пролювиальных суглинков и супесей. К ним в долинах Ангары,

Лены и других рек приурочены культурные горизонты стоянок различных стадий неолита и даже бронзы (Окладников, 1950).

Перевывание песков совершается в настоящее время на ограниченных площадях (Приольхонье, окрестности Балаганска, долина р. Куды), однако, судя по распространению закрепленных дюнных песков на междуречьях и террасах Китоля и Белой, Оки и Ии и во многих других местах, эоловые процессы играли значительную роль в ландшафтах начала голоцена — конца верхнего плейстоцена. К этому же переходному времени относится полное исчезновение крупных ледников и последние излияния долинных (джамбалыкских и кызыл-хемских) базальтов в Восточном Саяне, а также начало деградации вечной мерзлоты.

Глава VI

МАГМАТИЗМ

МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Возрастное расчленение интрузий в пределах Восточного Саяна, как и во всей складчатой Саяно-Байкальской зоне, связано с большими трудностями.

В табл. 9 приводятся петрографические формации и их комплексы для Восточного Саяна и всей Саяно-Байкальской зоны. В этой же таблице дается металлогения формаций.

Таблица 9

Петрографические формации Саяно-Байкальской зоны

Магматические комплексы формаций	Возраст формаций	Формация	Металлогения
Геосинклинальные	Архейский	Гипербазиты и базиты Аляскитовые граниты и пегматиты	Флогопит, апатит
	Протерозойский	Базиты и гипербазиты Гранитоиды и пегматиты	Мусковит
	Палеозойский (каледонский)	Базиты и гипербазиты Гранитоиды и сопутствующие им породы Основные породы	Асбест, тальк, магнезит, платина, железо, титан, золото, олово, ниобий, тантал, вольфрам
Субплатформенные	Мезо-кайнозойский* (послеюрский)	Субщелочные гранитоиды и щелочные сиениты Основные и ультраосновные щелочные породы Трахибазальты	Вольфрам, молибден, свинец, цинк, золото, фтор, сурьма, ртуть, титан, кобальт, висмут, галлий, гафний и др.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ АРХЕЯ

Архейские кристаллические образования представлены ортопородами (ортогнейсами, ортоамфиболитами). Это метаморфизованные породы кислых, основных и ультраосновных интрузий, реже встречаются гранитоиды. И. А. Кобеляцкий (1947а) к архею относит также встречающиеся в западной части Восточного Саяна розовые порфириовидные

* Молодой возраст субщелочных гранитоидов и щелочных сиенитов не может считаться доказанным. — *Прим. ред.*

огнейсованные граниты, более молодые, чем ортоамфиболиты. Между реками Быстрой и Дзун-Мурином установлены аналогичные порфировидные катаклазированные гранитоиды.

Для архея Слюдянки типичными являются (по Д. С. Коржинскому) красные биотитовые аляскитовые граниты, переходящие в краевых частях в более основные разновидности. С ними генетически связаны пегматиты и реже аплиты.

Возраст всех этих пород определяется как архейский, так как они не прорывают протерозойских комплексов.

Выделить вулканические фазы среди архейского магматического комплекса пока еще нельзя. Однако установлено, что наиболее крупные гранитные интрузии прорывают ортоамфиболиты и толщу гнейсов, образуя более или менее самостоятельные массивы, а ортоамфиболиты и ортогнейсы встречаются чаще всего в виде небольших обособленных тел среди метаморфических комплексов архея.

Формация гипербазитов и базитов. Среди архейских амфиболитов встречаются такие, принадлежность которых к ортопородам несомненна.

Ортоамфиболиты характеризуются наличием реликтов структур изверженных пород, преимущественно бластоофитовой реже — габбровой или долеритовой структур.

По р. Урда-Оке, в средней части Восточного Саяна, среди толщи гнейсов установлены амфиболиты, образующие интрузию шириной не менее 70—80 м. Изученные Д. С. Коржинским породы этой интрузии имеют реликты бластоофитовой структуры среди гранобластовой основной массы. Минералогический состав пород следующий: плагиоклаз (лабрадор — битовнит), сильно серицитизированный; пироксен (диопсид — авгит), роговая обманка типа паргасита с положительным углом оптических осей; биотит бурый с красноватым оттенком; в небольшом количестве присутствует флогопит.

Среди ортоамфиболитов, сохранивших реликты офитовой и габбровой структур, наиболее распространены ортоамфиболиты следующего состава: плагиоклаз (андезин — лабрадор), часто сильно серицитизированный; роговая обманка темно-зеленая, сильно плеохроичная; биотит бурый с зеленоватым оттенком; в небольшом количестве имеются калиевый полевой шпат и кварц. Породы произошли, вероятно, за счет габброидов и диабазов.

Формация гранитоидов. Архейские граниты — розовые, средне- и крупнозернистые гнейсовидные породы, сохраняющие гранитную или аплитовую структуру. Иногда структура переходит в гранулитовую с протокластическими наложенными процессами. Минералогический состав гранитов: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, биотит; в небольшом количестве имеются магнетит, циркон, апатит, сфен, серицит, кальцит и хлорит. Калиевый полевой шпат представлен обычно микроклином или микроклин-микрпертитом. Плагиоклаз — ряда олигоклаза. Особенностью этих пород является малое содержание биотита и микроклина по сравнению с плагиоклазом.

Массивы таких гранитов, описанные Д. С. Коржинским для района Слюдянки, характеризуются большим содержанием микроклина и кварца и незначительным — олигоклаза и биотита.

Для средней части Восточного Саяна, по данным И. А. Кобеляцкого (1947а), особенностями архейских гранитоидных пород являются их огнейсование и катаклаз, проявившиеся в механическом раздроблении. Минералогический состав гранитоидов: калиевый полевой шпат,

плаггиоклаз, кварц и темноцветные компоненты, нацело замещенные вторичными минералами. Изредка наблюдаются остатки сильно хлоритизированного биотита и псевдоморфозы его по амфиболу. Плаггиоклаз представлен олигоклазом, часто с деформированными, выклинивающимися, изогнутыми, изломанными полисинтетическими двойниками; иногда свежий, но чаще замещенный эпидотом, серицитом и другими вторичными минералами. Количество микроклина непостоянно. Порфирированные кристаллы микроклина достигают 3—5 мм. Подобно плаггиоклазу, зерна микроклина часто пелитизированы. В небольшом количестве в гранитоидах постоянно присутствуют мелкие призмочки апатита и циркона. Редко встречаются сфен и гранат (альмандин).

По степени интенсивности катаклаза в гранитоидных породах архея Восточного Саяна выделяются катаклазиты, милониты, микробрекчии и породы порфиробластовой структуры.

Возрастное положение описываемых гранитов точно не установлено. По данным П. В. Дубина, А. Н. Рассказчикова, П. В. Осокина (1955 г.), некоторые гранитные плутоны в средней части Присяянья прорывают метаморфические породы бирюсинской свиты, что ставит под сомнение архейский возраст этих плутонов.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ПРОТЕРОЗОЯ

К нижнепротерозойскому возрасту могут быть с большей или меньшей вероятностью отнесены сильно измененные эффузивы, превращенные в зеленые сланцевые породы.

К. М. Наделяев, Н. А. Львова и С. П. Плешанов (1951—1953 гг.) в бассейне р. Онота выделяют нижнепротерозойские комплексы плаггиогранитов и сильно измененных габброидных пород. В последующие годы магматические комплексы этого состава обнаружены в различных частях Восточного Саяна, но их возраст не является пока доказанным.

В некоторых случаях отдельные пачки или горизонты зеленых сланцев нижнего протерозоя принимались разными исследователями за сильно измененные эффузивы.

К верхнепротерозойскому возрасту относятся основные и кислые эффузивы средней части Восточного Саяна на р. Ие и в восточной части Восточного Саяна в верховьях р. Китоя, основные и ультраосновные породы средней части Восточного Саяна и слюдоносные граниты многочисленных интрузий, прорывающие архей и протерозой, но не метаморфизующие кембрийских отложений.

Основные и кислые эффузивы верхнего протерозоя представлены кварцевыми порфирами, порфиритами и их туфами, обнаруженными Л. Г. Котельниковым (1933) по р. Ие на окраине Восточного Саяна в составе верхнего протерозоя.

Формация базитов и гипербазитов. Основные и ультраосновные породы протерозойского возраста развиты в пределах западной части Восточного Саяна между реками Туманшетом и Бирюсой. По форме залегания эти породы носят характер гипабиссальных интрузий типа небольших штоков или секущих жильных тел. Они сложены габбро-диабазами, габбро, оливиновым габбро, пироксенитами, гарцбургитами и серпентинитами. Вся эта группа пород претерпела сильный метаморфизм и в значительной степени изменена: основные породы амфиболитизированы, ультраосновные почти целиком перешли в серпентиниты.

Темно-серые, почти черные с характерным зеленоватым оттенком породы этой группы имеют крупно-, средне- и мелкозернистое сложение и параллельную текстуру. Для ультраосновных разновидностей пород отмечается шаровая отдельность. По времени образования к этой группе, очевидно, следует отнести и некоторые габбро-диориты бассейна р. Оки. Возраст этих пород (по И. А. Кобеляцкому) устанавливается в средней части Восточного Саяна находкой их гальки в базальных конгломератах нижнего кембрия платформы и тем, что они прорваны слюдоносными гранитами, а сами прорывают протерозойские метаморфические породы.

В пределах Иркутской области крупные массивы гипербазитов не распространены, за исключением бассейна р. Хайламы. Манкрес-Хайламинский pluton, сложенный гипербазитами, отличается от других таких комплексов Восточного Саяна повышенной титаноносностью, что сближает его с габбро-перидотитовыми комплексами Восточной Сибири. При геологических исследованиях последних лет (А. Л. Додин, В. П. Руднев и др.) в некоторых районах западной части Восточного Саяна были обнаружены небольшие тела ультраосновных и основных магматических горных пород, но их происхождение, геологический возраст и петрографические особенности слабо изучены.

Формация гранитоидов. Слюдоносные граниты и гранодиориты образуют большое количество массивов. Они сложены биотитовыми, двуслюдистыми или роговообманковыми мелко- и среднезернистыми, иногда порфиоровидными, часто гнейсовидными породами. С ними связаны обильные жилы пегматитов с мусковитом, аplitовые и кварцевые жилы. Для слюдоносных гранитов характерна неравномернозернистая текстура.

Возраст слюдоносных гранитов определяется тем, что они прорывают архей и протерозой, но не метаморфизуют прилегающих к ним отложений нижнего кембрия (И. А. Кобеляцкий и Л. П. Серов, 1940 г.): в средней части Восточного Саяна устанавливается налегание на них базальных конгломератов нижнего кембрия.

Сланцы и гнейсы архей и протерозоя в контакте со слюдоносными гранитами превращены в мигматиты и инъекционные гнейсы. Для слюдоносных протерозойских интрузий характерны преобладающая серая окраска пород, их мелкозернистость и среднезернистость, иногда огнейсованность; сравнительно редко встречается порфиоровидное строение; редко наблюдается ореол диоритовых пород вокруг центральной части гранитных интрузий и отсутствуют переходы в сиенитовые разновидности. Среди протерозойских гранитов преобладают двуслюдяные и биотитовые. Минералогический состав: калиевый полевой шпат, представленный типичным микроклин-микрпертитом, плагноклаз, биотит, мусковит; акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, рудный минерал, иногда ортит; вторичные минералы весьма немногочисленны — серицит, иногда карбонат, развивающийся по плагноклазу, хлорит, реже эпидот и карбонат по биотиту. Количественные соотношения минералов колеблются в значительных пределах, но содержание биотита и мусковита нигде не превышает 5% и часто уменьшается до долей процента, тогда как калиевые минералы присутствуют примерно в равных количествах, причем микроклин часто преобладает.

С гранитами связаны постепенными переходами гранодиориты и кварцевые диориты. Они минералогически отличаются меньшим содержанием калиевого полевого шпата (до полного его исчезновения) и появлением наряду с биотитом и амфиболом. В этих породах увеличивается

количество сфена и рудного минерала. Плагноклаз зональный, более основной (андезин), чем в гранитах.

Гранодиоритовые и диоритовые оторочки вокруг гранитных интрузий протерозойского возраста могут свидетельствовать об ассимиляции гранитной магмой более основных пород. Возможно и то, что гранодиоритовые и диоритовые зоны кислых интрузий являются зонами «закалки», а гранитные породы этих тел представляют собой продукты кристаллизационной дифференциации более основных магм, чем сами граниты. Таким образом, допустимо, что гранодиориты и диориты появляются как в результате ассимиляционных процессов гранитных магм, так и в результате кристаллизационной дифференциации более основных магм, чем расплавы состава гранитов.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ПАЛЕОЗОЯ

К палеозойским магматическим породам относятся в Восточном Саяне эффузивы и их туфы нижнекембрийского возраста, лишь незначительно представленные в пределах Иркутской области, но широко распространенные в Бурятской АССР и в Туве. Несколько большие площади занимают эффузивные породы девона, развитые в западной части Восточно-Саянского нагорья, вблизи Рыбинской впадины.

В конце нижнего кембрия вулканическая деятельность была развита на большом пространстве к югу от Сибирской платформы (начиная от центральной части Тувы на западе до бассейна р. Джиды на востоке и верховьев рек Уды и Оки — на севере). Здесь, видимо, было расположено большое количество вулканов, в результате эксплозий которых была сформирована мощная толща туфов и лав второй свиты нижнего кембрия (Ст₁²). В этой свите преобладают порфириты и их туфы, туффиты и туфогенные песчаники. В подчиненном количестве встречаются кислые эффузивы.

Эффузивы нижнего кембрия подробно изучены М. Л. Лурье и С. В. Обручевым в бассейне р. Оки на территории Бурятской АССР.

К послекембрийским магматическим образованиям, по данным М. Л. Лурье (1952а), могут быть отнесены петрографические формации, указанные в табл. 10.

Таблица 10

Петрографический состав послекембрийских магматических формаций

Петрографический состав	Возраст
Дуниты, перидотиты, гарибургиты, серпентиниты и др. . . .	ордовик (?)
Граниты, гранодиориты, диориты, граносиениты и сиениты, аплиты, пегматиты	силур (?)
Порфириты и их туфы, диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфириты и др.	силур—девон (?)

Ультраосновные породы (дуниты, перидотиты и пр.) на территории Иркутской области пока не установлены.

Формация гранитоидов и сопутствующих им пород. Гранитоидные интрузии послекембрийского возраста выделяются более определенно

только тогда, когда они прорывают отложения кембрия. Возможно, что в дальнейшем будут выделены гранитоиды более молодые или более древние, чем каледонские, так как петрографически кислые интрузии разных циклов в Восточном Саяне и Хамар-Дабане нередко сходны, а специальных петрологических работ по гранитоидам этого района до сих пор не проводилось.

В северо-западной части Восточного Саяна граниты и гранодиориты образуют три больших массива в верховьях р. Гутара. Небольшие изолированные массивы располагаются в верховьях р. Бирюсы, более значительный массив — в верховьях р. Ии.

К этой же группе М. Л. Лурье (1952а) относит несколько тел, расположенных в верховьях рек Китоа, Оки, Дибя и Тиссы (Бурятская АССР). Эти массивы прорывают кембрийские отложения, и принадлежность их к послекембрийским образованиям не вызывает сомнений.

Наиболее распространенной разновидностью гранитов являются биотитовые микроклин-микропертитовые граниты с типами, переходными к граносиенитам, а в краевых частях массивов — к гранодиоритовым и диоритовым разновидностям. Дифференциация гранитной магмы, по-видимому, была значительной, так как гранодиориты и диориты, появляющиеся в краевых зонах массивов, встречаются повсеместно. Подобное повсеместно наблюдаемое соотношение пород гранитоидной формации не может быть объяснено только процессами ассимиляции при внедрении магмы в осадочные толщи кембрия. Скорее всего, гранодиоритовые зоны гранитных массивов характеризуют собой первичный состав расплава, из которого путем кристаллизационной дифференциации и ассимиляции вмещающих пород произошли граниты массивов.

При внедрении гранитной магмы в гнейсах архея наблюдаются два типа контактов: в несогласных контактах гнейсы особых изменений не претерпевают; при послойных внедрениях гранитной магмы наблюдается образование мощной зоны мигматитов и гранитизация гнейсов и сливаются воедино экзо- и эндоконтактные зоны. В такого рода контактах появляются турмалин, диопсид, мусковит, тремолит, амфибол, ставролит и силлиманит.

С гранитными массивами связаны многочисленные жилы аплитов, пегматитов, гранитов и диоритов. Лампрофиры, если и встречаются, то, по-видимому, редко.

Граниты и граносиениты имеют преимущественно гипидиоморфно-зернистую структуру с переходами к порфиroidным разностям и иногда с явлениями бластеза, выражающимися в грануляции в первую очередь зерен кварца, а затем и калиевого полевого шпата, с переходом к blastsгранитовым структурам.

Минералогический состав их следующий: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, биотит, редко амфибол; акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, рудный минерал; вторичные — серицит, хлорит, реже мусковит, эпидот, клиноцоизит, кальцит. Количественные соотношения минералов значительно изменяются. В среднем по количеству калиевый полевой шпат (30—45%) несколько преобладает над плагиоклазом (25—30%); кроме того, кварца содержится 25—35%, фемических минералов 1—5%.

В порфиroidных разностях гранитоидов крупные вкрапленники принадлежат преимущественно микроклину, а более мелкозернистая основная масса состоит из примерно равных количеств округлых мел-

ких зерен кварца и плагиоклаза. Плагиоклаз редко образует крупные порфиридные вкрапленники, кварц в крупных кристаллах не встречается.

Из фемических минералов постоянным является биотит, он частично замещен хлоритом, эпидотом и карбонатом. В биотите наблюдаются включения мелких зерен циркона с типичными темными плеохроичными ореолами.

В небольшом количестве появляется амфибол, представленный обыкновенной роговой обманкой, образующей мелкие призматические зерна. В граносиенитах и сиенитах появляются субщелочные роговые обманки в ассоциации с тонкозернистым биотитом, приближающиеся к лепидомелану.

Гранодиориты, кварцевые диориты и диориты очень близки к только что описанным гранитам. Структура их гипидиоморфнозернистая; имеются порфиридные текстуры. Минералогический состав: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, амфибол, биотит; акцессорные — апатит, сфен, рудный минерал; постмагматические (серицит, хлорит, карбонат, эпидот) встречаются в значительно больших количествах, чем в гранитах и граносиенитах.

В Восточном Саяне в последнее десятилетие открыты редкометальные пегматиты, распространенные в бассейнах многих рек.

Пегматиты залегают в полосе метаморфических пород условно (по С. П. Плешанову) верхнепротерозойского возраста. Последние в ряде мест прорваны каледонскими гранитоидами и дайками диабазов. Между редкометальными пегматитами и каледонскими гранитами существует генетическая связь: те и другие расположены в одной зоне разлома и в антиклинальных структурах, сложенных верхнепротерозойскими метаморфическими породами. Пегматитовые тела залегают как среди гранитов, так и в метаморфических породах, в большинстве случаев согласно с последними.

Минералогический состав пегматитов следующий: калиевый полевой шпат, всегда в виде микроклина и особенно микроклин-микропертита; плагиоклаз (альбит-олигоклаз, чаще альбит); кварц, мусковит, биотит, турмалин и гранат; присутствует в пегматитах также и касситерит. Спектральными анализами установлено присутствие меди, свинца, цинка, кобальта, никеля, скандия, ванадия, циркония, тантала, ниобия, титана, гафния.

Концентрация редкометальных минералов весьма неравномерна, значительные скопления их наблюдаются в хорошо дифференцированных пегматитах; кроме того в значительных количествах они встречаются в средне- и крупнозернистых пегматитах, в которых слабо развиты процессы альбитизации и грейзенизации.

Некоторые редкометальные минералы связаны с альбитизированными и грейзенизированными пегматитами; другие же приурочены к крупнозернистым пегматитам, сложенным кварцем, микроклином и мусковитом.

Интересны результаты определения абсолютного возраста пегматитов Восточного Саяна аргоновым методом, полученные Е. Н. Герлингом в Лаборатории докембрия АН СССР. Из этих данных (Белов, 1958) наиболее надежными следует считать возрастные значения, полученные на слюдах. Абсолютный возраст пегматитов определяется (р. Бирюса, рудник Нерой) по мусковиту — $488 \cdot 10^6$ и биотиту — $478 \cdot 10^6$ лет. Противоречивость приведенных данных о геологическом возрасте нельзя объяс-

нить потерей аргона слюдами или другими ошибками метода извлечения аргона из слюд. Скорее всего, по этому вопросу не имеется достаточно точных геологических наблюдений, и возраст саянских пегматитов пока остается неопределенным.

Формация основных пород. Основные интрузивные и эффузивные горные породы этой формации встречаются во многих местах Восточного Саяна. Возраст их не всегда точно устанавливается. Покровы эффузивов залегают на размытой поверхности докембрийских комплексов, а в верховьях р. Ии смятые в складки порфириды перекрывают массивы граносиенитов и сиенитов, которые напоминают породы, относимые С. В. Обручевым и М. Л. Лурье (1952б) к последней фазе каледонского вулканического цикла. Верхняя граница туфовулканогенной толщи, а также и основных интрузивов определяется тем, что в конгломератах девона ее перекрывающих, в западной части Восточного Саяна встречены гальки основных эффузивных и интрузивных пород и их туфов (Кобеляцкий, 1947). Возрастные соотношения основных интрузивных пород определяются тем, что они прорывают осадочные свиты от архея и до кембрия включительно и, по-видимому, также и ордовик и в то же время, по данным Н. А. Флоренсова и В. С. Соболева, сами прорываются массивами сиенитов. Ксенолиты габброидных пород и диабазовых порфиритов иногда встречаются в больших количествах в краевых зонах сиенитов и нефелиновых сиенитов Ботокольского гольца. Определение их возраста и расчленение в настоящее время весьма затруднительны. Возможно, что частью дайки основных пород более древние, додевонские, а некоторые относятся к более позднему времени.

В группе диабазов и габбро-диабазов объединены различные габбро, диабазы и диабазовые порфириды, прорывающие кембрий и докембрий. Обычно это дайковые тела, чаще секущие, реже пластовые, а также небольшие массивы. Секущие дайки имеют мощность от 0,5 до 10—15 м, тогда как пластовые залежи иногда достигают мощности 30 м. Площади массивов габбро-диабазов редко превышают 1 км². Дайки диабазов распространены в Восточном Саяне довольно широко, тогда как массивы габбро-диабазов встречаются редко. В виде мелких массивов габбро-диабазы и диабазы встречены в верховьях рек Тагула, Бирюсы и на р. Ерме. Более крупный массив (до 5 км²) описан на р. Уде. Обычно породы этой группы сильно автометаморфизованы, а в неизменном виде встречаются в западных частях Восточного Саяна по рекам Ерме и Бирюсе.

Для пород габбровой группы, распространенных в западной части Восточного Саяна, характерны переходы к габбро-диабазам и габбро-диоритам. Они описаны И. А. Кобеляцким, Л. П. Серовым, М. М. Лавровым и др. Структура их габбровая, офитовая и гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав: плагиоклаз (№ 53—58 и более кислый № 33 в габбро-диоритах), пироксен (авгит) и амфибол. В габбро-диоритах появляется кварц. Для группы габбро-диабазов характерно обилие постмагматических минералов. Меланократовые габбро, описанные в бассейне р. Ермы И. А. Кобеляцким (1947 г.), представляют собой крупнозернистую породу темно-серого, почти черного цвета, содержащую 70% фемических минералов и 30% плагиоклаза (№ 89). Среди фемических минералов преобладает железистый оливин (гортонолит), но присутствует также и моноклинный пироксен.

Среди диабазов по степени постмагматического изменения пород М. Л. Лурье (1952а) выделяет: кварцевые диабазы (в них сохраняется

пироксен); измененные габбро-диабазы (пироксен замещается роговой обманкой); альбитизированные и амфиболитизированные крупно- и мелкозернистые диабазы с реликтами первичных структур; альбитизированные, хлоритизированные и карбонатизированные диабазы типа спилитов и хлоритизированные и карбонатизированные диабазы, не сохранившие первичной структуры и постепенно переходящие в сланцы.

В дайковой фации преобладающим типом пород являются диабазовые порфириды, диабазы, диоритовые и андезитовые порфириды.

В туфовулканогенной толще девонского возраста наибольшим распространением пользуются основные эффузивы (порфириды и их туфы). Редко встречаются альбитофиры. К западу от р. Бирюсы количество средних и кислых пород увеличивается. Эффузивы сохранились в средней и западной частях Восточного Саяна. В верховьях рек Агула, Тагула, Ермы и Большой Бирюсы ими сложен большой неправильных очертаний покров, вытянутый с северо-востока на юго-восток. В верховьях р. Черного Огнита (приток р. Уды) эффузивами сложено небольшое поле (25×10 км), затем они вновь появляются в верховьях р. Ии в виде широко вытянутой полосы протяжением до 100 км при ширине до 25 км. Мощность покрова не менее 500—600 м.

При изучении этих пород выделены различные порфириды: биотитовые, амфиболовые, пироксеновые, андезиновые, лабрадоровые, кварцевые и диабазовые; они имеют пилотакситовую, интерсертальную, гиалопидитовую и реже офитовую структуры.

Туфы и туфобрекчии основных эффузивов характеризуются преимущественно литокластической структурой. Преобладают обломки тех же порфиритов; реже встречаются обломки плагиоклазов и пироксена. Изредка в туфах встречаются обломки кислых эффузивов с характерной микропайкилитовой структурой основной массы.

Среди кислых эффузивов описаны фельзиты, фельзит-порфиры, альбитофиры, ортофиры и трахитовые порфиры. Структура основной массы пород фельзитовая, сферолитовая, пойкилитовая и трахитовая.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Формация субщелочных гранитоидов и щелочных сиенитов. Большинство исследователей Восточного Саяна (И. А. Кобеляцкий, М. Л. Лурье, Н. А. Флоренсов, В. П. Солоненко и др.) граносиениты и сиениты относят к последней фазе каледонского вулканического цикла.

По последним определениям абсолютного возраста в лаборатории Иркутского геологического управления, рибекитовые граниты, граносиениты и биотитовые граниты имеют возраст $138 \cdot 10^6$ лет (С. И. Тарасевич, 1959 г.). Определение этих же образцов в лаборатории ВСЕГЕИ дает аналогичные результаты, что подтверждает мезозойский возраст данной группы пород.

Массивы граносиенитов и сиенитов расположены в Восточном Саяне в зоне северо-западного простираения длиной около 300 км и шириной 40—60 км, идущей вдоль Ботогольского нефелинового массива на северо-запад в бассейн р. Уды через р. Оку ниже устья р. Тиссы, верховья рек Хойто-Оки и Ии.

Почти непрерывная полоса массивов граносиенитов и сиенитов проходит в верховьях рек Туманшета, Агула, Гутара, Большой и Малой

Бирюсы и в притоках р. Оки. К северо-востоку от этой полосы намечается вторая полоса, состоящая из более мелких штокообразных изолированных массивов, которые прорывают отложения кембрия в среднем течении рек Гутара, Большой и Малой Бирюсы, Огнита и их притоков. К юго-востоку от первой полосы сиенитов встречаются только редкие и мелкие массивы.

По составу сиенитовые интрузии Восточного Саяна разнообразны: центральные части больших массивов имеют чаще более кислый, лейкократовый состав и сложены сиенитами, альбититами, реже граносиенитами и гранитами, а краевые зоны и небольшие массивы — более основные: от гранодиоритов, сиенитов и монзонитов до габбро и перидотитов включительно. Породы часто обладают повышенной щелочностью.

Наиболее щелочная фация этих интрузий представлена в восточном конце зоны нефелиновыми сиенитами, ийолитами и близкими к монмутитам породами. К востоку от этого массива на протяжении 12 км прослеживаются еще шесть небольших массивов сиенитов и лейкократовых граносиенитов.

Повышенная щелочность сиенитовых комплексов пород, повышенное содержание FeO, по отношению к MgO, весьма низкое содержание MgO (в некоторых породах MgO совершенно отсутствует), присутствие фаялита и лепидомелана и особенно нефелиновых сиенитов, массивы которых обнаружены (кроме хр. Ботогольского) в верховьях Малой Бирюсы, позволяют предположить, что эти породы внедрены в жесткий цоколь посткаледонской платформы.

Своеобразными по составу являются интрузии лейкократовых гранитов и гранит-порфиров, которые описаны И. А. Кобеляцким (1947) в средней части Восточного Саяна по рекам Ие, Уде, Бирюсе и Гутару. Подобные же лейкократовые граниты описаны им в восточной части хребта в бассейне р. Урика, где ими сложено пять небольших тел среди протерозойских известняков.

В западной части Восточного Саяна граносиениты и сиениты слагают крупные штоки, которые широко распространены в районе рек Уды, Оки, Ии, Туманшета, Тагула, Агула, Большой и Малой Бирюсы, Гутара и других, ими же сложен и Бугульминский голец. Массивы сложены преимущественно сиенитами и граносиенитами, редко субщелочными сиенитами и нефелиновыми сиенитами. В краевых зонах этих массивов развиты меланократовые породы: гранодиориты, диориты, габбро и пироксениты. В небольших массивах преобладают меланократовые и основные породы. М. Л. Лурье (1952а) проявление основных и ультраосновных пород в этих массивах связывает с процессами ассимиляции известняков.

Минералогический состав описываемых пород непостоянен: калиевый полевой шпат (ортоклаз), плагиоклаз, кварц (в граносиенитах), биотит, обыкновенная роговая обманка, щелочной амфибол, моноклинный пироксен, эгириин, редко оливин, сфен, флюорит, апатит; в небольшом количестве магнетит, ильменит, гематит и лимонит; широко развиты постмагматические минералы — серицит, хлорит, карбонаты, эпидот и цоизит.

Все разновидности пород, слагающие массивы, связаны постепенными переходами; среди них встречены биотитовые, биотитово-роговообманковые, эгириновые, оливиновые и субщелочные (со щелочным амфиболом) сиениты.

Среди граносиенитов и гранитов преобладают лейкократовые, почти не содержащие фемических минералов породы; иногда в них появляются биотитовые и биотитово-амфиболовые разновидности.

Жильные породы, связанные с сиенитовыми массивами, представлены сиенит-порфирами, малхитами, сиенит-аплитами, пегматитами и порфиритами. В штоках сиенитов и диоритов по р. Ак-Сугу развиты мелкозернистые альбититы.

Формация основных и ультраосновных щелочных пород. В районе сочленения южной окраины Сибирской платформы и складчатого обрамления — Восточного Саяна — в последние годы обнаружены щелочные ультраосновные массивы с карбонатитами. Из трех известных в настоящее время щелочно-карбонатитовых plutонов более детально изучен один в бассейне р. Оки (массив Белозиминский).

По данным Ю. Б. Лавренева, Л. К. Пожарицкой и др., Белозиминский массив приурочен к глубинной зоне разлома северо-западного простирания, проходящей по контакту кварцито-сланцевой толщи верхнего протерозоя и базальной песчано-конгломератовой толщи нижнего кембрия Сибирской платформы.

Центральную часть plutона слагают карбонатиты, образующие сплошное эллипсоидальное тело площадью около 15 км² с расположением длинной оси в северо-восточном направлении — параллельно простиранию Главной Саянской зоны разлома. Щелочные породы, имевшие первоначально широкое распространение, сохранились только в виде небольших тел по северо-восточной и южной периферии plutона и как ксенолиты в карбонатитовом теле.

Щелочные ультраосновные породы представлены разновидностями пироксенитового состава, мельтейгитами, ийолитами, уртитам, нефелиновыми сиенитами, нефелин-микроклиновыми образованиями, местами унаследовавшими структуру конгломератов и пегматов нижнего кембрия. В массиве широко развиты процессы нефелинизации и альбитизации, с которыми Ю. Б. Лавренев и Л. Б. Пожарицкая связывают образование некоторых щелочных нефелиновых пород plutона.

Процесс формирования карбонатитового тела, упомянутого выше, авторы разделяют на три основных этапа:

1. Образование жил и сети прожилков крупнозернистого кальцита в ийолитах и замещение их крупнозернистым кальцитом. Жильные карбонатиты состоят из кальцита с апатитом и титаномagnetитом и содержат реликты пироксена и биотита.

2. Образование жил и прожилков доломита и анкерита в карбонатитах первого этапа и в силикатных щелочных породах с образованием анкеритовых ийолитов и сланцев. В этих породах, кроме того, присутствуют пирит, пирротин, апатит, пироклор, актинолит, рибекит и зеленоватый флогопит. При анкеритизации ийолитов и сланцев образуются большей частью анортоклаз-флогопит-анкеритовые породы с тонкой вкрапленностью титановых минералов типа лейкоксена.

3. Образование метасоматических пород, состоящих из крупнокристаллического прозрачного кальцита, красноватого альбита и флюорита. Иногда в них присутствует полупрозрачный кварц.

Местами в этих породах происходит скопление альбита, эпидота, хлорита, крокидолита, флюорита, гематита, марказита, сфалерита, халькопирита и галенита. Одновременно происходит изменение пироклора с развитием по нему колумбита и минерала, промежуточного по

составу между колумбитом и пироксеном. В этой же ассоциации отмечается появление циркона, бадделеита, циркелита и рутила.

В 1959 г. вблизи карбонатитового массива на площади, ограниченной реками Окой, Киреем, Большой Тагной и Белой Зимой, было открыто несколько выходов ультраосновных щелочных пород. Это пикритовые порфириды, альпидиты и слюдяные кимберлиты. Залегают они среди слабо метаморфизованных пород докембрия, а некоторые из них — в карбонатитовых телах в форме жилеобразных масс. Слюдяные кимберлиты слагают трубчатое тело.

Пикритовые порфириды широко развиты по р. Ярме и ее правым притокам Адону и Бушканаю. Встречаются они и в пределах Больше-тагнинского, Перевального и Белозиминского карбонатитовых образований. Мощность жил пикритовых порфиритов не превышает 5 м. По структуре и вещественному составу породы полностью отвечают южноафриканским и якутским пикритовым порфиридам.

В пикритовых порфиридах отмечаются обильные (60—65%) вкрапленники оливина размером не более 1 см; оливин иногда серпентинизирован и по нему развивается мелкокристаллический магнетит. Среди вкрапленников отмечаются кристаллы бурой слюды и ильменита. Основная масса пикритовых порфиритов сложена карбонатом и серпентином, редко встречается хромдиопсид.

По р. Белой Зиме (в 2 км ниже ее истока) в 1959 г. были обнаружены брекчии, выполняющие трубчатое тело среди докембрийских (?), слабо метаморфизованных филлитовидных сланцев и песчаников. Трубка имеет форму овала, длинная ось которого равна 350 м, а короткая 270 м. Выполняющий ее материал представлен грубообломочной брекчией, состоящей преимущественно из вмещающих пород и в меньшей мере из роговиков, слюдяных сланцев, диабазов и пикритов. Внутри этого тела имеется два столба, сложенных кимберлитовой слюдяной брекчией, с поперечным сечением 60×80 м. Кимберлитовая брекчия имеет типичную брекчиевую текстуру и состоит из обломков пород и минералов, сцементированных слюдяным кимберлитом. Среди обломков пород отмечаются сланцы, роговики, серпентиниты, слюдисто-серпентиновые породы, диабазы, сиениты, пироксениты и карбонатные породы. Содержимое обломочного материала колеблется в пределах 5—30%; размеры их варьируют от нескольких миллиметров до 20 см. Из минералов среди обломочного материала встречаются магнетит и авгит.

Соединяющий обломки пород и минералов кимберлит имеет порфировую структуру. Среди вкрапленников находятся темно-коричневая слюда и серпентинизированный оливин. Отмечаются черный и голубоватый магнетит, ярко-зеленый хромдиопсид и редко диопсид. Основная масса состоит из карбоната и серпентина с обильными субмикроскопическими рудными минералами. Кроме этого, в протоочках штурфов встречены хромит, розовый и красно-бурый альмандин, апатит, перовскит, ильменит, роговая обманка и пирит. На долю фенокристаллов приходится 50—60% объема брекчии.

Слюда по оптическим свойствам относится к флогопиту; последний занимает 15—18% общего объема породы и 35—40% объема всех фенокристаллов. Хромдиопсиды, по данным А. И. Черненко, содержат Cr_2O_3 от 1,3 до 1,6% и Na_2O до 2%. Пироксены (8—12%) по оптическим свойствам относятся к диопсиду и авгиту.

Жидойский ультраосновной карбонатитовый комплекс пород предарительно описан А. А. Коневым (1959). Жидойский плутон располо-

жен в 70 км к юго-западу от г. Ангарска на правом берегу долины р. Большого Жидоя, в 10 км выше устья.

Жидойский массив сложен рудными пироксенитами, ийолитами и карбонатитами. Кроме этого, на участке отмечаются выходы нефелиновых сиенитов. Рудные пироксениты Жидойского массива сложены титан-авгитом (62%), рудным минералом (титаномагнетитом — 20%), перовскитом (12%) и апатитом (6%). Среди пироксенитов отмечаются гнезда (до 15 см в поперечнике), состоящие из сфена и апатита.

Таким образом, здесь устанавливается тесная пространственная связь ультраосновных и щелочных пород и карбонатитов. Некоторые особенности карбонатитов, как сообщает Ю. Б. Лавренев и Л. К. Пожарицкая (1958), свидетельствуют о существовании карбонатитового расплава, что не противоречит экспериментальным данным Сыромятникова (ВИМС), согласно которым карбонатный расплав-раствор может существовать при сравнительно низких давлениях, соответствующих субвулканическим фациям образования горных пород.

Щелочные ультраосновные плутоны с карбонатитами в Присяянье пока не имеют точно установленного геологического возраста, но многими исследователями они признаются за позднекаледонские.

Трахизазальтовая формация (кайнозойская). Своеобразие условий становления магматической трахизазальтовой формации и состава ее, отличных от состава и условий образования геосинклинальных и собственно платформенных формаций, позволяет выделить описываемый вулканизм и его продукты в самостоятельный азиатский тип.

Характеристика фаций последних этапов азиатского тектономагматического цикла, к которым принадлежат трахизазальтовые породы Саяно-Байкальской горной страны, приведена в табл. 11.

Таблица 11

Характеристика фаций трахизазальтовых пород области

Фации	Форма тел	Породы	Тектонические движения
Пирокластическая	Конусы, слои	Афрولиты, агглютинаты, лапилли, бомбы, туфы и туфобрекчии	Своды и впадины, развивающиеся в жестком фундаменте древней складчатой зоны юга и юго-востока Сибирской платформы
Покровная	Потоки и сплошные покровы	Оливиновые, палагонитовые и цеолитовые базальты, муджириты и др.	
Субвулканическая	Купола, лакколиты, силлы, штоки, дайки и рои даек	Лимбургиты, авгитовые порфириты и др. Трахидолериты, кринатиты, гленмуириты, тешениты, эссекситы, камптониты, минетты, монцониты, ийолиты и др.	

В Восточном Саяне главным образом развиты пирокластическая и покровная фации. Породы субвулканической фации в настоящее время пока не отмечены, а гипабиссальная фация представлена дайками, сложенными трахидолеритами, камптонитами и породами, близкими к токеитам Абиссинии.

Породы покровной фации верхнего кайнозоя занимают большую площадь Восточной Сибири. Западная граница их распространения проходит по рекам Каз-Хему и Бий-Хему, приблизительно до 96° в. д., до верховьев р. Уды; северная граница в Восточном Саяне проходит через верховья р. Уды к южному склону Окинской цепи, затем через Ерминскую цепь к Торской впадине и далее на северо-восток вдоль оз. Байкал. Следовательно, почти вся восточная часть Восточного Саяна и весь хребет Хамар-Дабан некогда были покрыты трахибазальтовыми лавами.

Возраст трахибазальтовых пород субвулканической фации определяется тем, что они в Селенгинской Даурии прорывают континентальные отложения верхней юры и нижнего мела, т. е. являются посленижнемеловыми, но, видимо, донеогеновыми образованиями.

Породы покровной и пирокластической фаций по возрасту могут быть четко подразделены на две группы: неогеновые и четвертичные.

Основная масса излияний базальтовой магмы относится к неогену. Их возраст определяется миоценовой флорой, обнаруженной С. В. Обручевым в 1940 г. на р. Тиссе в туфах под базальтовыми покровами. Эти базальты, называемые плато-базальтами, покрывали когда-то значительные площади в Восточном Саяне к югу от Окинской цепи и в хребте Хамар-Дабан. К северу от Окинской цепи сохранился небольшой остаток базальтового покрова на левобережье р. Уды вблизи ее притока р. Хайламы.

Излияниям этих базальтов предшествовали в некоторых местах выбросы пирокластов и образование базальтовых туфов. Будучи широко распространенными в юго-восточной части Восточного Саяна и в Забайкалье, в пределах Бурятской АССР, кайнозойские базальты почти не встречаются в той части Саянского нагорья, которая входит в состав Иркутской области. Лишь в Слюдянском районе и в бассейне р. Уды известны небольшие покровы базальтов.

МАГМАТИЗМ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ И ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

На территории Байкало-Патомского нагорья и Западного Прибайкалья магматические образования представлены очень широко и разнообразно. Особенно большое распространение имеют интрузивные и эффузивные породы архейского, нижнепротерозойского и верхнепротерозойского возраста. В некоторых районах известны также интрузивные образования, относящиеся к нижнему палеозою и мезозою.

С известной долей условности многообразные магматические комплексы Байкало-Патомского нагорья и Западного Прибайкалья могут быть представлены следующей схемой (табл. 12).

Несмотря на исключительно большую роль магматических пород в строении региона, изучены они далеко не достаточно. Тем не менее во многих работах, касающихся геологии отдельных районов, содержатся довольно подробные петрографические описания развитых в их пределах магматических комплексов, на основании которых можно уже в настоящее время представить главнейшие черты развития магматизма региона в целом.

Если исключить отрывочные сведения о магматических породах, которые встречаются в трудах первых исследователей геологии Байкаль-

Таблица 12

Магматические комплексы Байкало-Патомского нагорья и Западного Прибайкалья

Возраст	Районы проявления	
	Западное Прибайкалье	Байкало-Патомское нагорье
Мезозой	?	Алданский сиенитовый комплекс
Нижний палеозой	—	Дайковый комплекс диабазов Мамаканский комплекс щелочных пород Витимканский комплекс гранитоидов Качойский комплекс гранит-порфиров Бирамбинский комплекс габброидов
Верхний протерозой	—	Тельмамский комплекс гранитоидов Мамско-оронский комплекс гранитов
Средний протерозой	Ирельский комплекс гранитоидов Порфиновый комплекс акитканской серии	Кевактинский комплекс гранитов —
Нижний протерозой	„Котовская формация“ гранитоидов Муйский комплекс гранитоидов Приморский комплекс гранитов Нижнеангарский офиолитовый комплекс габброидов и гипербазитов Спилитово-кератофирмовый эффузивный комплекс	Чуйско-кодарский комплекс гранитоидов Куандинский комплекс гранитоидов Каларский комплекс габброидов
Архей	Ольхонский комплекс гранито-гнейсов Эренхейский комплекс метагабброидов Основные метавулканы (ортоамфиболиты)	

ской горной области П. А. Кропоткина, И. Д. Черского и др., то первые материалы по петрографии магматических пород региона, не утратившие своего значения и теперь, находятся в трудах В. А. Обручева, А. П. Герасимова, П. И. Преображенского, А. К. Мейстера и В. К. Котульского, производивших в конце прошлого и начале нынешнего века геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Особенно следует отметить работы А. П. Герасимова (1907а, 1926) и А. К. Мей-

стера (1914, 1932а), в которых приведена характеристика некоторых гранитных массивов Патомского нагорья.

В послереволюционное время геологические исследования, сопровождавшиеся подробным петрографическим изучением магматических пород, приняли очень большой размах. По Западному Прибайкалью наиболее ценные петрографические материалы содержатся в работах Л. Г. Котельникова (1934), Е. В. Павловского и А. И. Цветкова (1936, 1938в, 1938г), А. А. Арсеньева (1938); по Северо-Байкальскому нагорью — в работах Н. П. Семеново (1948), А. Н. Казакова (1954); по Патомскому нагорью — в работах Л. И. Салопа (1954, 1956), Д. А. Велюславинского, А. Н. Казакова, С. Б. Лобач-Жученко и М. М. Мануйловой (1957), В. Л. Тихонова (1956) и др.

Попытки обобщения материалов по магматизму региона предпринимались в разное время В. В. Домбровским (1940), Е. В. Павловским (1948), а также А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1953). В работе последних названных авторов приведено большое число химических анализов магматических пород, собранных из различных источников. Синтез новейших данных относительно развития процессов магматизма в пределах Байкальской горной области сделан недавно Л. И. Салопом (1956, 1958).

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АРХЕЯ

Архейские образования в пределах рассматриваемого региона развиты на западном побережье оз. Байкал между д. Бугульдейкой на юге и д. Калтыгей на севере, а также на о-ве Ольхон. В их составе выделяются три магматических комплекса пород: комплекс основных эффузивов и два плутонических комплекса: ранний — эренхейский, сложенный метагабброидами, и поздний — ольхонский, представленный гранито-гнейсами.

Комплекс основных эффузивов. Наиболее ранними проявлениями магматической деятельности в архее, вероятно, были излияния основных лав. По-видимому, многие амфиболиты и амфиболовые гнейсы в основании разреза архея Прибайкалья следует рассматривать как глубоко метаморфизованные основные эффузивные породы. На это указывает пластовый характер залегания амфиболитов и некоторые особенности их структуры, минералогического и химического состава. Как показывают химические анализы, состав этих пород имеет сходство со средним составом базальтов или диабазов.

Амфиболиты характеризуются массивной сланцеватой или полосчатой текстурой и гранонематобластовой структурой. В наименее мигматизированных разностях они состоят из обыкновенной роговой обманки и плагиоклаза (андезина или лабрадора), находящихся в породе примерно в равном количестве, а также примеси рудного минерала. В более сильно измененных породах амфибол частично замещается биотитом, плагиоклаз имеет более кислый состав (25—37% An) и иногда присутствует в небольшом количестве калишпат.

Амфиболиты и образовавшиеся за их счет амфиболовые и гранатово-амфиболовые гнейсы развиты преимущественно на восточном берегу оз. Байкал, на западном побережье они обнажаются только у мыса Арал.

Эффузивное происхождение могут иметь также амфиболиты, встречающиеся в виде отдельных горизонтов среди карбонатных пород, ши-

роко развитых на обоих берегах оз. Байкал. Однако следует подчеркнуть, что такое представление о генезисе амфиболитов не может считаться доказанным, и не исключено, хотя и менее вероятно, что они образовались за счет мергелистых осадочных пород.

Эренхейский комплекс метагабброидов. Породы этого комплекса имеют незначительное распространение. Они встречаются в виде штоков, даек и пластовых залежей среди гнейсов архея или в виде ксенолитов среди архейских гнейсо-гранитов. Наибольший их массив (площадью около 3 км²) расположен на о-ве Ольхон (гора Эренхей). Представлены метагабброиды различными амфиболитами, габбро-амфиболитами и амфиболовыми габбро-диоритами. Структура пород гранобластовая или гранонематобластовая; очень редко встречаются едва заметные реликты габбровой или габброофитовой структуры. Минералогический состав: обыкновенная роговая обманка и плагиоклаз (35—70% An), изредка присутствует моноклинный пироксен, обычно сильно амфиболитизированный. Кроме того, спорадически встречаются скаполит, апатит, магнетит, лейкоксен, развивающийся по титаномагнетиту.

Некоторые метагабброиды сходны с амфиболитами архейского суперкристалльного комплекса, а об их интрузивной природе можно судить только по секущим контактам с вмещающими породами или по ассоциации с менее измененными габброидами.

К эренхейскому комплексу, по-видимому, относятся также описанные С. В. Обручевым и Д. А. Великославинским сильно измененный лейкократовый норит (бластомилонит), огнейсованное лейкократовое микрогаббро и огнейсованный лабрадорит, слагающие небольшие пластовые тела в архейском комплексе района Малого моря. По данным упомянутых исследователей, «все эти породы настолько сильно метаморфизованы и перекристаллизованы, что для окончательного решения вопроса об их магматическом происхождении необходимы дополнительные полевые исследования» (Обручев и Великославинский, 1953б).

Возрастное положение метагабброидов эренхейского комплекса определяется на основании прорывания ими слоистых толщ архея и по активному воздействию, оказываемому на них со стороны гнейсогранитов и пегматитов ольхонского комплекса.

Ольхонский комплекс гнейсо-гранитов. Слагающие этот комплекс лейкократовые гнейсо-граниты, гранито-гнейсы и пегматиты образуют многочисленные, но мелкие пластовые тела или послойные инъекции в метаморфизованных осадочных породах архея Прибайкалья.

Внешне гранитоиды представляют собой светло-серые или розовато-серые мелкозернистые породы с отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой и гранобластовой структурой. В их составе главную роль играют микроклин, плагиоклаз (олигоклаз) и кварц. Темноцветные минералы находятся в незначительном количестве и представлены субпараллельно ориентированными чешуйками биотита, а иногда и призмочками амфибола. Плагиоклаз часто серицитизирован и пелитизирован. Кварц местами образует линзовидные зернистые агрегаты, вытянутые в направлении гнейсовидности. Из аксессуарных минералов обычны сфен, апатит, ортит, гранат, магнетит.

С гранитами теснейшим образом связаны пегматиты, образующие пластовые и секущие жилы, а иногда и неправильные тела. Структура пегматитов мелко- и среднекристаллическая, реже крупноблоковая. Кроме полевых шпатов и кварца, в них встречаются мусковит, гранат, биотит и магнетит. Мусковит иногда образует сравнительно большие

кристаллы (до 10×15 см при толщине 1—5 см), но ценных месторождений слюды, связанных с рассматриваемыми пегматитами, пока не выявлено.

Гранитоиды ольхонского комплекса сопровождаются большими полями мигматитов. Иногда инъекционного материала в мигматитах бывает настолько много, что он заметно преобладает над субстратом. Основываясь на общих геологических соотношениях, наблюдаемых в поле (частое отсутствие резких границ между вмещающими гнейсами и гранитами), а также на структурных и текстурных признаках («теневые» текстуры, бластические структуры), можно высказать предположение о возникновении гранитоидов ольхонского комплекса в результате гранитизации древнего субстрата или вследствие его переплавления (анатексиса).

Гранито-гнейсы прорывают метабазиты эренхейского комплекса, чем определяется их нижняя возрастная граница. Значительно сложнее установить их верхний возрастной предел. Архейские образования в Западном Прибайкалье повсюду контактируют с нижнепротерозойскими отложениями вдоль зон крупных тектонических нарушений. Кроме того, некоторые гнейсовидные граниты нижнепротерозойского возраста несколько напоминают собой рассматриваемые породы. Все же имеются основания считать гранито-гнейсы ольхонского комплекса более древними самостоятельными образованиями и отнести их к архейской группе. Прежде всего, их возникновение стоит в неразрывной связи с метаморфизмом архейского суперкрупного комплекса, и если даже стоять на позиции магматического происхождения гранито-гнейсов, то и в этом случае мы должны признать их ответственными за высокий метаморфизм вмещающих пород. Нижнепротерозойские граниты не оказывают такого сильного воздействия на окружающие породы и, кроме того, сопровождаются широкими зонами инъекции, характерными для ольхонских гранито-гнейсов. Наконец, во внутриформационных конгломератах, иногда встречающихся среди нижнепротерозойских толщ, заключена галька лейкократовых гранито-гнейсов, очень похожих на соответствующие породы ольхонского комплекса.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Проявления магматизма в нижнем протерозое были очень разнообразны и специфичны для каждой из структурно-фациальных зон геосинклинали области байкалид.

ВНЕШНИЙ ПОЯС БАЙКАЛИД

В примыкавшем к древней платформе внешнем поясе геосинклинали, к которому в пределах рассматриваемого региона относятся Патомское нагорье и западная часть Северо-Байкальского нагорья, эффузивные проявления во время геосинклинали седиментации отсутствовали. Плутонические комплексы этого пояса представлены раннеорогенными габброидами каларского комплекса, синорогенными гранитами куандинского комплекса и позднеорогенными гранитоидами чуйско-кодарского комплекса.

Каларский комплекс габброидов. Наиболее крупные массивы этого комплекса, сложенные анортозитами, габбро-анортозитами и габбро,

располагаются за пределами Иркутской области в бассейне рек Калара и Олекмы (Читинская и Амурская области).

Породы этого комплекса представлены амфиболитизированными габброидами, образующими небольшие тела на правом берегу р. Витима в районе оз. Орон (по р. Малой Култушной), а также в Северо-Байкальском нагорье в бассейне рек Большой Чуи и Мамы.

Массив габбро, расположенный в бассейне р. Малой Култушной, со всех сторон окружен прорывающими его гранитами. Размеры массива 2×12 км, он вытянут в северо-западном направлении, совпадая с простиранием тектонических структур данного участка. Массив сложен в основном уралитизированным габбро и в меньшей мере рудным и лейкократовым габбро, близким анортозитам. В габброидах местами отчетливо выражена первично-полосчатая текстура, обусловленная чередованием «слоев», в различной мере обогащенных роговой обманкой, а иногда и рудой. Структура пород габбровая, часто замаскированная метаморфическими преобразованиями. Богатое титаномагнетитом рудное габбро обладает сидеронитовой структурой. В минералогическом составе пород главную роль играют лабрадор (55—58% An), изредка андезин (35—40% An) и обыкновенная или уралитового типа роговая обманка; постоянно присутствует титаномагнетит, количество которого в рудном габбро достигает 50%; спорадически встречаются биотит, хлорит, серицит, цоизит, апатит и лейкоксен. В некоторых разностях габбро содержатся реликты моноклинного пироксена. В полосчатом габбро располагаются пластообразные или линзовидные залежи титаномагнетита мощностью до 2,5 м.

Все остальные тела габброидов каларского комплекса имеют незначительные размеры и сложены амфиболитизированными габбро или габбро-диабазами. Некоторые из них имеют форму даек.

Габброиды каларского комплекса пересекают метаморфические толщи нижнего протерозоя и в свою очередь прорываются гранитами куандинского комплекса.

Куандинский комплекс гранитоидов. Этот плутонический комплекс в пределах Иркутской области распространен в юго-восточной части Патомского нагорья — в бассейне рек Ченчи и Нечеры (притоки р. Жуи), а также в Северо-Байкальском нагорье в бассейнах рек Большой Чуи, Чаи, в верховьях рек Мини и Окунайки, т. е. примерно в осевой части внешнего геосинклинального пояса байкалид. Наиболее характерными породами комплекса являются гнейсовидные лейкократовые биотитовые граниты и реже гнейсовидные мелкозернистые двуслюдяные граниты, пегматоидные граниты и гранито-гнейсы. С ними связаны жилы гранит-пегматитов, пегматитов и аплитов.

Граниты куандинского комплекса образуют различной величины пластовые тела в метаморфических толщах мамской серии и сопровождаются обширными полями мигматитов. Часто между гнейсо-гранитами и мигматизированными породами наблюдаются постепенные переходы, и среди первых находится много ориентированных согласно с простиранием вмещающих толщ ксенолитов (точнее скиалитов) слоистых пород (гнейсов и кристаллических сланцев).

Гнейсовидные граниты характеризуются гранобластовой структурой и ориентированным расположением чешуек слюды и линзочек кварца. Часто присутствуют мирмекитовые прорастания. В пегматоидных гранитах наблюдаются плохо выраженные графические структуры. В минералогическом составе гранитов главную роль играют микроклин (до

40%), альбит-олигоклаз (до 30%) и кварц (до 20%); биотит встречается в виде примеси (до 3%), реже — мусковит и роговая обманка. Из аксессуарных минералов обычны ортит, гранат, циркон, апатит, сфен и титаномагнетит. Гнейсовидные граниты, судя по условиям их залегания и соотношениям с вмещающими породами, а также по их структурным и текстурным особенностям, являются типичными синорогенными образованиями, возникшими в результате явлений гранитизации и, возможно, анатексиса.

Гранитоиды куандинского комплекса раньше включались в состав мамско-оронского комплекса*. Однако в результате исследований Л. И. Салопа в 1958 г. было установлено, что они являются более древними образованиями и должны быть выделены в самостоятельный комплекс. Типичные для куандинского комплекса гранитоиды встречаются в гальках конгломератов тепторгинской серии среднего протерозоя (верховья р. Баллаганаха, р. Нижняя Язовая и др.). Кроме того, куандинские гнейсо-граниты прорываются позднеорогенными гранитами чуйско-кодарского комплекса, на поверхности размыва которых залегают конгломераты и песчаники тепторгинской серии и баллаганахской свиты верхнего протерозоя. Между тем, гранитоиды мамско-оронского комплекса рвут отложения среднего и верхнего протерозоя.

Для мамско-оронского комплекса очень характерны грубозернистые слюдоносные гранит-пегматиты, являющиеся промышленными объектами в Мамском районе. В куандинском комплексе пегматиты и гранит-пегматиты практически не слюдоносны. Существующее все же сходство между этими двумя комплексами объясняется близкими условиями формирования.

Куандинские и мамско-оронские граниты территориально обособлены друг от друга: первые занимают более периферическое положение в складчатой области. Абсолютный возраст пегматитов куандинского комплекса (из бассейна р. Чары в Читинской области), определенный свинцовым методом, 1650 млн. лет (лаборатория И. Е. Старика), а гранитов из Чуйского гранитного поля, определенный по породе и по слюде аргоновым методом, устанавливается в пределах от 355 до 932 млн. лет (соответствующие цифры: 355, 356, 429, 551, 659, 674, 854, 932 млн. лет)**.

Абсолютный возраст гранитов мамско-оронского комплекса всегда значительно меньший; аргоновый метод дает значения от 287 до 343 млн. лет. Однако следует иметь в виду, что все значения возраста гранитоидов Северо-Байкальского нагорья занижены, по-видимому, вследствие удаления аргона при позднейших геологических процессах (Великославинский, 1957).

Чуйско-кодарский комплекс гранитоидов. Наиболее широко этот комплекс развит к востоку от рассматриваемого региона, в хребтах Кодар и Удокан.

К этому же комплексу относятся массивы гранитов, расположенных

* Название «куандинский комплекс» дано по р. Куанде, впадающей в Витим близ пос. Неляты (Читинская область). Гранитоиды этого комплекса пользуются особенно большим распространением в Олекмо-Витимской горной стране. Им, по-видимому, соответствуют древнестановые граниты протерозойского образования Алданского щита. В Северо-Байкальском нагорье они иногда назывались «неручандинскими гранитами» (Кульчицкий, 1956).

** В последнее время для гранито-гнейсов и пегматитов куандинского комплекса из района низовьев р. Витима получены значения абсолютного возраста в 1920 и 2170 млн. лет (аргоновый метод; лаборатория докембрия АН СССР).

в бассейне р. Жуи (верховья р. Нечеры) и в бассейне р. Большой Чуи. В составе комплекса наиболее распространены крупнозернистые биотитово-амфиболовые и биотитовые граниты, гранодиориты и реже граносиениты.

Плутонические тела гранитоидов имеют резкие и секущие контакты с вмещающими породами, но при этом часто отмечается некоторая приспособленность вмещающих структур к форме интрузива. Размеры плутонов колеблются в больших пределах; некоторые из них достигают значительной величины (до 2000 км²). Многие плутоны размещаются вдоль глубоких разломов и должны рассматриваться как интрузивные тела трещинного типа. Все интрузии чуйско-кодарского комплекса внедрились на заключительном этапе тектогенеза и закончили свое формирование уже после прекращения складкообразования.

Некоторые интрузии данного комплекса, расположенные в хребте Кодар (Читинская область), сформировались в течение по крайней мере трех фаз. В первую из них внедрились крупнозернистые биотитово-роговообманковые граниты, гранодиориты и граносиениты, во вторую — мелкозернистые порфириовидные и аляскитовые граниты, в третью — гранит-порфиры, фельзиты и кварцевые порфиры, слагающие дайковые тела.

Для интрузивных тел Байкало-Патомского нагорья (Иркутская область) можно выделить только две фазы, соответствующие первой и третьей из перечисленных выше, причем образования последней фазы имеют незначительное распространение.

Для гранитоидов чуйско-кодарского комплекса характерно массивное сложение; гнейсовидность иногда отмечается лишь в приконтактовых зонах. В некоторых массивах породы бывают сильно катаклазированы и даже милонитизированы в связи с позднейшими тектоническими движениями. Структура пород гипидиоморфнозернистая, гранитовая, иногда порфириовидная, реже гранобластовая. Цвет пород сероват-розовый, розовый или серый. Минералогический состав следующий: микроклин, плагиоклаз (олигоклаз), кварц, биотит и обыкновенная роговая обманка. Соотношение калиевого и известково-натрового полевых шпатов непостоянно, но чаще преобладает калишпат. Содержание темноцветных минералов сильно варьирует, так что в составе комплекса встречаются одинаково часто и лейкократовые и меланократовые типы. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом и иногда сфеном.

Химические анализы (по П. К. Федорову; Великославинский, 1957) показывают, что породы пересыщены кремнеземом и глиноземом, умеренно богаты или богаты щелочами и содержат повышенное количество окислов железа, заметно преобладающих над магнием. Последнее указывает на далеко продвинувшуюся дифференциацию расплава и характерно для трещинных интрузий, внедряющихся в полуплатформенных или платформенных условиях.

На контакте с гранитоидами чуйско-кодарского комплекса в породах нижнего протерозоя образуются роговики и скарноиды, иногда микроклинизированные метасоматические породы. Мигматизация в связи с этими гранитами отсутствует или проявлена незначительно у самого контакта.

Пегматиты для чуйско-кодарского комплекса мало типичны. Из гидротермальных образований встречаются кварцевые и кварцево-карбонатные жилы, иногда с флюоритом и сульфидами.

Петрографические и химические особенности гранитоидов рассматриваемого комплекса, а также геологические условия их залегания свидетельствуют о том, что они сформировались в результате кристаллизации магматического расплава.

На гранитоидах данного комплекса залегают базальные конгломераты среднего и верхнего протерозоя (по р. Нижней Язовой в бассейне р. Витима и по р. Большой Чуе), которые содержат в большом количестве граниты в составе галек и валунов. Этим определяется верхняя возрастная граница комплекса.

Абсолютный возраст гранитов чуйско-кодарского комплекса из бассейна р. Большой Чуи, определенный аргоновым методом, устанавливается в пределах от 550 до 1185 млн. лет (соответствующие значения: 550, 599, 611, 763, 823, 920, 942, 1185 млн. лет; Великославинский, 1957а). Аналогичные граниты бассейна р. Чары (Читинская область) имеют возраст более 1000 млн. лет (Аргоновый метод, Н. И. Полевая).

ВНУТРЕННИЙ ПОЯС БАЙКАЛИД

Во внутреннем геосинклинальном поясе, который в пределах рассматриваемой территории захватывает восточную часть Северо-Байкальского нагорья (правобережье р. Мамы) и почти все Западное Прибайкалье, выделяются следующие магматические комплексы (перечисленные в порядке убывания возраста): спилитово-кератофировый эффузивный комплекс (1), нижнеангарский офиолитовый комплекс (2), муйский комплекс гранитоидов (3) и, по-видимому, синхроничный ему приморский комплекс гранитов (4).

Спилитово-кератофировый эффузивный комплекс. Эффузивные образования этого комплекса входят в состав геосинклинальных толщ нижнего протерозоя, выделенных в районах под различными названиями (муйская серия Средне-Витимской страны, сыннырская серия Северо-Байкальского нагорья, сарминская серия Западного Прибайкалья). Наибольшее распространение эти толщи имеют в восточных районах Байкальской горной области, расположенных на территории Бурятской АССР.

Среди эффузивных пород чаще всего встречаются измененные диабазы, спилиты, альбитофиры и кварцевые кератофиры, нередко превращенные в зеленые ортосланцы, метадиабазы, празиниты, амфиболиты, порфиroidы и другие продукты метаморфизма. В некоторых районах среди спилитов встречаются шаровые лавы. Эффузивные породы переслаиваются осадочными отложениями или же слагают самостоятельные толщи. С эффузивами, особенно с их кислыми разновидностями, ассоциируют разнообразные туфы и туффиты. Общая мощность осадочно-вулканогенных отложений достигает 12—15 км.

Структуры и текстуры вулканитов очень разнообразны. Диабазам чаще всего свойственна диабазовая, микроофитовая, интерсертальная и вариолитовая структуры, замаскированные в той или иной мере метаморфизмом; встречаются также порфиоровые структуры с диабазовой основной массой. Для спилитов характерны вариолитовая и спилитовая структуры, иногда порфиоровая с вариолитовой основной массой (спилитовые порфириды). Для альбитофиров наиболее типична порфиоровая структура с пилотакситовой основной массой, а для кварцевых кератофиров — порфиоровая структура с фельзитовой, микропиклитовой или сферолитовой массой.

Минералогический состав вулканитов разнообразен не только вследствие различия первоначального состава пород, но и благодаря метаморфическим преобразованиям.

В диабазах и спилитах первоначальный состав пород обычно утрачен: плагиоклаз превращен во вторичный альбит, темноцветные минералы — в хлорит, эпидот, актинолит. Из рудных минералов встречается лейкоксен, развитый по титаномагнетиту. Только в исключительных случаях встречаются реликты основного плагиоклаза и пироксена. Для альбитофиров, кроме альбита, хлорита, эпидота, серицита и иногда актинолита, характерно присутствие в основной массе кварца. В более сильно измененных породах появляется биотит. Вкрапленники принадлежат альбиту. В кварцевых кератофирах меньше хлорита, эпидота и актинолита, а вкрапленники образованы наряду с альбитом также и кварцем. Калиевый полевой шпат в них исключительно редок.

С кварцевыми кератофирами и диабазами иногда бывают генетически связаны гипабиссальные (субвулканические) небольшие интрузии альбитовых гранофировых гранит-порфиров и габбро-диабазов, залегающие в эффузивной толще в форме неправильных, дайкообразных или пластовых тел. Внедрение их происходило одновременно с излияниями лав. В некоторых случаях они представляют собой глубокие части мощных лавовых покровов.

Для пород рассматриваемого комплекса характерно интенсивное развитие процессов альбитизации, что является одним из признаков эффузивов геосинклинальной спилитово-кератофировой формации.

Нижнеангарский (муйский) офиолитовый комплекс. Интрузии этого комплекса развиты в пределах зоны глинных разломов, располагающихся вблизи границы внутреннего геосинклинального пояса с внешним. Наибольшим распространением они пользуются за пределами Иркутской области — в южной части Северо-Байкальского нагорья и в Южно-Северо-Муйских хребтах на территории Бурятской АССР, где сложены разнообразными основными и ультраосновными породами. В пределах же рассматриваемого региона они развиты на западном побережье оз. Байкал и на правом берегу р. Мама и сложены главным образом габброидами, диоритами и реже гипербазитами.

Форма массивов преимущественно удлинено-линзовидная или неправильная. Контакты с вмещающими породами крутые и секущие, иногда тектонически сорванные.

Лучше всего изучены массивы диоритов и габброидов на западном берегу Байкала между устьями рек Бугульдейки и Анги (Павловский и Цветков, 1938в). Здесь известны два крупных (100—120 км² каждый) и несколько мелких массивов, размещающихся среди пород архейского комплекса. Массивы сложены преимущественно породами диоритового состава и в меньшей мере габброидами и гипербазитами. В некоторых случаях наблюдалось, что габброиды слагают неправильной формы массивы, секущие диориты, но в большинстве случаев есть основание считать их синхроничными.

Диориты обладают то сланцеватой, то массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой или габброофитовой структурой. В их составе главную роль играют обыкновенная роговая обманка и плагиоклаз (30—38% Ап), а иногда и биотит. Из аксессуарных минералов встречаются сфен и апатит; из вторичных — хлорит, эпидот и соссорит. Содержание темноцветных минералов всегда значительное и достигает 30—40% объема породы.

С диоритами связаны постепенными переходами кварцевые диориты, отличающиеся присутствием в небольшом количестве кварца, а также гранодиориты и монцититы, в которых, помимо минералов, входящих в состав диоритов, находятся в небольшом количестве микроклин и кварц. Во всех этих породах плагиоклаз имеет тот же состав, что и в диоритах (30—40% An).

Породы группы габбро характеризуются типично габбровой структурой и состоят из плагиоклаза (40—70% An) и пироксена типа диаллага или диопсида. Пироксен часто облекается обыкновенной роговой обманкой или находится в сростании с ней. Второстепенные минералы представлены сфеном, апатитом и рудным, вторичные — эпидотом, хлоритом, биотитом, уралитом, изредка кварцем и мусковитом.

Среди габброидных пород изредка встречаются оливинные габбро, габбро-нориты и нориты.

Гипербазиты образуют самостоятельные небольшие (до 4 км в длину) тела линзовидной формы. Они встречены около устья р. Большой Бугульдейки, в пади Хыдычей (приток р. Анги), в хребте Моряны и в ряде пунктов на правом берегу р. Мамы в Северо-Байкальском нагорье. В южной части этого нагорья и в Северо-Западном Прибайкалье (т. е. в прилежащих районах территории Бурятской АССР) гипербазиты тесно ассоциируют с габброидами в пределах одних и тех же массивов. Среди гипербазитов встречаются гарцбургиты и верлиты, часто полностью серпентинизированные, затем пироксениты.

Судя по тому, что габброиды и гипербазиты нижеангарского комплекса очень часто ассоциируют с нижнепротерозойскими вулканогенными толщами спилитово-кератофировой формации, приурочены к зонам глубинных разломов и сами участвуют в позднейших складчатых деформациях, их можно отнести к типичным офиолитовым интрузиям ранних этапов развития геосинклинальных областей. Верхняя возрастная граница пород комплекса определяется на основании активного воздействия на них со стороны гранитоидов муйского или же приморского комплекса.

Муйский комплекс гранитоидов. Этот комплекс, сложенный плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, наиболее полно представлен в Средне-Витимской горной стране, преимущественно за границей Иркутской области. В пределах же рассматриваемой территории породы муйского комплекса развиты в бассейне рек Челолека и Малой Падоры (Малой Падры), на правом берегу Витима, в бассейне р. Мамакана и на правом берегу р. Мамы, а также в Северо-Западном Прибайкалье (около границы с Бурятской АССР).

Гранитоиды муйского комплекса слагают небольшие согласные тела в нижнепротерозойской эффузивно-осадочной толще и вместе с последней участвуют в образовании складчатой структуры. В большинстве случаев породы сильно катаклазированы и иногда превращены в настоящие бластомилониты, имеющие облик гранито-гнейсов с характерными полосками вытяжения и линзочками кварца. Микроскопические наблюдения указывают на то, что катаклаз в значительной мере происходил в процессе внедрения интрузии (протоклаз). Все эти данные, вместе взятые, позволяют сделать вывод о синтетектоническом характере интрузий плагиогранитов — кварцевых диоритов.

Внешний облик плагиогранитов довольно разнообразен. Чаще всего это светлые серые, иногда слегка розоватые, мелко- и среднезернистые породы с гнейсовидной текстурой, выраженной то более, то менее от-

четливо. Часто встречаются мелкоочковые разновидности, напоминающие порфиroidы. Структуры плагиогранитов следующие: бластогранитовая, бластопорфировая, цементная (катакластическая), грубая бластомилонитовая и очковая.

В минералогическом составе пород главную роль играют альбит-олигоклаз или олигоклаз, кварц, микроклин, биотит, мусковит. Плагио-клаз заметно преобладает над калишпатом, причем последний во многих породах вовсе отсутствует. Из вторичных минералов присутствуют хлорит, серицит, эпидот и карбонат, из акцессорных — сфен, циркон, ортит, апатит, монацит и гранат.

С плагиогранитами связаны гранодиориты, отличающиеся более основным плагиоклазом (29—30% An), большим количеством калишпата и частым присутствием роговой обманки (наряду с биотитом). Ассоциирующие с плагиогранитами кварцевые диориты и диориты обычно слагают краевые части массивов. Плагиограниты их прорывают или связаны с ними постепенными переходами.

Контактовое воздействие гранитоидов муйского комплекса на вмещающие породы проявлено очень интенсивно и распространяется на значительное расстояние от плутонов. Оно выражается в перекристаллизации пород и появлении в них биотита, граната, кордиерита, актинолита, обыкновенной роговой обманки и пр. Явления мигматизации или гранитизации около контакта отсутствуют или проявлены очень незначительно.

Возраст гранитоидов муйского комплекса определяется на основании следующих данных: они прорывают нижнепротерозойскую эффузивно-осадочную толщу и породы офиолитового комплекса и на поверхности размыва их залегают конгломераты среднего протерозоя (в бассейне рек Янгуда и Большой Падры).

Приморский комплекс гранитов. Комплекс, сложенный преимущественно катаклазированными лейкократовыми гранитами, широко распространен в Западном Забайкалье в области Приморского хребта.

Гранитоиды слагают согласные тела в нижнепротерозойских, реже архейских толщах. Размеры их колеблются в значительных пределах: от небольших пластовых залежей мощностью в несколько метров до крупных резко удлиненной формы тел, достигающих 75—80 км в длину при средней ширине 10—15 км. Все массивы гранитов вытянуты в виде цепочки северо-восточного простирания, будучи ориентированы строго согласно с простиранием вмещающих метаморфических толщ.

Внешний облик гранитов приморского комплекса очень разнообразен не столько вследствие различия их первоначального минералогического состава, сколько благодаря многообразию форм проявления катаклаза и вторичных преобразованиям. Преобладают средне- и крупнозернистые породы, равномернозернистые и порфиroidные, обычно гнейсифицированные, катаклазированные и даже милонитизированные. В ряде случаев порфиroidные граниты превращены в очковые гнейсограниты или бластомилониты.

Структуры гранитов, в зависимости от степени проявления катаклаза, варьируют от гранитной и порфиroidной до цементной, бластогранитовой, бластокластической и даже милонитовой. Для некоторых мало измененных гранитов характерны участки с микропегматитовыми прорастаниями полевого шпата и кварца.

По характеру структуры и содержанию цветных компонентов можно выделить несколько разновидностей: лейкократовые (алясковитовые) рав-

номернозернистые или порфировидные граниты, катаклазированные, гнейсовидные и очковые лейкократовые и нормальные (мезократовые) граниты, бластомилониты. Подчиненное значение в составе приморского комплекса имеют гранодиориты и плагиограниты.

Главными породообразующими минералами лейкократовых гранитов являются микроклин-пертит, кварц, альбит-олигоклаз и биотит. При этом микроклин-пертит обычно заметно преобладает над плагиоклазом, а биотит, как правило, содержится в небольшом количестве. Многие породы с большим содержанием калиевого полевого шпата и кварца могут быть названы аляскитами. Кроме названных минералов, sporadически присутствует мусковит, иногда в сростании с биотитом. В качестве примеси очень характерен магнетит и менее обычны сфен, апатит и циркон. Из вторичных минералов, наиболее распространенных в катаклазированных гранитах, встречаются карбонат, серицит, эпидот, хлорит и флюорит.

В гранодиоритах, являющихся в этом комплексе, по-видимому, контаминированными породами, плагиоклаз имеет более основной состав (35% An). Кроме того, в небольшом количестве присутствует обыкновенная роговая обманка.

Граниты приморского комплекса вызывают интенсивный метаморфизм вмещающих пород, который выражается в образовании довольно широких ореолов роговиков или кристаллических сланцев. Мигматизация проявляется только около контактов с гранитными телами.

Жильными образованиями рассмотренные граниты бедны. Пегматиты и кварцево-полевошпатовые жилы встречаются как исключение, и полезные ископаемые в них отсутствуют.

По своей геологической позиции массивы гранитов приморского комплекса должны быть отнесены к синорогенным интрузиям, и в этом отношении они вполне соответствуют синхроничным им плагиогранитам муйского комплекса, однако резко отличаются от последних составом, ассоциациями и, по-видимому, генезисом. Более близки они к гранитоидам куандинского комплекса внешнего пояса байкалид, но все же заметно отличаются от них более значительным количеством щелочей и в особенности калия, преобладанием аляскитовых разностей, отсутствием или редкостью пегматитов, резкостью контактов с вмещающими породами, слабым проявлением мигматизации. В отличие от куандинских гранитов в рассматриваемых гранитах широко развита гранитовая структура (если она не замаскирована катаклазом) и, напротив, первично гранобластовые структуры и «теневые» текстуры отсутствуют и вообще нет каких-либо других указаний на происхождение их в результате гранитизации *in situ*. Все же, скорее всего, аляскитовые граниты обязаны своим происхождением явлениям палингенеза или гранитизации, но происходившим на более глубоком уровне, чем тот, где они кристаллизовались. По-видимому, их надо рассматривать как продукты реоморфической магмы, отторгнутые тектоническими движениями и перенесенные в верхние структурные этажи.

Первоначально (Павловский и Цветков, 1938в, 1938г и др.) считали аляскитовые граниты архейскими. С. В. Обручев (Обручев и Великославинский, 1953б) определил возраст прорываемых гранитами толщ как протерозойский (нижнепротерозойский)*. Поскольку аляски-

* Следует отметить, что граниты приморского комплекса иногда смешивались с действительно архейскими гранитами, мигматизирующими гнейсово-карбонатные толщи, развитые на побережье Байкала и на о-ве Ольхон.

товые граниты содержатся в составе обломков среднепротерозойских конгломератов (малокозинская свита), они должны быть отнесены к нижнему протерозою.

На побережье оз. Байкал в северной части Лиственичного массива обнажаются своеобразные интрузивные породы, выделенные Д. С. Коржинским в котовскую формацию гранитоидов. По данным этого автора, «массивы их сложены крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами и кварцевыми монцитонами, биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, сиенитами и кварцевыми диоритами. Характерным является повышенное содержание калия в этих породах, с преобладанием пород, переходных от гранодиоритов к сиенитам» (Коржинский, 1937). Гранитоиды секутся жилами аплита, пегматита и лампрофинов (спессартита и диабаз).

Котовские гранитоиды вблизи контакта с вмещающими архейскими породами имеют очковое сложение и ясно выраженную гнейсовидность; в них широко развиты явления протоклаза и милонитизации. В удалении от контакта гранитоиды вполне массивны.

По мнению Д. С. Коржинского, «рассматриваемая интрузия относится к типу образования небольшой глубины, в отличие от весьма глубоких архейского и Саяно-Станового комплекса» (там же, стр. 82).

Котовские гранитоиды прорывают архейские гнейсы и мраморы, но в то же время на них трансгрессивно налегают доломиты голоуспенской свиты верхнего протерозоя (у с. Голоустного). Скорее всего, они относятся к нижнему (или среднему?) протерозою.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Магматические комплексы среднепротерозойского возраста развиты главным образом в Западном Прибайкалье и в центральной части Патомского нагорья. К ним относятся эффузивный порфиновый комплекс акитканской серии, малые интрузии метадиабазов, ирельский и синхроничный ему кевактинский комплексы гранитоидов и, наконец, дайковый комплекс диабазов.

Комплекс кислых эффузивов (порфиров). Породы этого комплекса входят в состав среднепротерозойской осадочно-эффузивной толщи, выделяемой под названием акитканской серии. Наибольшее распространение эти породы имеют в Северо-Западном Прибайкалье и вдоль западной окраины Северо-Байкальского нагорья (хр. Аkitкан). Небольшие участки осадочно-вулканогенной толщи известны и в Средне-Витимской горной стране в бассейне рек Большой и Малой Падры (там эта толща выделялась под названием падринской серии). Эффузивы встречаются во всех стратиграфических подразделениях серии, но господствуют в ее средней части, где имеют мощность до 3000 м.

Среди эффузивов распространены кварцсодержащие (базокварцевые) порфиры, кварцевые порфиры и ортофиры. Редко среди порфиров встречаются миндалекаменные порфириты и диабазы. С кислыми эффузивами тесно связаны пирокластические образования того же состава.

Порфиры представляют собой серые, темно-серые или малиново-красные массивные, редко сланцеватые или полосчатые (флюидальные) породы с порфировой структурой, часто плохо различимой невооруженным глазом. Цвет пород в основном определяется тонкодисперсными окислами железа, их количественным содержанием и степенью окисленности.

Структура пород порфировая (обычно олигофировая), основная масса фельзитовая, сферолитовая, микропойкилитовая, перлитовая, гра-нофировая, микрогранитовая, глобулитовая и др. Текстура массивная или флюидальная, иногда миндалекаменная.

Порфиновые вкрапленники образованы калишпатом (ортоклазом или микроклином), обычно альбитизированным, кислым плагиоклазом и кварцем (в кварцевых порфирах). В основной массе присутствуют калишпат, кислый плагиоклаз, кварц и аксессуарные: амфибол, апатит и рудный. Иногда основная масса бывает настолько тонкозернистой, что ее состав не может быть диагностирован. Из вторичных минералов, помимо альбита, широко распространены серицит, хлорит, эпидот. Последние два минерала также выполняют миндалины.

При метаморфизме, обусловленном контактовым воздействием гранитов, в порфирах появляется зеленый биотит, а иногда и амфибол, сфен, гранат. В зонах надвига по порфирам возникают порфироиды и милониты. Порфириты и диабазы обладают зеленым или зелено-серым цветом, массивным или неясно выраженным порфиловым сложением и содержат овальные крупные миндалины. Порфиновые вкрапленники (если они имеются) сложены альбитизированным и сосюритизированным плагиоклазом и иногда псевдоморфозами хлорита по пироксену (?). Основная масса микродиабазовая или интерсертальная. Состоит она из лейсточек альбитизированного плагиоклаза, промежутки между которыми заняты хлоритом и рудным минералом.

В глубоких частях покровов порфиров развиты полнокристаллические породы типа гранофиловых гранит-порфиров и граносиенит-порфиров. Аналогичные породы встречаются и в составе более молодого ирельского интрузивного комплекса, генетически связанного с эффузивами.

Излияния порфиров происходили в субаэральных условиях, о чем свидетельствует наличие среди них ярко-красных (окисленных) пород, ассоциация с грубыми, часто косослоистыми отложениями потоков, а также отсутствие следов гидрохимического изменения лав. Излияния были приурочены к крупным глубоким разломам, хорошо фиксирующимся при полевых наблюдениях.

Комплекс малых интрузий метадиабазов. Породы этого комплекса имеют небольшое распространение. Они представлены зелеными метаморфизованными диабазами, редко габбро-диабазами, слагающими дайки, пластовые залежи и штоки в области развития осадочно-эффузивной толщи верхнего протерозоя.

Структура метадиабазов реликтовая диабазовая, реже габбро-диабазовая и порфировая с диабазовой основной массой (диабазовые метапорфириты). В зонах сильного проявления динамометаморфизма дайковые породы имеют сланцеватую текстуру и немаглобластовую структуру. Главными минералами метадиабазов являются амфибол актинолитового типа и почти нацело сосюритизированный плагиоклаз. Из вторичных минералов, кроме сосюритового агрегата, присутствуют эпидот, хлорит, зеленый биотит и сфен. В незначительном количестве постоянно находится кварц.

Метадиабазы внедрились, по-видимому, на заключительных стадиях вулканической деятельности, о чем, в частности, свидетельствует близость их с эффузивными метадиабазами и порфиритами, Метадиабазы прорваны гранитоидами ирельского комплекса и содержатся в них в виде ксенолитов (Е. А. Шалек, 1957 г.).

Ирельский комплекс гранитоидов. Породы этого комплекса широко развиты среди эффузивов акитканской серии. Многочисленные мелкие и крупные интрузии гранитоидов ирельского комплекса размещаются в неширокой полосе меридионального и северо-восточного простирания, тянущейся вдоль западной окраины Байкальского нагорья, от мыса Кедрового на западном берегу оз. Байкал до междуречья Большой и Малой Чуи.

Формирование этого комплекса происходило в течение двух фаз. В первую внедрились большие интрузии синорогенных протокластических гнейсовидных гранитов, во вторую — малые интрузии гранофирировых гранит-порфириров, гранодиоритов и граносиенитов.

Синорогенные гнейсо-граниты слагают согласные, конформные плутонические тела с крутыми контактами. Площадь отдельных тел достигает 3000 км^2 , при этом длина их заметно превышает ширину. Так, наиболее крупный плутон, размещающийся в бассейне рек Чаи и Кутимы, протягивается на 120 км при средней ширине $20\text{--}25 \text{ км}$.

В крупных плутонах часто заметно зональное строение, которое выражается в развитии в краевых их частях протомилонитов и очковых гнейсо-гранитов, а в центральной части — более слабо огнейсованных гранитов.

Массивы гранитов размещаются вдоль очень крупных, древнего заложения разломов и, по всей вероятности, являются интрузиями трещинного типа, внедрившимися в тектонически активной обстановке, причем движения не закончились после их кристаллизации. Для гранитоидов первой фазы характерны светло-розовая или серая окраска, гнейсовидная или очковая текстура, иногда порфировидная структура. Структуры пород разнообразны. Их можно охарактеризовать как протокластические и blastsгранитовые. Иногда наблюдаются микропегматитовые прорастания и редко гранит-порфировые структуры. В составе гранитов главную роль играют микроклин или микроклин-пертит ($35\text{--}45\%$), олигоклаз или альбит-олигоклаз ($14\text{--}25\%$), кварц ($25\text{--}32\%$), обыкновенная роговая обманка и биотит ($5\text{--}10\%$ вместе). Из аксессуарных минералов характерны сфен, апатит и ортит. При увеличении содержания темноцветных минералов и уменьшении количества кварца породы переходят в граносиениты, но иногда увеличение содержания темноцветных в гранитах связано с появлением вторичного мелкочешуйчатого биотита.

Контактовое воздействие гранитов на вмещающие породы выражается в образовании узкой зоны (не более 100 м) мигматитов и широкой (до 2 км) зоны ороговикования. Мигматизированные порфиры имеют полосчатую текстуру, обусловленную чередованием более темного биотитсодержащего субстрата и светлого инъекционного материала. Ороговикованные порфиры или песчаники акитканской серии в процессе перекристаллизации обогащаются зеленым биотитом, а иногда и амфиболом. В песчаниках констатирован также кордиерит. Там, где около контакта с гранитами мигматиты отсутствуют, в порфирах отмечается появление порфиробластов микроклина. В эндоконтактных зонах граниты часто бывают переполнены ксенолитами измененных порфириров.

Гранитоиды второй фазы ирельского комплекса слагают небольшие, иногда средней величины (до первого десятка километров в поперечнике) изометрические, реже вытянутые и дайковые тела, размещающиеся, как правило, в зонах разломов среди порфириров или гранитов первой фазы.

Наиболее распространенные гранофировые гранит-порфиры представляют собой серые, розовато-серые или лиловые породы, мелко- и среднезернистые, с порфировыми вкрапленниками полевого шпата. Для этих пород характерна порфировая структура с гранофировой основной массой. Порфировые выделения представлены альбитом (5—10% An) и калиевым полевым шпатом. В основной массе в гранофировом прорастании находятся альбит, калиевый полевой шпат и кварц; кроме того, содержится немного биотита. В породе часто встречаются миаролитовые пустотки, выполненные хлоритом и эпидотом. Эти минералы нередко развиваются и по основной массе, причем в зонах катаклаза их количество очень велико.

Гранодиориты характеризуются серым или розовато-серым цветом, массивностью сложения, средней величиной зерна и слабо выраженной порфировидностью. Структура их гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав следующий: плагиоклаз (олигоклаз-андезин), часто зональный, микроклин, кварц, амфибол и пироксен типа диопсида; акцессорные минералы: апатит, сфен и циркон. Плагиоклаз часто эпидотизирован, а пироксен уралитизирован. В зонах катаклаза интенсивно проявлена хлоритизация.

Граносиениты и сиениты ассоциируют обычно с гранофировыми гранит-порфирами, на которые они внешне похожи. Структура их гипидиоморфнозернистая или гранитовая. Минералогический состав следующий: калишпат (35—65%), олигоклаз (10—25%), кварц (2—10%), амфибол и биотит (оба последние до 10% объема породы); акцессорные и вторичные минералы: сфен, циркон, гранат, апатит, флюорит, рудный, шахматный альбит.

Породы второй фазы не обладают протоклазом, но бывают затронуты катаклизмом и даже милонитизированы.

Одновременные и близкие по генезису к ирельскому комплексу породы развиты в Средне-Витимской горной стране на территории Бурятской АССР, около границы с Иркутской областью, где они выделяются под названием витимского комплекса. Они там также ассоциируют со среднепротерозойскими порфирами (падринской серии) и внедрились в течение двух фаз. Породы первой фазы представлены главным образом гранодиоритами, монцонитами и кварцевыми диоритами; породы второй фазы — гранофировыми гранит-порфирами, ничем не отличимыми от таких же пород второй фазы ирельского комплекса.

Тесная пространственная ассоциация эффузивных порфиров и гранитоидов ирельского комплекса, сходство их минералогического и химического состава, наличие среди тех и других пород группы сиенита и одинаковых в структурном отношении разновидностей (гранофировые гранит-порфиры), сходная геологическая позиция (размещение вдоль зон разломов) — все это вместе взятое позволяет предположить о существовании между ними генетической связи.

О возрасте ирельских гранитов можно судить по следующим данным: они прорывают породы акитканской серии и на их размытой поверхности залегают конгломераты и кварциты голоустенской свиты байкальского комплекса (по р. Домугде в хр. Аkitкан). В конгломератах джемкуканской свиты верхнего протерозоя в бассейне р. Малой Чуи встречается галька типичных гранофировых гранит-порфиров, а также галька пород ирельского комплекса.

Кевактинский комплекс гранитов. Граниты этого комплекса слагают небольшие, вытянутые в цепочку плутоидические тела, расположен-

ные в области Тонодского антиклинория в центральной части Патомского нагорья (бассейны рек Хайверги, Тоноды, Челончена), а также на юго-востоке нагорья в бассейне рек Жуи и Ченчи. Среди них распространены биотитово-мусковитовые граниты, содержащие турмалин, для которых характерна светлая окраска и средне- или крупнозернистое сложение. Залегающие иногда среди них мелкозернистые граниты связаны с крупнозернистыми разностями постепенными переходами, а не являются самостоятельными более молодыми интрузиями, как это ранее предполагалось. С кевактинскими гранитами связаны мелкие кварцево-турмалиновые жилки и иногда пегматиты.

Структуры пород гранитовые, порфирировидные, часто катакластические. Порфировые вкрапленники микроклина, реже плагиоклаза (альбит-олигоклаза) заключены в более мелкозернистой массе, сложенной теми же полевыми шпатами, а также голубовато-серым опалесцирующим кварцем, биотитом и мусковитом. Очень характерен буровато-зеленый турмалин. Акцессорные минералы: гранат, апатит, циркон; вторичные — серицит, хлорит и эпидот — присутствуют иногда в большом количестве.

Контактовое воздействие кевактинских гранитов на вмещающие породы очень интенсивное. Песчанико-сланцевые толщи среднего протерозоя в широкой зоне вокруг интрузий содержат порфиробласты биотита, граната, кордиерита, амфибола, а иногда хлоритоида (типа прохлорита и оттрелита). Вблизи контакта во вмещающих породах много будинированных жил кварца, иногда отмечается турмалинизация.

В россыпях, расположенных в области развития кевактинских гранитов или среди их контактовых ореолов, часто встречается касситерит.

Кевактинские граниты трансгрессивно перекрываются верхнепротерозойскими конгломератами и в изобилии находятся в составе обломочного материала последних (в верховьях р. Баллаганаха, по рекам Большому Патому, Тоноте, Кевакте, Нижней Язовой и др.).

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

К магматическим комплексам верхнего протерозоя принадлежат два гранитоидных комплекса — синорогенный мамско-оронский и позднеорогенный тельмамский.

Мамско-оронский комплекс гранитоидов. Комплекс этот имеет очень большое распространение в южной части Патомского нагорья (бассейны рек Амалыка, Жуи, Анангры и Тахтыгана) и в центральной части Северо-Байкальского нагорья (особенно в бассейне р. Мамы). Область распространения гранитоидов примыкает к границе внешнего геосинклинального пояса с внутренним, грубо повторяя складчатую дугу Патомского нагорья, в соответствии с чем интрузивные тела на востоке имеют северо-западное, а на западе северо-восточное простирание, согласное с ориентировкой складок протерозойских толщ. Гранитоиды, слагающие этот комплекс, довольно разнообразны. Среди них наиболее характерны гнейсовидные биотитовые граниты и двуслюдяные пегматоидные граниты или же, как их иногда называют, гранит-пегматиты. С ними связаны постепенными переходами равномернозернистые и порфирировидные массивные граниты. Гранодиориты и кварцевые диориты встречаются очень редко и, по-видимому, возникли в результате контаминации карбонатным материалом. С гранитами и пегматоидными

гранитами ассоциируют дайки пегматитов и кварцево-полевошпатовые жилы.

В некоторых плутонических телах наблюдается известная зональность в расположении различных типов гранитоидов. Например, для плутона, размещающегося в верховьях р. Жуи, по данным В. А. Самарского (1952 г.), характерно следующее строение: внутренние, наиболее глубокие его части сложены равномернозернистыми биотитовыми гранитами, которые окаймляются порфиroidными разностями, а на границе последних с вмещающими породами расположены пегматоидные граниты. Вообще повсюду установлено, что пегматоидные граниты или пегматиты приурочены к прикровлевым частям гранитных интрузий.

Массивы гранитоидов мамско-оронского комплекса имеют самые различные размеры: от небольших инъекционных послойных или линзовидных тел до гигантских ареал-плутонов площадью в несколько тысяч квадратных километров. Местами мелкие пластовые жилы и инъекции гранитов или пегматитов буквально переполняют вмещающие породы нижнего и верхнего протерозоя, создавая в них мигматитовые зоны. В то же время крупные массивы гранитов бывают переполнены включениями пород кровли, при этом ориентировка ксенолитов имеет закономерный характер и повторяет рисунок тектонической структуры стратифицированных толщ.

Для гнейсовидных гранитов очень характерна гранобластовая, реже гранитная структура. Минералогический состав их следующий: микроклин, плагиоклаз (олигоклаз), кварц, биотит, иногда мусковит и редко амфибол. Микроклин и плагиоклаз находятся в разных количественных отношениях, но чаще второй преобладает. В виде примесей обычны ортит, сфен, апатит и магнетит.

Равномернозернистые и порфиroidные граниты по минералогическому составу ничем не отличаются от гнейсовидных гранитов. Они имеют хорошо выраженную гранитную или порфиroidную, иногда и типидиоморфнозернистую структуру. Порфиroidная структура, безусловно, возникла в последние этапы кристаллизации гранита или в результате наложения процессов метасоматоза. Порфиroidные вкрапленники микроклина, реже кислого плагиоклаза имеют сложные контуры и замещают все ранее выделившиеся минералы.

Пегматоидные граниты отличаются от жильных пегматитов только формой залегания и размером слагаемых ими тел, которые иногда достигают более 1500 км² (вместе с включенными в них породами кровли). Структура их ортотектитовая, реже графическая или крупноблоковая. Породообразующие минералы пегматоидных гранитов и пегматитов те же, что и связанных с ними гранитов, с той разницей, что мусковит заметно преобладает над биотитом. С рассматриваемыми породами в Северо-Байкальском нагорье (Мамский и Чуйский районы) связаны месторождения мусковита.

Химический состав пород рассматриваемого комплекса может быть в некоторой мере охарактеризован данными табл. 13. Породы мамско-оронского комплекса пересыщены кремнеземом и глиноземом, умеренно богаты или богаты щелочами (табл. 13, анализы 7, 10, 12), причем натрий преобладает над калием или они находятся в почти равных отношениях и сравнительно бедны окислами железа и магния, причем железо преобладает над магнием.

Массивы гранитоидов мамско-оронского комплекса обрамляются очень широкими полями сильно метаморфизованных пород (кристалли-

ческих сланцев и гнейсов) и зонами мигматитов. Судя по тому, что гранито-гнейсы наследуют текстурный рисунок стратифицированных пород, среди которых они размещаются («теневые текстуры»), и заключают закономерно ориентированные их ксенолиты (скиалиты), а также учитывая особенности структуры и состава пород, можно полагать, что они возникли в результате процессов гранитизации или палингенеза, возможно, протекавших одновременно. В этом случае высокий метаморфизм вмещающих пород следует рассматривать не как результат контактового воздействия гранитов, а как следствие тех же процессов, которые обусловили образование последних.

Менее очевидным представляется генезис массивных, в том числе порфиридных гранитов. Наиболее вероятно, что они были внедрены в результате интрузивного акта и кристаллизовались в результате реоморфизма гранитизированных масс.

Интересно отметить широкое развитие во внешних зонах мигматитовых полей кварцевых жил или линз, а также метасоматических окварцованных пород. По всей вероятности, их следует рассматривать как проявление «кварцевого фронта», размещающегося на периферии области гранитизации.

Возраст гранитов мамско-оронского комплекса определяется на основании следующих данных. Они прорывают отложения патомской серии верхнего протерозоя и сами секутся позднеорогенными гранитами тельмамского комплекса. Гранитоиды, очень напоминающие соответствующие породы мамско-оронского комплекса, находятся в гальке конгломератов, содержащих ископаемые споры нижнекембрийского облика (по рекам Холодной и Чае в пределах Бурятской АССР). Абсолютный возраст гранитов и пегматитов рассматриваемого комплекса из Мамского района, определенный аргоновым методом, находится в пределах от 292 до 343 млн. лет. Как уже указывалось, эти значения занижены (Великославинский, 1957).

Тельмамский комплекс гранитоидов*. В южной части Патомского нагорья и на востоке Северо-Байкальского нагорья широко развит комплекс гранитоидов, получивший название тельмамского.

Тельмамский комплекс сложен биотитово-амфиболовыми и амфиболовыми гранитами, которые слагают мелкие и крупные изометрические неправильной формы тела, несогласные со структурами вмещающих толщ. Наиболее крупный Тельмамский массив, расположенный в среднем течении Витима в бассейне рек Тельмамы, Мамакана, Энгажимо и Синюги, имеет площадь около 6000 км². Граниты обладают серым или розовато-серым цветом, среднезернистым или крупнозернистым строением, часто порфиридными или слабо гнейсовидны. Граносиениты, сиениты и кварцевые акериты, а также некоторые граниты иногда обладают первичной директивной текстурой (трахитоидностью).

Структура гранитоидов гипидиоморфнозернистая, гранитовая или призматически-зернистая. Заметно проявлен катаклаз и протоклаз. Осо-

* По наблюдениям В. Л. Тихонова, Л. В. Ревякина и др., выделенные Л. И. Салопом в северной части Средне-Витимской горной страны магматические комплексы — тельмамский, витимканский и мамаканский — необходимо объединить в один «мамаканский» комплекс, относимый к нижнему палеозою. Это доказывается сходством их петрохимического состава, наличием постепенных переходов между ними, особенностями тектоники этих интрузий, сходством контактового воздействия на вмещающие породы и другими признаками, объединяющими выделенные Л. И. Салопом интрузивы в один комплекс. — *Прим. ред.*

бенно типична для некоторых гранитов линейная ориентировка линзочек кварца.

Минералогический состав пород следующий: микроклин-пертит, плагиоклаз (22—24 до 32% An), кварц, амфибол, биотит; в виде примеси присутствуют сфен, апатит, ортит, флюорит, магнетит. Амфибол представлен высокожелезистой обыкновенной роговой обманкой, нередко имеющей скелетное развитие.

Граниты иногда сопровождаются дайками пегматитов, аплитов и лампрофиров. Среди последних широко распространены спессартиты, а керсантиты более редки. Пегматиты и некоторые грейзенизированные лейкократовые разности гранитов несут проявления молибденового оруденения.

Контактовое воздействие тельмамских гранитов на вмещающие породы выражается в образовании довольно широких ореолов биотитовых, биотитово-кордиеритовых роговиков и биотитово-гранатовых сланцев, а также скарноидов. В экзоконтакте иногда бывают проявлены микроклинизация и очень редко мигматизация, ограниченные в пределах очень узкой зоны, не превышающей первых десятков метров.

Возраст гранитоидов тельмамского комплекса устанавливается как верхнепротерозойский на основании прорывания ими гнейсовидных гранитов мамско-оронского комплекса и отложений верхнего протерозоя (в бассейне р. Нерпо); с другой стороны, они не оказывают контактового воздействия на расположенные рядом осадки нижнего кембрия. По всей вероятности, тельмамский комплекс является возрастным аналогом баргузинского комплекса гранитоидов, сложенного в основном биотитовыми, часто порфиroidными гранитами и широко распространенного во внутренних районах Байкальской горной области (Бурятская АССР).

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Нижнепалеозойские магматические породы в пределах региона имеют небольшое распространение. Среди них можно выделить несколько разновозрастных комплексов: бирамьинский комплекс габброидов, качойский комплекс гранит-порфиров и кварцевых диоритов, витимканский комплекс гранитоидов, мамаканский комплекс щелочных и субщелочных пород и, наконец, дайковый комплекс диабазов. Образования первых двух комплексов развиты в основном на территории Бурятской АССР и в незначительном количестве встречаются лишь в северной части Средне-Витимской горной страны.

Бирамьинский интрузивный комплекс. Этот комплекс представлен малыми телами основных пород, приуроченными к зонам разрывных нарушений. Нижнепалеозойские основные интрузии известны только в районах, где развиты осадочные отложения кембрия; в других же районах эти интрузии не выделяются и обычно геологами присоединяются к докембрийским образованиям. Наиболее характерными породами бирамьинского комплекса являются габбро-диабазы и габбро. Структура этих пород офитовая или габбровая. Минералогический состав: основной плагиоклаз, обычно сосюритизированный, моноклинный пироксен, часто уралитизированный, эпидот, цоизит, серицит, карбонат, хлорит; аксессуарные минералы: титаномagnetит, апатит. В единичных случаях встречаются оливиновые габбро и скаполитизированные габбро-нориты (Салоп, 1954).

Установлено, что габброиды прорывают фаунистически охарактеризованные известняки нижнего кембрия, которые у контакта мраморизованы и содержат новообразования тремолита и диопсида. Верхняя возрастная граница габброидов устанавливается на основании активного воздействия на них гранитов (мамаканского комплекса) в бассейне р. Бирамьи в Чивыркуйском хребте (Бурятская АССР).

Качойский комплекс. Породы, относящиеся к этому комплексу, представлены в основном альбитовыми гранит-порфирами и кварцевыми диоритами, слагающими дайки и силлы, чаще всего развитые в пределах палеозойских грабен.

Для альбитовых гранит-порфиров типична порфировая структура с микрогранитовой или призматически-зернистой или же фельзитовой, микропиклитовой и гранофировой основной массой. Минералогический состав этих пород следующий: альбит или альбит-олигоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, серицит (и мусковит), хлорит, окислы железа, карбонаты, пирит. Из аксессуарных минералов встречаются апатит, циркон и рудный. В некоторых альбитовых гранит-порфирах (собственно альбититах) калиевый полевой шпат отсутствует, но встречаются реликты амфибола, замещенного хлоритом.

В группе кварцевых диоритов по структурным особенностям выделяются также кварцевые диорит-порфиры, кварцевые микродиориты и другие разновидности. В их составе главную роль играют олигоклаз, иногда альбитизированный, обыкновенная роговая обманка и отчасти кварц; непостоянно и в небольшом количестве присутствуют авгит и калишпат; из вторичных минералов, кроме альбита, характерны эпидот, хлорит, карбонаты; из аксессуарных — апатит и магнетит.

Для всех пород комплекса характерно наложение постмагматических процессов серицитизации, альбитизации и др.

Возраст пород качойского комплекса устанавливается на основании прорывания ими фаунистически охарактеризованных отложений среднего кембрия; с другой стороны, на них оказывают активное воздействие граниты мамаканского комплекса, вблизи которых в дайках гранит-порфиров отмечаются обильные новообразования зеленого биотита.

Витимканский комплекс гранитоидов. Породы этого комплекса широко распространены на территории Бурятской АССР (в бассейнах рек Витимкана, Верхней Ангары, Баргузина и др.) и там ими сложены интрузивные тела крупного размера. В пределах же Иркутской области они развиты лишь в бассейне рек Мамы и Мамакана, где образуют небольшой и средней величины (до 1400 км²) плутоны: Конкудерский, Угли, Дадыктинский, Екибзяхский, Мамаканский, Долгдайсинский и ряд более мелких тел в бассейне р. Среднего Мамакана. Все эти плутоны являются несогласными и дисгармоничными по отношению к складчатым структурам вмещающих пород. Для них характерны неправильная изометричная или слегка вытянутая форма и крутые контакты. Наблюдается приуроченность плутонов к зонам длительно развивающихся глубинных разломов.

Для витимканского комплекса типична большая пестрота состава пород, даже в пределах сравнительно небольших плутонов. Очень характерна ассоциация гранитов, гранодиоритов, кварцевых сиенитов, сиенитов, акеритов и монзонитов. Сравнительно редкие интрузии сложены только одними биотитовыми гранитами. Иногда встречаются биотитовые или биотитово-амфиболовые граниты, относящиеся к более

поздней фазе внедрения, чем кварцевые диориты или сиениты, но чаще граниты связаны с ними постепенными переходами (фации).

В некоторых породах комплекса, особенно группы сиенита, наблюдаются слабо выраженные трахитоидные текстуры, обусловленные линейной (или плоскостной) ориентировкой темноцветных минералов или полевого шпата.

С этими гранитоидами иногда связаны дайки гранит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров и микродиоритов, напоминающие породы качойского комплекса, но без признаков автометаморфных и метаморфических изменений.

Биотитовые и биотитово-амфиболовые граниты являются наиболее распространенными породами комплекса. Структура их обычно порфировидная или гранитовая. Крупные порфировые вкрапленники обычно образованы микроклином и реже плагиоклазом. Главными породообразующими минералами являются микроклин-пертит (30%), олигоклаз, часто зональный (30—40%), кварц (до 20%), биотит (до 4%) и амфибол (до 3%). Из аксессуарных минералов характерны магнетит, сфен, апатит и ортит. В биотитово-амфиболовых гранитах иногда содержатся единичные зерна моноклинного пироксена.

Гранодиориты тесно связаны с гранитами, отличаясь от них в основном большим содержанием олигоклаз-андезина и амфибола и меньшим количеством кварца. Кроме того, в гранодиоритах чаще встречается пироксен (диопсид-геденбергит), обычно в виде реликтов, заключенных в амфиболе. При увеличении основности плагиоклаза (30—40% An) и количественного содержания темноцветных минералов при одновременном уменьшении количества калиевого полевого шпата и кварца (до исчезновения) гранодиориты переходят в диориты. Амфибол, биотит и пироксен почти всегда присутствуют совместно (количество амфибола достигает 12%, биотита 8,5%, пироксена 2,5%). Для диоритов типична гипидиоморфнозернистая структура, характеризующаяся высоким идиоморфизмом плагиоклаза. Очень часто гранодиориты и диориты слагают краевые фации плутонов.

Монцонитам свойственна типичная монцонитовая структура, причем идиоморфные лейсты плагиоклаза образуют пойкилитовые включения в кристаллах микроклина неправильной формы. Главными породообразующими минералами монцонитов являются зональный плагиоклаз состава 35—52% An (до 50%), микроклин (22%), кварц (0,8—1%), диопсид-геденбергит (до 3%), амфибол (15—20%), биотит (3—7%). Аксессуарные минералы: апатит, сфен, магнетит.

Граносиениты и сиениты характеризуются гипидиоморфнозернистой и порфировидной структурой и иногда трахитоидной текстурой. В их составе главное значение имеют микроклин-пертит (до 80%), альбит-олигоклаз (до 15%), кварц (до 2%), эгирин-диопсид (4%), аксессуарные минералы: ортит (до 1,5%), сфен и магнетит, вторичные — эпидот.

Контактовое воздействие интрузий витимканского комплекса на вмещающие породы выражается в ороговикании и в скарнировании. Песчаники кембрия в широкой зоне контакта превращены в ставролитово-кордиеритовые, биотитово-кордиеритовые и антофиллитово-кордиеритовые роговики, а кембрийские известняки — в цоизитово-диопсидовые породы и офикальциты. На контакте с биотитовыми гранитами известняки, кроме того, сильно перекристаллизованы и содержат много лучистых агрегатов тремолита.

Нижняя возрастная граница пород витимканского комплекса определяется на основании их интрузивного контакта с фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего и среднего кембрия (по р. Мамакану и его притокам Правому и Среднему Мамакану). Верхняя граница возраста не может быть определена прямыми наблюдениями, так как в пределах области распространения комплекса отсутствуют более молодые, чем кембрий, осадочные толщи. Однако учитывая, что все данные по истории геологического развития Байкальской горной области указывают на окончание здесь геосинклинального режима между средним и верхним кембрием, есть все основания приурочивать время внедрения интрузий витимканского комплекса именно к этому этапу.

Мамаканский комплекс щелочных пород. Комплекс этот развит в тех же районах, что и витимканский. Он сложен небольшими штоками, иногда дайками субщелочных и щелочных гранитов, а также щелочных сиенитов. Размещение этих интрузий обычно контролируется разломами двух взаимно перпендикулярных направлений. Чаще всего это типичные трещинные интрузии.

Субщелочные граниты являются самыми распространенными представителями мамаканского комплекса. Это крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой порфирированной, иногда криптовой структурой. Минералогический состав их следующий: микроклин-пертит, зональный плагиоклаз (26—32% An), полущелочная роговая обманка с повышенным содержанием железа и калия, эгирин-авгит, кварц и биотит. Из аксессуарных минералов присутствуют сфен, ортит, апатит. Интересна не совсем обычная ассоциация довольно основного плагиоклаза со щелочными темноцветными минералами и большим количеством калиевого полевого шпата (до 68% объема). Граниты сравнительно лейкократовые, но часто содержат шпирсы, в которых содержание амфибола и пироксена достигает 30% объема породы.

С субщелочными гранитами связаны жильные образования: пегматиты, аплиты и лампрофиры (беербахиты). Довольно характерны породы типа святоноситов, акеритов и пуласкинов. Святоноситы состоят из микроклина, альбита (10—12% An), эгирин-диопсида, кварца, граната и апатита. Гранат представлен андрадитом и составляет до 15% породы. Кварцевые сиениты состоят из микроклин-пертита, олигоклаза, амфибола, эгирин-диопсида с небольшим количеством кварца, биотита, сфена и апатита. Некоторые разновидности этих пород близки акеритам. Отдельные небольшие массивы в бассейне р. Мамы целиком сложены акеритами и святоноситами.

К мамаканскому комплексу относятся также интрузии нефелиновых сиенитов, известные в бассейне р.левой Мамы (главным образом на территории Бурятской АССР). Нефелиновые сиениты состоят из микропертита и нефелина (от 10 до 35% объема породы), в подчиненном количестве встречаются альбит или альбит-олигоклаз, эгирин-авгит, биотит и бурая или голубовато-зеленая щелочная роговая обманка. Вторичные минералы: канкринит, эпидот, серицит и хлорит; аксессуарные: апатит, сфен, рудный. Нефелиновые сиениты связаны тесными переходами с акеритами и кварцевыми сиенитами.

Контактовое воздействие пород мамаканской интрузии обычно выражается в ороговикании; вокруг массивов нефелиновых сиенитов (из бассейна р.левой Мамы) в песчаниках кембрия, кроме того, наблюдаются проявления альбитизации и фенитизации.

Щелочные породы мамаканского комплекса прорывают отложения кембрия и, по-видимому, гранитоиды витимканского комплекса. Обращает на себя внимание тесная пространственная ассоциация последних со щелочными породами рассматриваемого комплекса. Возможно, что те и другие представляют собой не два самостоятельных комплекса, а две фазы одного и того же комплекса. Этот вопрос окончательно не выяснен.

Верхняя возрастная граница комплекса так же неопределенна, как и для витимканского комплекса.

Дайковый комплекс диабазов. Этот комплекс развит преимущественно на окраинах Патомского и Северо-Байкальского нагорий.

В составе комплекса наибольшее распространение имеют кварцевые диабазы и габбро-диабазы. Они слагают дайки, а иногда и пластовые залежи, секущие осадочные породы верхнего протерозоя и нижнего кембрия. Мощность даек иногда достигает нескольких десятков метров, а пластовых тел 550—600 м; протяженность их иногда превышает несколько километров. На контакте диабазы часто содержат ксенолиты вмещающих пород.

Кварцевые диабазы и габбро-диабазы обладают офитовой или долеритовой, а иногда и габбро-диабазовой структурой и постоянно содержат микропегматитовые участки. В их составе присутствуют лабрадор, моноклинный пироксен типа пижонита и гиперстен; вторичные минералы — хлорит и амфибол — находятся в небольшом количестве. Значительную часть породы (до 15% объема) составляют микропегматитовые участки, состоящие из полевого шпата (плагиоклаза и отчасти калиевого полевого шпата?) и кварца. Из акцессорных минералов наиболее часто присутствуют титаномагнетит и развивающийся по нему лейкоксен, а также апатит.

Сравнительно редко встречаются габбро-диабазы без микропегматитовых участков, но содержащие некоторое количество (около 6%) бурого биотита.

Верхняя возрастная граница комплекса не может быть определена прямыми наблюдениями. Некоторые исследователи (Домбровский и др., 1940) считали эти диабазы принадлежащими к трапповой формации Сибирской платформы, имеющей, как известно, триасовый возраст. Однако этому противоречат многие факты и, в частности, участие диабазов в складчатости, что особенно хорошо видно в случае пластовых залежей. Кроме того, изучение остаточного намагничивания рассматриваемых диабазов, произведенное А. Г. Комаровым, показало, что по своим магнитным свойствам они резко отличаются от траппов и должны быть значительно древнее их (нижний палеозой?).

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЗОЗОЯ

Алданский комплекс. Проявления мезозойского магматизма платформенного типа известны в северо-восточной части рассматриваемого региона, на восточной окраине Патомского нагорья, в бассейне р. Чары. Они представлены интрузиями сиенит-порфиоров и нефелиновых сиенитов, относящихся к алданскому комплексу. Чаше всего интрузивные тела имеют незначительные размеры и представлены штоками и дайками. Только в верховьях правого притока р. Чары р. Торго, на границе Иркутской области с Якутской АССР и Читинской областью, располагается довольно крупный (200 км²) лакколлит нефелиновых сиени-

тов, слагающий галец Мурун (В. Г. Дитмар, 1949 г.). Так же как и почти все остальные интрузии алданского комплекса, этот лакколит размещается вдоль зоны разрывных нарушений. Слагающие его породы прорывают отложения кембрия: кварцитовидные песчаники жербинской свиты, залегающие на глубоко размытой поверхности архейского фундамента, а также перекрывающие их карбонатные породы тивовской свиты. Породы кембрия приподняты лакколитом и падают периклинально от центра интрузии. По-видимому, основанием лакколита служат архейские гнейсы.

Большинство мелких тел алданского комплекса сложено сиенит-порфирами. Они представляют собой мелкозернистые, розово-серые или серые породы с порфировой структурой. Фенокристы образованы калиевым полевым шпатом, а основная масса состоит из калишпата, плагиоклаза (альбит-олигоклаза) и мелких иголочек зеленого амфибола. В небольшом количестве присутствуют кальцит, сфен и магнетит. Иногда в зоне закалки более крупных тел (или же в случае мелких даек) сиенит-порфиры имеют эффузивный облик (порфиры с микрофельзитовой основной массой).

Нефелиновые сиениты гольца Мурун довольно разнообразны. Структура их крупнозернистая, гипидиоморфнозернистая, трахитоидная, паналлотриоморфнозернистая, текстура массивная или полосчатая. В их составе в разных отношениях присутствуют калиевый полевой шпат, нефелин, эгирин-диопсид, щелочной амфибол и биотит; акцессорные — апатит, ильменит или титаномagnetит.

Наряду с нефелиновыми сиенитами в строении лакколита Мурун иногда принимают участие меланократовые породы, по составу близкие шонкиниту, а также эгириновые сиениты.

К алданскому комплексу, по-видимому, относятся также оливинные лейцититы р. Молво, открытые А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1955 г.). Эти породы слагают небольшую дайку, прорывающую верхнекембрийские платформенные отложения. По внешнему виду это темно-серые порфиновые породы, на контакте очень тонкозернистые. Вкрапленники сложены лейцитом, замещенным анальцитом и ортоклазом, авгитом и изредка биотитом. Основная масса состоит из лейцита, оранжево-бурой слюды, авгита и оливина, замещенного серпентинитом. Вблизи контакта в породе встречается стекловатый базис, обычно сильно хлоритизированный.

Возраст пород рассматриваемого комплекса точно не определен. В бассейне р. Чары они прорывают кембрийские отложения, но их верхняя возрастная граница неизвестна. Аналогичные породы в пределах Алданского щита оказывают активное контактовое воздействие на угленосные юрские отложения.

СИБИРСКИЕ ТРАППЫ

На юге Сибирской платформы в пределах Иркутской области проявился нижнемезозойский, собственно платформенный магматический цикл, достигший наибольшей интенсивности в течение триаса (Лурье и Масайтис, 1958). В этот период образовались широко распространенные породы трапповой формации.

Траппы занимают около 10—15% площади Иркутской области. В северной и северо-западных частях области поля траппов образуют полосу, вытянутую в северо-восточном направлении, на севере сливаю-

щуюся с трапповым полем Тунгусского бассейна. Протяженность этой полосы составляет 1125 км, ширина от 50 до 300 км. Степень сгущенности трапповых тел внутри полосы довольно равномерная (рис. 38). Восточная и юго-западная части области, примыкающие к Байкальскому нагорью, лишены траппов.

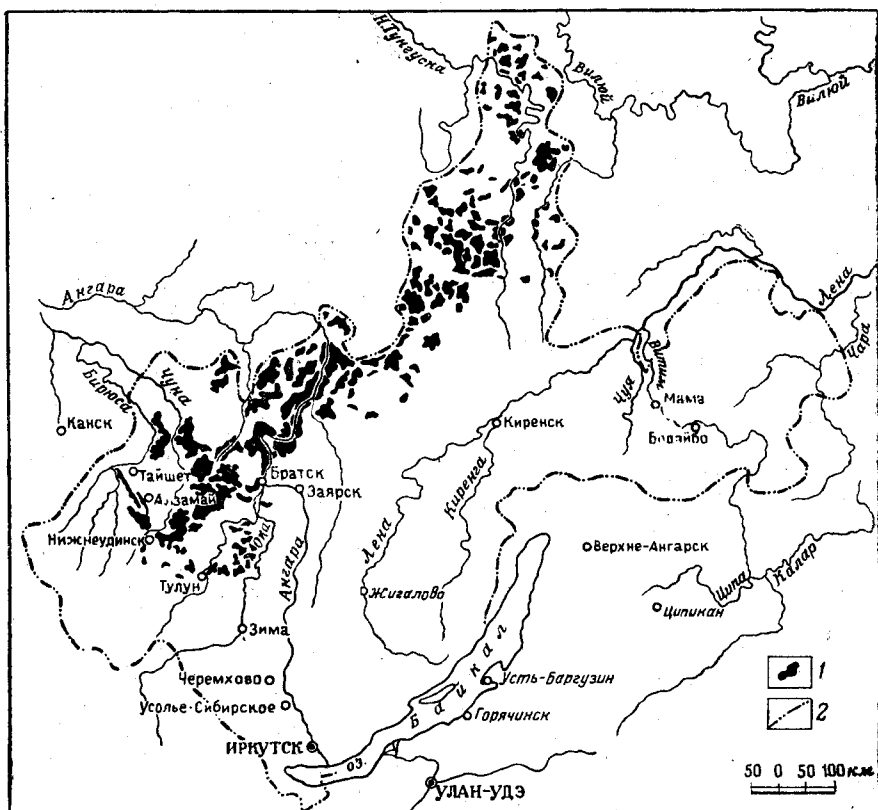


Рис. 38. Схема расположения трапповых тел преимущественно субвулканической фации

1 — трапповые тела; 2 — граница Иркутской области

Среди траппов выделяются две фации: вулканогенная (пирокластовая) и интрузивная (субвулканическая).

Вулканогенная фация имеет ограниченное распространение. Пирокластические породы ее составляющие, распространены в бассейне верхнего течения рек Нижней и Подкаменной Тунгуски и правых притоков Ангары — рек Поливо и Каты. Отдельные изолированные пятна туфогенных пород известны и южнее, например в низовьях р. Илима (В. И. Гоньшакова, 1953 г.). Кроме того, Б. А. Ивановым (1947) отмечено присутствие туфогенных слоев в составе угленосных отложений верхнего карбона окраин Тунгусского бассейна. Вулканогенные образования представлены туфами, туфобрекчиями и туффитами основного состава. Собственно лавы в пределах Иркутской области отсутствуют*.

* Описание туфогенных пород приведено в настоящем томе в разделе «Стратиграфия» (триасовая система). — Прим. ред.

Породы интрузивного комплекса, напротив, имеют широкое распространение. По форме залегания они могут быть подразделены на четыре основных типа: пластовые согласные, пластовые пологосекущие, куполообразные и секущие тела.

Пластовые согласные интрузии характерны для всего траппового поля. Они приурочены к толще осадочных пород ордовика, карбона и перми, а также к контактам палеозойских и раннемезозойских отложений. Мощность их колеблется от 30 до 250 м. Поверхности кровли и подошвы их то ровные, то извилистые. Площади мощных силлов достигают сотен квадратных километров. Такие мощные силлы имеют развитие, например, по р. Кове, на Ангаро-Удинском водоразделе и в других местах. Пластовые согласные интрузивы имеют часто ярусное залегание. Так, по р. Илим у д. Борисово В. И. Гоньшаковой описаны две пластовые залежи траппов, залегающие одна над другой с интервалом в 40 м.

Пластовые пологосекущие интрузивы встречаются не менее часто, чем согласные. Мощности их и площади распространения различны, как и у согласных интрузивов. Примером мощной пологосекущей интрузии может служить Падунский силл, детально изученный в ходе буровых и геофизических работ.

Куполообразные тела траппов и лакколиты распространены не так часто, как пластовые. По имеющимся данным, они чаще встречаются в юго-западной части области. Куполообразные интрузивы описаны в Нижне-Илимском, Братском и Нижнеудинском (разъезд Курят) районах (Одинцов, 1937в).

Секущие интрузии имеют формы даек, крутопадающих жил и кольцевых тел. Встречаются они по всей площади, но неравномерно: северная часть, где вмещающими породами траппов являются вулканогенные образования, богаче секущими телами, чем южная. Мощность даек и жил колеблется от 0,5 до 300 м. Направление простираций их разнообразное, падение чаще субвертикальное. В редких случаях жилы следуют по напластованию вмещающих пород, раздвигая их и образуя раздувы.

Кольцевые тела траппов встречаются преимущественно в бассейне р. Нижней Тунгуски. По поводу происхождения их существуют самые противоречивые мнения. Одними авторами они рассматриваются как остатки вулканических аппаратов (Одинцов, Труфанова, 1948г; Кузнецов, 1953), другими — как кольцевые дайки (Г. И. Кириченко) и, наконец, как отпрепарированные в рельефе волнистые пластовые интрузивы (М. И. Плотникова).

Геологический возраст траппов, распространенных в Иркутской области, определяется следующими фактами. В бассейнах рек Нижней и Подкаменной Тунгуски дайки и интрузивные тела траппов рассекают пирокластические отложения нижнего триаса. В тех же районах, а также в бассейнах рек Оки, Ии и Уды юрские отложения, относимые к верхнему лейасу и догеру, залегают на поверхностях размыва трапповых тел. Это позволяет определить возраст большей части трапповых интрузий как верхнетриасовый. Имеются отдельные указания на прорывание дайками траппов и нижнеюрских отложений на Нижней Тунгуске и на Подкаменной Тунгуске (Труфанова, 1956; Лебедев, 1957), а также в бассейне Вилюя в Якутии и на среднеюрский возраст пирокластов р. Хатанги (Кирюшина, 1959), но этот вопрос еще недостаточно изучен.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ТРАППОВ

При петрографическом описании траппов использована терминология, принятая в большинстве новых опубликованных работ, где основная масса траппов именуется долеритами. Этот термин вполне отражает характер траппов Сибирской платформы, имеющих типичную офитовую структуру и незначительное количество вторичных минералов. Сибирские траппы имеют кайнотипный облик.

Петрографическое описание траппов, наблюдающихся в пределах Иркутской области, можно найти у С. А. Докторовича-Гребницкого (1931), Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и др. (1932), Е. В. Павловского и А. И. Цветкова (1934), В. А. Унксова (1934), Ф. М. Гаврилова (1935), Г. Ф. Крашенинникова (1935), Н. П. Анিকেева (1936), В. С. Соболева (1936), М. М. Одинцова (1937в), В. И. Гоньшаковой (1953).

В основу классификации траппов положен структурный принцип. Нами выделяются следующие разновидности траппов: долериты, порфириты и долериты амигдалоидные.

Долериты слагают большую часть пластовых, куполообразных и секущих тел. Они представляют собой полнокристаллические породы темного, зеленовато-черно-серого цвета. Текстура пород обычно массивная, реже гломерокристаллическая, для которой характерно обособление мелких участков, отличающихся по цвету и по составу — в зависимости от того, какие минералы преобладают — плагиоклаз и пироксен или плагиоклаз, оливин, рудный минерал и хлорит. Структура долеритов офитовая, пойкилоофитовая, толейитовая, пилотакситовая, гигантоофитовая и долеритовая.

Долериты — породы пироксен-плагиоклазовые. В незначительном количестве присутствуют также оливин, рудный, кварц и калиевый полевоы шпат, содержание которых в породе лишь в редких случаях достигает 40% (троктолитовые долериты и долеритовые пегматиты). Среди постмагматических минералов присутствуют роговая обманка, биотит, хлорит, минералы группы иддингсита—боулингита.

Плагиоклаз образует лейсты, реже таблички, имеющие более идиоморфные очертания по сравнению с зернами пироксена. Очень редко наблюдаются пегматоидные прорастания плагиоклаза с пироксеном, указывающие на одновременное выделение этих минералов. Состав плагиоклаза изменяется в больших пределах. В оставшихся интрателлурических выделениях плагиоклаз имеет № 80—95, а в долеритовых пегматитах номер плагиоклаза понижается до 40—45. Особенностью плагиоклаза в долеритах является наличие тройников и четверников с комбинацией альбитового, карлсбадского и альбит-карлсбадского законов двойникования.

Пироксен представлен моноклинной разностью из ряда энстатит—диопсид—геденбергит. Он бесцветен или окрашен в слабые коричневато-розовый или зеленоватый цвета без заметного плеохроизма. Состав пироксена также непостоянен. Содержание магнезиальной молекулы изменяется от 40 до 30%, кальциевой — от 45 до 30%, железистой — от 15 до 40%. Оптические константы пироксена: (+) $2v = 34-52^\circ$, $c : Ng = 25-43^\circ$, $Ng - Np = 0,022-0,025$, $Ng = 1,695-1,725$. Пироксен образует обычно крупные зерна (пойкилокрсты), реже выполняет промежутки между крупными лейстами плагиоклаза. В толейитовых

разностях долеритов и в гранофировых долеритах иногда встречаются идиоморфные разрезы кристаллов пироксена.

Оливин наблюдается в мелких зернах округлой формы или же в крупных (до 1,5 мм) зернах ксеноморфной формы. Мелкие зерна обычно обособляются с плагиоклазом, образуя троктолитовые участки. Состав оливина изменяется в больших пределах: 20—70% Fe_2SiO_4 . Оптические константы: (—) $2v = 65-88^\circ$, $Ng-Np = 0,037-0,48$. Содержание оливина в долеритах составляет 5—10%, в троктолитовых долеритах иногда достигает 40% (В. И. Гоньшакова, 1953 г.). Оливин обычно замещается вторичными минералами из группы иддингсита—боулингита тальком и серпентином. Степень замещенности оливина увеличивается в верхних частях трапповых тел и в эндоконтактных зонах.

Рудный минерал представлен магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом. Он наблюдается в крупных зернах, имеющих сидеронитовый характер, и в мелких игольчатых или изометрических зернах. Содержание рудного минерала по объему составляет 2—6%.

Калиевый полевой шпат и кварц, обычно образующие гранофировые прорастания, наблюдаются почти во всех разностях долеритов, но в очень незначительных количествах, выполняя небольшие интерстиции между лейстами плагиоклаза. В гранофировых долеритах содержание гранофира повышается, появляются отдельно калиевый полевой шпат между плагиоклазом и гранофиром и кварц внутри гранофировых участков.

Роговая обманка в незначительных количествах развивается по моноклинному пироксену. Биотит в виде отдельных листочков образуется около зерен рудного минерала. Иддингсит и боулингит развиваются по оливину, иногда замещая его полностью. Хлорит развивается частично по пироксену, плагиоклазу и в мезостазице. Акцессорный минерал — апатит — встречается в виде тонких игл, располагающихся обычно в мезостазице и частично протыкающих близлежащие кристаллы полевого шпата и пироксена.

По структурным признакам и минералогическому составу среди долеритов необходимо выделить следующие разности:

1) долериты с офитовой и пойкилоофитовой структурами, представляющие собой пироксен-плагиоклазовую породу с незначительным содержанием оливина и рудного минерала;

2) долериты с гломерокристаллической текстурой, для которой характерно обособление, с одной стороны, пироксен-плагиоклазовых участков, имеющих светлый цвет, с другой — оливин-плагиоклазовых, имеющих темный цвет, со значительным скоплением рудного минерала и хлорита;

3) долериты троктолитовые, в составе которых значительное участие принимает оливин (до 40%);

4) долериты толейитовые, характеризующиеся наличием мезостазицы, сложенной полураскристаллизованным стеклом;

5) долериты гранофировые, с гранофировыми прорастаниями кварца и калиевого полевого шпата в мезостазице;

6) долеритовые пегматиты — крупно- и грубозернистые долериты с гигантоофитовой структурой, в составе которых значительное участие принимают постмагматические минералы; размеры кристаллов полевого шпата достигают 2—12 см;

7) долериты хлорофито-палагонитовые, характеризующиеся наличием мезостази́са, в составе которого значительное участие принимают минералы хлорофито-палагонитовой группы;

8) микродолериты, представляющие собой тонкозернистые и афанитовые разности траппов с долеритовой и микродолеритовой структурами. Они наблюдаются в дайковых телах и в краевых частях крупных трапповых тел, где, как правило, имеют незначительную мощность (0,2—1,5 м). Они имеют гломеропорфировую структуру, обусловленную кучным расположением микровкрапленников основного плагиоклаза и оливина, реже моноклинного пироксена. Содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе микровкрапленников составляет 78—88%. Оливин в микровкрапленниках магнезиальный с содержанием фаялитовой молекулы 18—25%. Оливин в значительной степени замещен боулингом. Основная масса микродолеритов слагается мелкими лейстами основного плагиоклаза (№ 60—70), мелкими изометричными зернами моноклинного пироксена, игольчатыми и скелетными образованиями рудного минерала, редкими небольшими участками хлоритизированного стекла.

Порфи́риты представляют собой плотные афанитовые породы темно-серого до черного цвета, иногда с мелкими вкрапленниками полевого шпата и оливина, обычно имеющими кучное расположение. Наибольшее распространение порфи́риты имеют в северных районах Иркутской области, в области развития туфогенной толщи. При выветривании порфи́риты приобретают желтую и бурую окраску. Структура породы микропорфировая, структура основной массы роговиковая, переходящая в микродолеритовую, реже в микроамигдалоидную. Текстура массивная, иногда микротакситовая, обусловленная неравномерной концентрацией мельчайших зерен рудного минерала. Микровкрапленники аналогичны таковым в микродолеритах. Основная масса микрокристаллическая и представлена изометричными зернами пироксена, рудного минерала, мелкими лейсточками и неправильной формы зернами плагиоклаза. Кроме того, в той или иной степени основная масса слагается стеклом, игольчатыми образованиями рудного минерала, мельчайшими неправильной формы миндалинками, выполненными хлоритом, карбонатом, цеолитом, ксеногенными включениями. Среди последних встречаются зерна кварца с венчиками из пироксеновых зерен с каемками цеолита и сегрегациями рудного минерала вокруг последнего, венчики пироксеновых зерен в стекловатой массе, резорбированные зерна кислого плагиоклаза.

Долериты амигдалоидные приурочены преимущественно к секущим телам, слагая их висячие эндоконтактные зоны. Амигдалоидные долериты представляют собой массивную породу, являющуюся или афанитовую, с большим количеством миндалин, выполненных кальцитом и хлоритом. Количество миндалин достигает 5—15% объема породы. Размеры миндалин редко достигают нескольких сантиметров, обычно составляют 1—7 мм; форма изометричная, овальная или шаровая, реже отмечается вытянутая, но с плавными очертаниями. Структура породы амигдалоидная, основной массы—долеритовая и микродолеритовая. В явнотермических разностях появляются офитовая и пойкилофитовая структуры.

По составу выполняющих минералов выделяются миндалины хлоритовые, карбонатные, хлоритово-карбонатные и миндалины, выполненные грязно-бурым стеклом. Основная масса по составу минералов

соответствует микродолериту или долеритам с офитовой и пойкилоофитовой структурами. В том случае, когда основная масса соответствует порфириту, в составе миндалинов большое значение приобретают цеолиты, а форма миндалинов принимает неправильные очертания; периферия миндалинов выполнена сферолитовыми агрегатами зеленого хлорита.

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ТЕЛА ТРАППОВ

На юге Сибирской платформы в пределах Иркутской области известно несколько дифференцированных трапповых тел. Подробно изучены в настоящее время только два. Первое тело (Падунский силл) расположено в долине р. Ангары в районе Падунского сужения, второе — в 100 км на юго-запад от первого, у д. Анзэбь (Маргудольский плутон).

Падунский долеритовый силл находится в Брестском районе между селами Пьяново и Осиновка. Он занимает площадь около 450—500 км² и имеет среднюю мощность 160 м. Долериты залегают среди осадочных пород нижнего ордовика, представленных кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. По отношению к осадочным породам силл занимает пологосекущее положение. Интрузив имеет слоистое строение, которое выражается в закономерном чередовании по вертикали пород с разными структурами, минералогическим и химическим составом. Сводный петрографический разрез, составленный по скважинам колонкового бурения, представлен следующими типами долеритов (сверху):

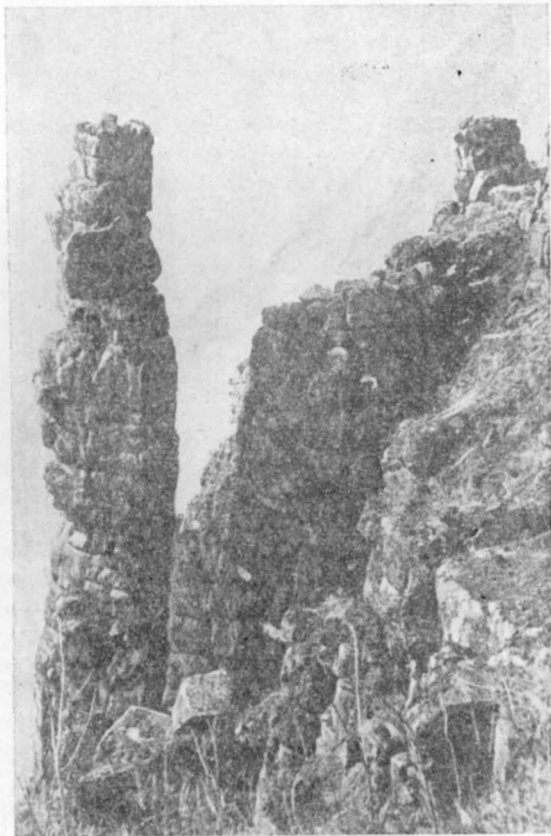


Рис. 39. Падунский долеритовый силл, столбчатая отдельность

	Мощность
1. Долеритовые порфириты	0,4 м
2. Оливиновые долериты	7,0 "
3. Долерит-пегматиты, гранофировые долериты	25,0 "
4. Призматически-зернистые долериты	7,0 "
5. Долерит-пегматиты	20,0 "
6. Призматически-зернистые долериты	3,0 "
7. Оливиновые долериты	80,0 "
8. Долеритовые порфириты	0,2 "

Выделенные типы пород располагаются обособленными зонами, которые занимают строго определенное пространственное положение в теле интрузива. Мощность зон находится в строгом соответствии с мощностью силла. Границы между зонами выражены довольно четко.

В участках уменьшения мощности силла уменьшаются мощности отдельных зон верхней трети интрузива вплоть до исчезновения некоторых из них.

Долеритовые порфириды образуют закаленные кромки на контактах с вмещающими породами. Они имеют тонкозернистое сложение и порфиоровое строение при микродолеритовой или толейитовой структуре основной массы. В минералогическом составе основная роль принадлежит основному плагиоклазу № 65 и магниальному пироксену — энстатит-диопсиду ($Ng' = 1,702$; $Fs = 8\%$; $Wo = 37\%$; $En = 55\%$) и реже авгиту ($Ng' = 1,706$; $Fs = 18\%$). Фенокристаллы представлены лабрадор-битовнитом № 65—70 и оливином. Химический состав пород близок к составу закаленных траппов Тунгусского бассейна (Лебедев, 1955).

Оливиновые долериты образуют два слоя, разделенных между собой зонами долерит-пегматитов и призматически-зернистых долеритов.

Среди оливиновых долеритов выделяются две структурные разновидности: таксито-офитовые и офито-коккитовые долериты. Последние образуют по нескольку перемежающихся между собой зон. Для оливиновых долеритов характерны мелко- или среднезернистое сложение, пятнистая структура и следующий минералогический состав: андезит-лабрадор (№ 50—55), авгит ($Ng' = 1,710—1,718$; $Fs = 13—22\%$; $Wo = 35—42\%$; $En = 39—45\%$), пижонит-авгит ($Ng' = 1,722$; $Fs = 30\%$; $Wo = 35\%$; $En = 35\%$), феррогортонит ($Ng' = 1,83$; $Ng' - Ng' = 0,040$; $Fa = 76\%$) и в таксито-офитовых разностях — фаялит ($Ng' = 1,85$; $Fa = 90\%$). Особенности оливиновых долеритов являются высокое содержание оливинов (до 20%), присутствие моноклинного пироксена — авгита совместно с пижонит-авгитом и соответственно повышенное содержание в химическом составе породы окиси магния (до 9,2% против 4,0—4,5% в долеритовых порфиридах).



Рис. 40. Падунский долеритовый силл, параллелепипедальная отдельность

Долерит-пегматиты образуют сравнительно выдержанные зоны, состоящие из линзо-, шпиро- и жилородных выделений. Породы имеют крупнозернистое сложение и призматически-зернистую и пегматоидную структуры. Главными минералами, слагающими долерит-пегматиты, являются средний андезин (№ 38—40), пижонит-авгит ($N_{g'} = 1,722—1,744$; $Fs = 28—45\%$; $Wo = 25—35\%$; $En = 30—37\%$) и микропегматит. Оливин встречается очень редко и относится к фаялиту. Из второстепенных минералов постоянно присутствуют актинолит, биотит и бурая роговая обманка. Химический состав долерит-пегматитов по сравнению с описанными выше типами пород отличается сравнительно высоким содержанием кремнекислоты (49—52% против 45—48,5%), низким содержанием окиси магния (1,5—3,5% против 4,5—9%), высоким содержанием железа (до 20% против 12,5—14% в остальных разностях) и окиси титана (до 5% против 1,5—2%).

Призматически-зернистые долериты во многом похожи на долерит-пегматиты. Отличаются от них мелкозернистым сложением, незначительным содержанием микропегматита и соответственно пониженным содержанием кремнекислоты и щелочей.

Маргудольский плутон находится в 100 км от Падунского силла на юго-западе, у д. Анзэбь.

На дневной поверхности обнажается куполовидное трапповое тело, залегающее среди осадочных пород братской свиты. Площадь плутона равна 5,7 км², видимая мощность 300 м. Верхняя часть обнажения сложена гранофиловыми долеритами и гранофирами, а нижняя — долеритами.

Гранофиры имеют порфировую, криптовую, микропегматитовую и пилотакситовую структуры и существенно кварцево-полевошпатовый состав. На долю моноклинного пироксена, амфибола и биотита приходится не более 8—10%. Кварц и калиевый полевой шпат на 85% присутствуют в форме микропегматита. Известковый полевой шпат представлен андезином № 37—40, моноклинный пироксен — авгит-пижонитом и пижонитом. Плаггиоклаз и моноклинный пироксен выполняют роль фенокристаллов, разбросанных в гранофировой и микропегматитовой основной массе. Химический состав гранофировых пород сходен с монзонитами, но полностью не отвечает им, так как имеет ненормально низкое содержание окиси магния (0,8—1,5%) и высокое содержание окиси железа (7,9—10%). От долеритовых порфиритов породы отличаются высоким содержанием кремнекислоты (54—57%), окиси калия (до 3,5%) и низким содержанием окиси магния и кальция (4,5—5%). Мощность гранофировых пород колеблется от 1 до 7 м. В нижней части обнажения они постепенно переходят в долерит-пегматиты через гранофировые долериты.

Нижняя, наиболее мощная часть разреза плутона аналогична разрезу Падунского силла как по пространственному положению долеритов, так и по их химическому и минералогическому составу.

КОНТАКТОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Контактовое воздействие трапповой магмы на вмещающие породы большей частью незначительное, и только в редких случаях (за пределами рассматриваемой территории) отмечаются широкие зоны контактово-метаморфизованных пород. Характер происходящих при этом изменений зависит от состава вмещающих пород. Для серии пород

песчано-глинистого состава термальное воздействие трапповой магмы сказывается большей частью в изменении окраски и плотности породы на некоторое расстояние от контакта (изменение окраски отмечается в приконтактной полосе шириной до нескольких десятков метров, изменение плотности — в полосе до нескольких метров). При этом происходит частичная перекристаллизация глинистого вещества с образованием хлоритов и слюд. На самом контакте с траппами иногда наблюдается частичное плавление цемента песчаников.

Для серии известково-глинистых пород контактивное воздействие трапповой магмы сказывается в перекристаллизации известковой части породы в кристаллически-зернистые агрегаты, а глинистая составная часть испытывает те же изменения, что и в песчано-глинистых породах. Очень редко наблюдаются новообразования граната, пироксена, волластонита и других минералов, характерных для экзоконтактных зон интрузивов основного состава.

Туфогенные породы на контактах с траппами превращаются в роговиковые породы, афанитовый облик которых внешне напоминает афанитовые микродолериты эндоконтактных зон трапповых тел. Туф обычно сохраняет реликты обломочного строения; очень редко степень метаморфизма такова, что туфы теряют обломочное строение и превращаются в порфириты с роговиковой структурой, отличить которые от изверженных пород не всегда представляется возможным.

Мощность контактно-измененных пород зависит от мощности трапповых тел и типа траппов. При большей мощности трапповых тел и при наличии траппов, обогащенных летучими компонентами (долериты хлорофейтс-палагонитовые и амигдалоидные), при прочих равных условиях контактные изменения во вмещающих породах проявляются интенсивнее, а мощность контактно-измененных пород больше.

Контакты трапповых интрузий с вмещающими их осадочными породами нижнего палеозоя или угленосными отложениями карбона и перми обычно четкие, сглаженные. В очень редких случаях при активном воздействии летучих трапповой магмы вместо четкого верхнего контакта трапповых тел наблюдается зона гибридных пород контактно-метасоматического происхождения (некоторые породы верхней части Маргудольского плутона). В некоторых случаях при контактировании траппов с туфогейными породами отмечаются в кровле эруптивные брекчии.

В пределах железорудных месторождений широко развиты скарны и скарнированные горные породы. На Красноярском месторождении скарны, образовавшиеся главным образом по туфогенным породам, в меньшем количестве по осадочным и траппам, сосредоточены в центральной части трубки. Они состоят из граната, кальцита, хлорита и серпентина. В скарнах, развитых по осадочным породам, в значительном количестве присутствует диопсид.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАППОВ

Данные химических анализов трапповых пород юга Сибирской платформы позволяют установить вариационную линию, отображающую все разнообразие пород этой формации. Вариационная линия построена по средним составам траппов, полученным путем группировки анализов по числовой характеристике, наиболее резко меняющейся по всей совокупности векторов, то есть по величине b . При подсчете средних составов учтены химические анализы траппов, получен-

ные Б. М. Владимировым и другими, а также анализы, опубликованные в работах Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и др. (1932), В. А. Унксова (1934), Г. Ф. Крашенинникова (1935), Н. П. Аникеева (1936), В. С. Соболева (1936), В. И. Гоньшаковой (1953 г.). Для сопоставления химического состава пород трапповой формации в табл. 13 приведены данные по лавам трахибазальтовой формации Прибайкалья, японских и камчатских вулканов.

Таблица 13

Сопоставление петрохимических характеристик некоторых основных формаций

№ анализа	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	Q	Количество анализов	Тип лав
Траппы юга Сибирской платформы											
1	7,6	8,7	22,7	61,0	47	31	22	72	-1,9	19	
2	6,6	7,0	27,9	58,5	45	34	21	80	-3,2	45	
3	5,7	6,6	31,3	56,4	42	37	21	80	-5,2	36	
4	5,3	4,5	35,7	54,5	40	39	21	85	-6,1	5	
Лавы трахибазальтовой формации Прибайкалья (по И. В. Белову, 1958)											
5	14,0	8,6	18,0	59,3	51	37	12	69	-17,9	27	Эссекситовый трахибазальт
6	9,1	5,9	26,2	58,8	42	44	14	70	-6,5	88	Трахибазальт
7	8,3	5,2	32,3	54,2	38	44	18	70	-13,4	57	Кринанитовый базанитоид
8	7,2	2,1	45,5	46,2	32	44	24	73	-24,1	9	Лимбургитовый базанитоид
Лавы японских вулканов (по А. Н. Заварицкому, 1950)											
9	8,3	2,0	5,4	84,3	41	1	a=58	79			Риолит
10	9,1	6,7	8,2	76,0	66	34	0	72			Дацит
11	8,4	8,0	12,7	70,9	56	38	6	75			Андезит
12	5,9	9,9	21,4	62,8	49	38	13	85			Андезито-базальт
13	4,8	10,9	26,4	57,9	44	37	19	88			Базальт
Лавы камчатских вулканов (по А. Н. Заварицкому, 1955)											
14	14,0	2,1	4,4	79,5	60	18	a=22	57	+28,9	7	Риолит
15	11,3	5,9	7,7	75,1	61	34	5	80	+21,7	9	Дацит
16	11,1	6,3	10,9	71,7	49	44	7	79	+14,9	15	Андезит
17	9,6	7,2	13,5	69,7	47	43	10	80	+13,0	21	Андезит
18	8,9	7,6	17,2	65,3	43	40	17	84	+6,2	28	Андезито-базальт
19	7,1	9,5	23,3	60,1	36	49	13	80	-3,5	20	Базальт

На вариационной диаграмме (рис. 41) дано сопоставление химических особенностей естественных ассоциаций базальтовых лав из разных геоструктурных областей Азии: 1) траппов юга Сибирской платформы (вариационная линия 1), 2) лав трахибазальтовой формации

Прибайкалья (вариационная линия II), 3) лав японских вулканов (вариационная линия III) и 4) лав камчатских вулканов (вариационная линия IV).

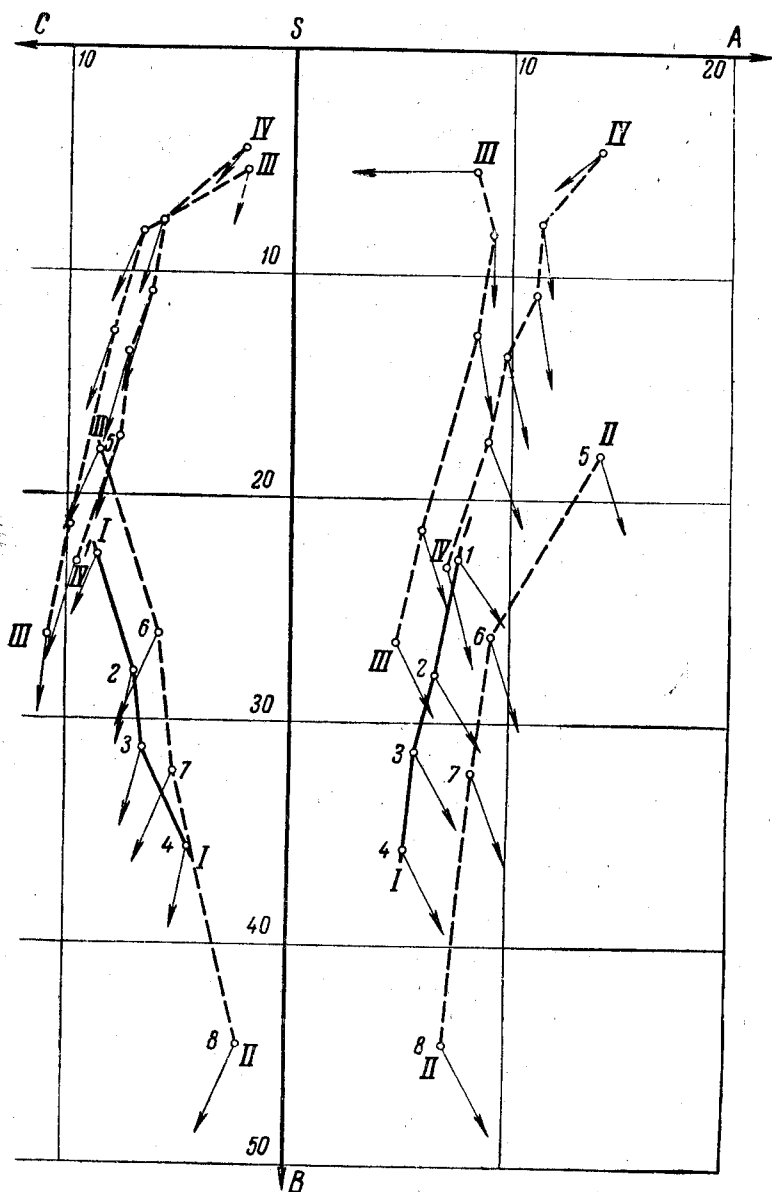


Рис. 41. Вариационная диаграмма некоторых основных формаций Востока СССР и Японии

I — траппы юга Сибирской платформы; II — трахизабазальты Прибайкалья;
III — лавы японских вулканов; IV — лавы камчатских вулканов

На диаграмме четко выступают особенности отдельных серий пород основной магмы, распространенных на Востоке СССР. Траппы юга Сибирской платформы образуют серию, не сопоставимую с лавами

трахибазальтовой формации Прибайкалья и лавами северной ветви островных дуг, и кривая их (I) лежит на продолжении известково-щелочной андезито-базальтовой серии лав камчатских вулканов, отличаясь от последних более высоким параметром b и бедностью состава щелочами; отсюда малая величина a даже в наиболее лейкократовых членах трапповой формации юга Сибирской платформы. От трахибазальтовой формации Прибайкалья траппы юга Сибирской платформы отличаются меньшим содержанием щелочей и большим — полевошпатовой извести, в силу чего вариационная кривая их лежит на плоскостях ASB и CSB левее вариационной кривой трахибазальтовой формации.

Таким образом, трапповой формации юга Сибирской платформы на основании фактического материала можно противопоставить как по геологическим условиям образования и ходу дифференциации основных магм, так и по их составу недосыщенную SiO_2 трахибазальтовую формацию Прибайкалья и андезито-базальтовые формации японских и камчатских вулканов, что в общей форме было ранее высказано В. С. Соболевым (1936).

На юге Сибирской платформы с трапповой магмой генетически связаны главным образом железорудные месторождения так называемого ангаро-илимского типа. Структуры этих месторождений весьма оригинальны: они представлены одиночными или групповыми трубками взрыва, залегающими среди осадочных пород платформенного чехла и внутри сложенными туфобрекчиями, породами типа скарнов и железными рудами. Формы и размеры трубообразных тел различны (от $0,6 \times 1,8$ до $0,6 \times 2,5$ км). В разрезе они представляют собой воронки с различной крутизной стенок, быстро увеличивающейся до вертикальной на глубине 400—500 м. При этом сечение трубок резко уменьшается, приобретая щелевидную форму и переходя в один или несколько подводных каналов.

В некоторых дифференцированных телах траппов намечается концентрация титана в виде ильменита и титаномагнетита. Сульфидная минерализация, значительно выраженная в более северных районах платформы, очень слабо проявлена в пределах Иркутской области. Отмечается лишь появление мелких кристаллов сульфидов, преимущественно в контактовых зонах некоторых интрузий, например по р. Ейке (А. П. Труфанова, 1956 г.), в Маргудольском плутоне (Ю. Т. Телега и др., 1958 г.). На севере, где существенно проявлена гидротермальная деятельность траппов, с ними связаны жильные проявления кальцита с исландским шпатом, барита, стронцианита, сидерита.

ОБЩАЯ СХЕМА ВУЛКАНИЗМА ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

На территории Иркутской области магматические комплексы пород представлены очень широко и разнообразно, особенно в горных сооружениях Восточного Саяна и Байкало-Патомского нагорья, а также на юге Сибирской платформы.

Они изучены еще далеко не достаточно; специальные петрографические исследования начаты в самое последнее время. В отдельных работах, освещающих геологию тех или иных районов, содержатся иногда петрографические описания развитых в их пределах магмати-

ческих комплексов пород, на основании которых можно пока схематично представить главнейшие черты вулканизма описываемой территории.

В современной геологической структуре юга Восточной Сибири отражены тектонические формы, возникшие в результате непрерывного сложного развития данного участка земной коры — от раннеархейского этапа до неотектонических движений неогенового и четвертичного периода. Сопряженное с тектоникой формирование магматических комплексов пород происходит параллельно с развитием геологических структур.

В табл. 14 и 15 приводится возрастное расчленение магматических комплексов, распространенных на территории северо-восточной и юго-западной частей Саяно-Байкальской горной области.

Таблица 14

Возрастное расчленение магматических комплексов в северо-восточной части Саяно-Байкальской горной области

Возраст магматических комплексов	Магматические комплексы пород (Байкало-Патомское нагорье и Западное Прибайкалье, по Л. И. Салопу, 1958)
Кайнозой*	Трахибазальтовый комплекс (оливиновые базальты, трахибазальты-оливиновые лейцититы, авгитовые порфириты и др.)
Мезозой	Алданский комплекс (сиениг-порфиры, нефелиновые сиениты, шонкиниты и др.)
Нижний палеозой	Бирамынский интрузивный комплекс основных пород Качойский комплекс порфиров и кварцевых диоритов Мамаканский комплекс субщелочных гранитоидов и щелочных сиенитов
Верхний протерозой	Комплекс кислых эффузивов Комплекс малых интрузий метадиабазов Ирельский и тельмамский комплексы гранитоидов Комплекс диабазов
Нижний протерозой	Внутренний пояс байкалид Спилиново-кератофировый комплекс Нижнеангарский (муйский) офиолитовый комплекс Муйский и приморский гранитоидные комплексы Внешний пояс байкалид Каларский комплекс габброидов Мамско-оронский и чуйско-кодарский комплексы гранитоидов
Архей	Комплекс основных эффузивов Эренхейский комплекс габброидов Ольхонский комплекс гнейсо-гранитов

* Кайнозойский трахибазальтовый комплекс выделен И. В. Беловым. — *Прим. ред.*

Таблица 15

**Возрастное расчленение магматических комплексов в юго-западной части
Саяно-Байкальской горной области**

Возраст	Магматические комплексы пород (Восточный Саян и Юго-Западное Прибайкалье, по И. В. Белову, 1958)
Кайнозой	Трахибазальтовый комплекс (оливиновые базальты, трахибазальты, авгитовые порфиры, камптониты и др.)
Мезозой	Сиенитовый комплекс (сиенит-порфиры, граносиениты, нефелиновые сиениты, гранит-порфиры и другие субщелочные породы)
Нижний и средний палеозой	Спилито-кератофировый комплекс Гипербазитовый комплекс Гранитоидный комплекс Комплекс основных эффузивов
Протерозой	Комплекс основных эффузивов и интрузивов Комплекс гранитоидов Основные и ультраосновные породы
Архей	Комплекс основных пород Комплекс аляскитов и трондjemитов

АРХЕЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Наиболее ранними проявлениями вулканизма в архее, вероятно, были излияния основных лав. По-видимому, многие амфиболиты и амфиболовые гнейсы, входящие в состав таланчанской толщи, залегающей в основании разреза архея Прибайкалья, следует рассматривать как глубоко метаморфизованные основные эффузивные породы. На это указывают пластовый характер залегания амфиболитов и некоторые особенности их структуры, минералогического и химического состава.

Основные породы архейского возраста в виде штоков, даек и пластовых залежей встречаются среди гнейсов архея или в виде ксенолитов среди архейских гнейсо-гранитов.

Выделить вулканические фазы среди архейских магматических комплексов пород пока еще нельзя. Однако с уверенностью устанавливается, что наиболее крупные плутоны, сложенные гнейсо-гранитами, прорывают ортоамфиболиты и толщу архейских гнейсов, образуя более или менее самостоятельные массивы, тогда как ортоамфиболиты и ортогнейсы встречаются чаще всего в виде небольших обособленных тел среди метаморфических комплексов архея. Вероятно, к более древним фазам вулканизма архея принадлежат не только основные, но и кислые интрузии, претерпевшие интенсивный метаморфизм — превращенные в гнейсы и прорванные массивами аляскитовых и лейкократовых порфировидных гранитов.

Эрозия вскрыла в горных сооружениях Прибайкалья и Восточного Саяна горизонты земной коры, на уровне которых происходило становление кислых магматических масс.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Наиболее сложна и во многом противоречива история формирования магматических комплексов протерозоя в северо-восточной части Саяно-Байкальской горной области (Байкало-Патомское нагорье и Прибайкалье). В Восточном Саяне протерозойские комплексы магматических пород почти совершенно не изучены.

Л. И. Салоп (1958) во внешнем поясе байкалид к нижнему протерозою относит каларский комплекс габброидов, а во внутреннем поясе — спилито-кератофировый комплекс пород. Во внутреннем поясе байкалид среди геосинклинальных толщ нижнего протерозоя значительным распространением пользуются эффузивные породы спилитово-кератофировой формации.

Для всех рассматриваемых горных пород характерно интенсивное развитие процессов вторичной альбитизации, что является одним из признаков эффузивов спилитово-кератофировой формации.

Интрузии нижнеангарского офиолитового комплекса нижнепротерозойского возраста развиты в пределах зоны глубинных разломов, располагающихся вблизи границы внутреннего геосинклинального пояса с внешним. Вопрос о возрасте габбро-перидотитового комплекса пород Прибайкалья и р. Мамы пока остается неясным, и некоторые авторы (И. В. Белов, В. А. Дворкин-Самарский) этот никеленосный комплекс пород относят к каледонидам.

Форма массивов преимущественно удлинено-линзовидная или неправильная. Контакты с вмещающими породами крутые и секущие, иногда тектонические.

Основные и ультраосновные породы протерозойского возраста развиты в пределах западной части Восточного Саяна между реками Туманшетом и Бирюсой. Возраст этих пород (по И. А. Кобеляцкому) устанавливается в средней части Восточного Саяна находкой их гальки в базальных конгломератах нижнего кембрия и тем, что они прорваны слюдоносными гранитами, а сами лежат среди протерозойских метаморфических комплексов пород.

Среди гранитоидных магматических пород нижнего протерозоя Л. И. Салоп (1958) выделяет во внешнем поясе байкалид мамско-оронский и чуйско-кодарский комплексы гранитоидов и во внутреннем поясе муйский и приморский комплексы гранитоидов.

Граниты мамско-оронского комплекса секутся гранитами чуйско-кодарского комплекса и вместе с последними находятся в составе обломочного материала верхнепротерозойских конгломератов (Салоп, 1958).

Чуйско-кодарский комплекс гранитоидов широко развит в хребтах Кодар и Удокан. Ряд массивов известен в бассейне рек Жуи и Большой Чуи. Тела гранитоидов имеют резкие и секущие контакты с вмещающими породами. На гранитоидах данного комплекса залегают базальные конгломераты верхнего протерозоя (по р. Нижней Язовой в бассейне р. Витима и по р. Большой Чуе), в которых часты гальки и валуны гранитоидов чуйско-кодарского комплекса.

Муйский комплекс гранитоидов представлен плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Контактное воздействие гранитоидов муйского комплекса на вмещающие породы выражается в перекристаллизации пород и появлении в них биотита, граната, кордиерита, актинолита и роговой обманки.

Приморский комплекс гранитов сложен преимущественно катаклазированными лейкократовыми гранитами, широко распространенными в Западном Прибайкалье в Приморском хребте.

На побережье оз. Байкал в северной части Лиственичного массива обнажаются своеобразные интрузивные породы, выделенные Д. С. Коржинским (19376) в котовский комплекс гранитоидов. Массивы их сложены крупнозернистыми биотитово-роговообманковыми гранодиоритами и кварцевыми монцонитами, биотитовыми и биотитово-роговообманковыми гранитами, сиенитами и кварцевыми диоритами.

По мнению Д. С. Коржинского, рассматриваемая интрузия относится к типу образований небольшой глубины, в отличие от глубинных архейского и саяно-станового комплексов.

Котовские гранитоиды прорывают архейские гнейсы и мраморы, но в то же время на них трансгрессивно налегают доломиты голоустенской свиты верхнего протерозоя. Скорее всего, они относятся к нижнему протерозою.

В Восточном Саяне к протерозойским образованиям кислой магмы относятся слюдоносные граниты и гранодиориты, которые образуют большое количество массивов. Возраст слюдоносных саянских гранитов определяется тем, что они прорывают архейские и протерозойские метаморфические комплексы пород, но не метаморфизуют прилегающих к ним отложений нижнего кембрия (И. А. Кобеляцкий и Л. П. Серов, 1939—1940 гг.; П. В. Дубин, 1956 г.); в средней части Восточного Саяна устанавливается налегание на них базальных конгломератов нижнего кембрия. Сланцы и гнейсы архея и протерозоя в контакте со слюдоносными гранитами превращены в мигматиты и инъекционные гнейсы.

Не лишены интереса результаты определения абсолютного возраста пегматоидных фаций пород Патомского нагорья и Восточного Саяна аргоновым методом, полученные в Лаборатории докембрия АН СССР Е. К. Герлингом. Результаты приводятся в табл. 16 по данным И. В. Белова (1958).

Таблица 16

Абсолютный возраст пород и минералов из слюдоносных районов Патомского нагорья и Восточного Саяна

Наименование минералов и пород	Местонахождение	Возраст (миллионы лет)
Патомское нагорье		
Микроклин из турмалинового гранита	р. Мама	253
Гнейсо-гранит	Там же	203
Аплит	р. Конкудеракан	222
Биотитовый гранит	Там же	228
Аплит	р. Большие Угли	211
Микроклин	р. Мама, рудник Колотовка	265
Микроклин	Там же	256
Мусковит	р. Брамья	303
Биотит	Там же	236
Мусковит	Там же	292
Мусковит	р. Мама, месторождение Северное	333
Гнейсо-гранит	р. Гилиндра	244
Восточный Саян		
Мусковит	р. Бирюса, рудник Нерой	488
Биотит	Там же	478

Из данных, приведенных в табл. 16, наиболее надежными следует считать возрастные значения, полученные на слюдах. Эти данные для Патомского нагорья $303 \cdot 10^6$ и $336 \cdot 10^6$, для Восточного Саяна $488 \cdot 10^6$ и $478 \cdot 10^6$.

Ранее Е. В. Павловский (1948а) отмечал, что обилие пегматитов, тесно связанных с массивами известково-щелочных гранитов, по В. В. Домбровскому (1940), представляет собой одну из характерных особенностей каледонского интрузивного цикла. Зона массовой инъекции пегматитов (от 35 до 50—60% насыщения площади пегматитовым веществом, по Игнатовой, 1957 г.) прослеживается от верховьев р. Большого Патома на юго-запад к р. Витиму и далее в том же направлении через реки Маму, Чую и Чаю. С этой зоной связаны знаменитые месторождения слюды на р. Маме. Возможно, что слудоносные пегматиты западного побережья оз. Байкал являются крайними членами этой мощной зоны пегматитовой инъекции, прослеживаемой внутри почти всей складчатой зоны байкальских каледонид (Павловский, 1948а).

Противоречие приведенных данных с оценкой геологического возраста Л. И. Салопом и другими геологами нельзя объяснить потерей аргона слюдами или другими ошибками метода.

Гранодиоритовые и диоритовые оторочки вокруг гранитных интрузий протерозойского возраста свидетельствуют, с одной стороны, об ассимиляции гранитной магмой более основных пород, с другой — гранодиоритовые и диоритовые зоны кислых интрузий являются зонами «закалки», а гранитные породы внутренних частей этих тел представляют собой продукты кристаллизационной дифференциации более основных магм.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Нижнепалеозойские магматические комплексы в пределах северо-восточной части Саяно-Байкальской горной области имеют, по данным Л. И. Салопа, небольшое распространение. В их составе выделяется несколько разновозрастных магматических формаций: бирамынский комплекс габброидов, качойский комплекс гранит-порфиров и кварцевых диоритов и мамаканский комплекс гранитоидов.

Нижнепалеозойские основные интрузии известны только в районах, где развиты осадочные отложения кембрия; в других же районах эти интрузии не выделяются и обычно геологами присоединяются к докембрийским образованиям.

Возраст пород качойского комплекса устанавливается на основании прорывания ими фаунистически охарактеризованных отложений среднего кембрия; с другой стороны, на них оказывают активное воздействие граниты мамаканского комплекса.

Тесная ассоциация субщелочных (щелочно-известковых) гранитов, кварцевых сиенитов, акеритов, святоноситов и нефелиновых сиенитов, наблюдаемая нередко в одних и тех же массивах, затем близость их минералогического состава с метастабильными минеральными образованиями (анортотлаз и др.) и взаимные переходы позволяют предположить, что все эти породы представляют собой единый генетический ряд и по возрасту могут быть мезозойскими, т. е. относятся уже к алданскому комплексу магматических образований (Салоп, 1958).

В Восточном Саяне к нижне- и среднепалеозойским магматическим комплексам относятся спилиты и кератофиры, гипербазиты, гранитоиды и сопутствующие им породы, а также основные эффузивы.

В конце нижнего кембрия вулканическая деятельность была развита на большом пространстве к югу от Сибирской платформы (начиная от центральной части Тувы на западе до бассейна р. Джиды на востоке и верховьев рек Уды и Оки на севере). В результате эксплозий была сформирована мощная толща туфов и лав второй свиты нижнего кембрия.

В восточной части Восточного Саяна гипербазиты прорывают известняки среднего кембрия, а сами прорываются телами гранитоидной формации посткембрийского возраста. Большая часть интрузий гипербазитов в Восточном Саяне расположена вне пределов Иркутской области, на территории Монгольской Народной Республики, Бурятской АССР и Тувинской АССР. Исключение составляет Хайламинский плутон в бассейне р. Уды и отдельные мелкие тела ультраосновных пород, обнаруженные в последние годы в западной части Восточного Саяна. Остаются невыясненными геологический возраст этих образований и их связь с ультраосновным поясом Восточного Саяна.

Посткембрийский комплекс гранитоидов и сопутствующих им пород протягивается непрерывной зоной вдоль оси Тункинских белков и хр. Мунку-Сардык на протяжении более 110 км. В северо-западной части Восточного Саяна граниты и гранодиориты образуют несколько небольших массивов в верховьях рек Гутара, Бирюсы и Ии.

Основные интрузивные и эффузивные горные породы, относимые к палеозою, встречаются во многих местах Восточного Саяна. Возрастное их положение не всегда точно устанавливается. Покровы эффузивов этого комплекса залегают на размытой поверхности докембрийских комплексов пород, а в верховьях р. Ии смяты в складки порфириты перекрывают массивы граносиенитов и сиенитов, которые напоминают породы, относимые С. В. Обручевым и М. Л. Лурье к последней фазе каледонского вулканического цикла. Возрастные соотношения основных интрузивных пород определяются тем, что они прорывают осадочные свиты от архея и до кембрия включительно и в то же время, по данным Н. А. Флоренсова и В. С. Соболева, сами прорываются массивами щелочных сиенитов. Ксенолиты габброидных пород и диабазовых порфиритов иногда встречаются в больших количествах в краевых зонах сиенитов и нефелиновых сиенитов Боготола.

В туфовулканогенной, вероятно девонской, толще наибольшее распространение имеют порфириты и их туфы и редко встречаются альби-тофиры.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Мезозойский, собственно платформенный этап магматизма, начало которого относится к верхнему палеозою, проявился наиболее интенсивно в нижнем мезозое. В этот период образовались широко распространенные породы трапповой (толейитовой) формации, ультраосновные и щелочные породы с карбонатитами и брекчиями ультраосновного состава, расположенные на стыке Иркутско-Канской мезозойской впадины и сводового поднятия Восточного Саяна* и в пределах восточной окраины Сибирской платформы (оливиновые лейцититы р. Молбо; Ар-

* Большинство исследователей предполагает более древний возраст щелочно-ультраосновных пород, карбонатитов и слюдяных кимберлитов Присаянья. — *Прим. ред.*

сеньев, Нечаева, 1955). С магматическими породами этого этапа генетически связано наибольшее количество месторождений полезных ископаемых различного генезиса в пределах юга Сибирской платформы.

В настоящее время для юга Сибирской платформы, молодых горных сооружений, обрамляющих ее, и впадин, сопутствующих им, можно попытаться выделить следующие магматические формации: трапповую (толейтовую) формацию (пирокластическая, покровная и субвулканическая фации пород), формацию щелочных, основных и ультраосновных пород с карбонатитами и слюдяными кимберлитами, формацию субщелочных гранитоидов и сиенитов и формацию известково-щелочных (оливиновых) базальтов (пирокластическая, покровная и субвулканическая фации пород).

Трапповая формация. Траппы (долериты) занимают около 10—15% площади Иркутской области и приурочены исключительно к северной и северо-западной ее частям, образуя полосу, вытянутую в северо-восточном направлении.

Среди траппов выделяются две фации: туфоловая (покровная и пирокластическая фации) и интрузивная (субвулканическая фация).

Покровная и пирокластическая фации имеют крайне ограниченное распространение. Отмечено всего три-четыре района, где зафиксированы эти образования. Среди них нужно отметить туфы, развитые в нижнем течении р. Илима (В. И. Гоньшакова, 1953), в бассейнах рек Малой Еремы и Тетеи. Туфы представлены породами исключительно основного состава. Собственно лавовая (покровная) фация пород в пределах Иркутской области отсутствует. Имеющиеся указания некоторых авторов на этот счет (Г. Х. Файнштейн) весьма спорны.

Породы субвулканической фации, напротив, имеют широкое распространение, образуя пластовые согласные, пластовые пологосекущие, куполообразные и секущие тела.

Формация щелочных основных и ультраосновных пород. В поясе сочленения южной окраины Сибирской платформы и сводового поднятия — Восточного Саяна — в последние годы обнаружены плутоны центрального типа, сложенные щелочными основными и ультраосновными породами с карбонатитами и слюдяными кимберлитами. Они еще недостаточно изучены в петрографическом отношении, не определен с достаточной достоверностью и их геологический возраст.

Формация субщелочных гранитоидов и сиенитов. Породы этой формации, или алданского комплекса, по Л. И. Салопу (1958), платформенного типа известны на восточной окраине Патомского нагорья, в бассейне р. Чары. Здесь они представлены интрузиями сиенит-порфиоров и нефелиновых сиенитов.

Большинство мелких тел так называемого алданского комплекса сложено сиенит-порфирами. Кроме нефелиновых сиенитов, известны меланократовые породы, по составу близкие к шонкинитам, а также эгириновые сиениты. Некоторые авторы (Белов, 1958) в Восточном Саяне к мезо-кайнозойскому магматическому циклу относят комплекс пород субщелочных гранитоидов, граносиенитов и нефелиновых сиенитов, а также комплекс дайковых основных образований, сравнивая их геолого-структурное положение с известными молодыми породами Селенгинской Даурии и Алданского кристаллического массива.

Формация оливиновых базальтов. В Прибайкалье к этой молодой (кайнозойской) формации относятся авгититы с биотитом с Ушканьего острова, описанные А. С. Ескиным, гарцбургиты со скаполитом, мончи-

киты (Белов, 1959), камптониты, трахидолериты, плагиоклазовые долериты и оливиновые базальты, распространенные в виде некков, дайковых тел и покровов в юго-западной части Прибайкалья (Слюдянский район). Покровы оливиновых базальтов широко распространены в Восточном Саяне как на водоразделах, так и в долинах рек (реки Ока, Ия и Уда). В пределах западной части Восточного Саяна четвертичные вулканы описаны С. В. Обручевым и М. Л. Лурье (1954).

К этому комплексу относятся также оливиновые лейцититы р. Молобо, описанные А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1955). Эти породы слагают небольшую дайку, которая прорывает верхнекембрийские платформенные отложения.

Как видно из краткого обзора магматических комплексов пород юга Восточной Сибири, на Сибирской платформе и в складчатых сооружениях, окружающих ее, с архея и до мезо-кайнозоя включительно имелись значительные проявления магматической деятельности.

Зарождение известково-щелочных палингенных магм, видимо, происходило на различных уровнях земной коры, вплоть до перидотитового слоя, что и привело к образованию кислых, средних, основных и ультраосновных магматических формаций, развитых в пределах юга Сибирской платформы и ее горного обрамления. Имели место ассимиляция магмами вмещающих пород коры и развитие метасоматических процессов в верхних горизонтах ее. Последним, видимо, можно объяснить большое разнообразие генетических типов пород, наблюдаемое в магматических формациях Восточной Сибири.

ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОГО САЯНА

Восточный Саян представляет собой крупное горное сооружение, протягивающееся на расстоянии около 800 км от южной оконечности оз. Байкал на северо-запад почти до г. Красноярска. В пределах Иркутской области Восточный Саян на северо-востоке граничит с палеозойскими и мезозойскими полями Иркутского амфитеатра, на северо-западе — с девонской Рыбинской впадиной, на западе он переходит в каледонские сооружения Тувы и Западного Саяна.

Тектоническое строение Восточного Саяна на описываемой территории очень сложно, что при недостаточной геологической изученности не позволяет однозначно решить некоторые вопросы его структуры. Так, сложным и в значительной мере дискуссионным является вопрос о границе Сибирской платформы и Саянской каледонской складчатой области. Некоторые исследователи (Т. Н. Спизарский, А. И. Сулоев и др.) границей Сибирской платформы считают разломы, приуроченные к контакту платформенного палеозоя и докембрия. Другие геологи вслед за Н. С. Шатским (1932) считают значительную часть Восточного Саяна окраиной каледонской платформы, в пределах которой обнажен докембрийский фундамент. Точка зрения Шатского, высказанная им еще в 1932 г., в последнее время приобретает все больше сторонников среди сибирских геологов (М. М. Одинцов, Н. А. Флоренсов и др.) и подтверждается значительным количеством новых фактических данных, среди которых следует отметить находки отложений нижнего кембрия платформенного типа в тектонических блоках, расположенных в поле развития докембрийских пород, обнаружение стратиграфических контактов мотской свиты и архея в бассейнах рек Урика и Большой Белой, обоснование палеозойского возраста платформенных отложений карагасской и оселочной свит на Удино-Бирюсинском междуречье.

Вместе с тем для юго-западной части Восточного Саяна существует значительное количество бесспорных данных, свидетельствующих о геосинклинальном режиме, существовавшем в этом районе в течение нижнего палеозоя. К ним относятся наличие фаций кислых и смешанных эффузивов, сложного комплекса интрузий гранитов и гранитоидов, геосинклинальный и субгеосинклинальный тип осадков кембрия и, возможно, ордовика, глубокая тектоническая переработка палеозойских образований*.

Наиболее четко граница древней платформы и каледонской складчатой зоны контролируется Главным Саянским разломом, протягивающимся от южной оконечности оз. Байкал на северо-запад через реки

* Основные поля развития геосинклинальных образований палеозоя расположены на территории Тувы и Бурятской АССР, за пределами описываемого района.

Китой-Кин, Урик, Урда-Оку в верховья р. Малого Тагула. Ограничение платформы этим разломом доказывается следующими фактами:

1. Все палеозойские образования геосинклинального типа расположены только к юго-западу от Главного Саянского разлома, в то время как к северо-востоку от него встречаются нижнепалеозойские отложения лишь платформенного типа.

2. Главный разлом ограничивает также с северо-востока все известные массивы палеозойских гранитов и гранитоидов. К северо-востоку от него в бассейнах рек Зимы и Жидоя известны аппараты центрального типа, выполненные карбонатитами и породами ультраосновного щелочного комплекса (ийолиты, уртиты и т. д.). Подобные породы, как известно, в основном развиты на окраинных частях платформ, равно как и кимберлиты, которые обнаружены на Зиминско-Ийском междуречье (Б. М. Владимиров, В. Н. Знамеровский и др.).

3. Главный Саянский разлом заложен в докембрийское время и в силу глубинного характера испытывал неоднократные обновления. Многочисленные данные, которые уместно будет привести ниже, свидетельствуют о его подвижности и в нижнепалеозойское время.

4. Этот же разлом ограничивает крупные структуры нижнего палеозоя разного простирания (субширотного на юго-западе от разлома и северо-западного к северо-западу от него).

В Восточном Саяне выделяются две основные тектонические единицы: окраинная часть Сибирской платформы и Саянская каледонская складчатая область.

Особенности литологического состава протерозойских и нижнепалеозойских отложений, их тектоники и характера вулканизма позволяют выделить в структуре Восточного Саяна (В. Д. Мац, Д. В. Титов, П. И. Шамес) внутри этих основных структурных элементов четыре структурно-фациальные зоны: Присаянскую, Бирюсинскую, Дербинско-Удинскую и Иркутско-Казахскую (рис. 42).

Основаниями для выделения зон послужили следующие соображения:

1. Разрезы древних толщ различных зон отличаются литологическим составом и мощностями. Так, если нижний протерозой Присаянской зоны (камчадальская свита и свита Соснового Байца) характеризуется преимущественно терригенными литофациями (парагнейсы и сланцы) с незначительной примесью карбонатных пород (магнетиты, доломиты, реже известняки), то в Бирюсинской зоне роль карбонатных пород несколько увеличивается (бирюсинская свита) и, наконец, в Дербинско-Удинской зоне карбонатные породы резко преобладают в нижнепротерозойском разрезе (дербинская свита). Средний протерозой Присаянской зоны отличается значительным развитием эффузивно-терригенных пород (сублукская свита), практически отсутствующих среди карбонатно-сланцевого среднепротерозойского комплекса Дербинско-Удинской зоны (инжигейская и гутарская толщи). Обратные соотношения вулканических и нормально осадочных пород можно наблюдать в разрезе верхнего протерозоя: преобладание эффузивов в Дербинско-Удинской зоне (кувайская свита) и почти полное их отсутствие в Присаянской зоне. Еще большие отличия в составе отмечаются в нижнекембрийских отложениях различных зон. В Присаянской зоне к этому времени относятся карагасская, оселочная и мотская свиты, характеризующиеся преимущественным развитием терригенных фаций (песчаники, конгломераты, аргиллиты и алевролиты). Одноз-

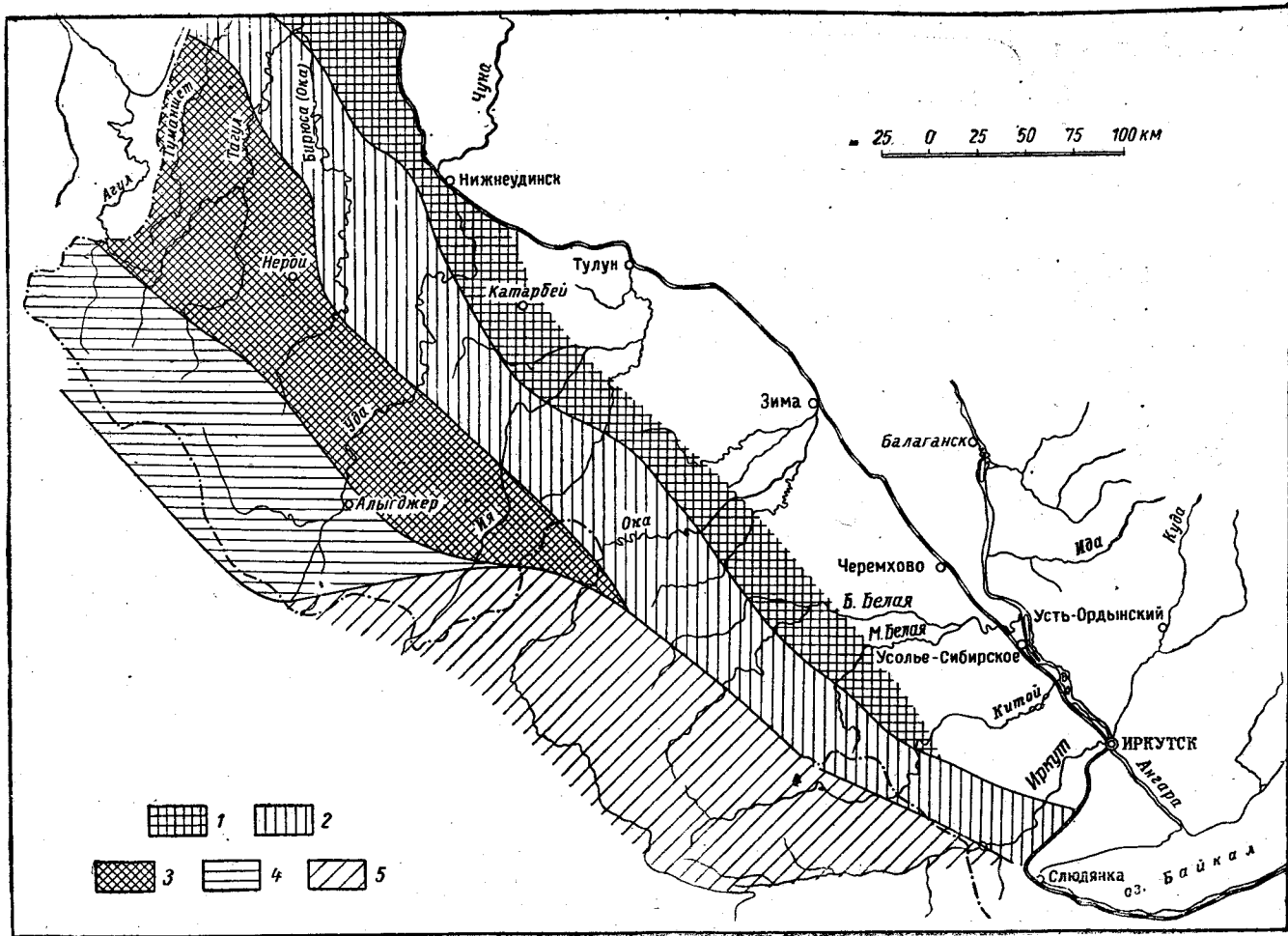


Рис. 42. Схема распределения структурно-фациальных зон Восточного Саяна

1 — Внутреннее поле Иркутского амфитеатра; 2 — Присаинская зона; 3 — Бирюсинская зона; 4 — Удинско-Дербинская зона; 5 — Иркутско-Каахемская зона

растный разрез Иркутно-Каахемской зоны (сархойская, боксонская и мангатгольская свиты) отличается широким развитием эффузивных пород и преобладанием карбонатных фаций. Отличаются и мощности осадочных толщ различных зон. Так, например, мощность нижнего протерозоя в Присаянской зоне измеряется 3500—4000 м, в Бирюсинской — 6000—7000 м, в Дербинско-Удинской до 10 000 м.

2. Каждая из выделенных зон характеризуется определенным комплексом магматических пород. Для Присаянской характерно широкое развитие гранитоидов китойского ($A-Pt_1$), онотского (Pt_1) и саянского (Pt_3) комплексов. В Бирюсинской зоне наряду с гранитами саянского комплекса широкое развитие имеют щелочные гранитоиды условно девонского возраста (огнитский комплекс). Иркутно-Каахемской зоне свойственны гранитоиды таннуольского комплекса, прорывающие нижнепалеозойские отложения. Отличия между зонами выявляются также и в распространении разновозрастных пород основного и ультраосновного состава.

3. Каждая из выделенных зон отличается определенным характером структур и их простираем. Так, если протерозойские образования Присаянской зоны смяты в систему крупных, сложно построенных складок, то структура отложений того же возраста Дербинско-Удинской зоны представляет единую крупную линейную антиклиналь (Удинский антиклинорий). Простираем структур протерозоя Иркутно-Каахемской зоны субширотное, в отличие от генерального северо-северо-западного простираем в Присаянской зоне и северо-западного в Дербинско-Удинской.

4. Границы между структурно-фациальными зонами проходят по линиям разломов, которые на основании их значительной протяженности (до 600 км) и неоднократного обновления, приуроченности к ним базитового и гипербазитового вулканизма могут быть отнесены к категории глубинных. К указанным разломам могут быть отнесены Главный Саянский и оперяющие его Кизи-Хемский и Бирюсинский разломы.

Геологическая история и структура каждой из выделенных зон отличается своей спецификой, в связи с чем дальнейшее описание дается по зонам*.

Присаянская структурно-фациальная зона

Северо-западная граница зоны проходит по Бирюсинскому и Главному Саянскому разломам. На северо-востоке эта зона сочленяется с внутренним полем Иркутского амфитеатра, и граница в основном проходит вдоль линии надвигов и сбросов, прерывающихся в отдельных местах (Урикско-Бельский водораздел, бассейн р. Иркуты) участками ненарушенного залегания пород (отложения нижнего кембрия перекрывают архейские образования).

В структуре Присаянской зоны четко выделяется пять структурных ярусов: архейский, нижнепротерозойский, среднепротерозойский, верхнепротерозойский и нижнекембрийский. Выделение указанных ярусов основано на структурных особенностях каждого из них, а также на угловых несогласиях между ними.

* Иркутно-Каахемская зона расположена за пределами Иркутской области и потому из дальнейшего рассмотрения исключается.

Для архейского структурного яруса, представленного сильно метаморфизованными гнейсами и мраморами, характерны крупные линейные складки, в значительной степени переработанные более поздними тектоническими процессами. Поле развития архейских пород густо насыщено массивами протерозойских гранитоидов и аляскитовых гранито-гнейсов архейского возраста. Последние в большинстве случаев залегают в ядрах антиклинальных складок, в общем плане распределяясь согласно структуре архейского поля. Синорогенность аляскитовых гранито-гнейсов, по-видимому, связана с их образованием в процессе ультраметаморфизма. Архейские породы выходят на поверхность в юго-восточной части зоны и перекрыты отложениями всех трех подгрупп протерозоя и мотской свитой нижнего кембрия.

Нишнепротерозойский структурный ярус отделен от архейского несогласием, установленным на основании следующих данных: 1) в бассейне р. Малой Ирети отмечается субмеридиональное ($340\text{--}350^\circ$) простираение нижнепротерозойских пород свиты Соснового Байца на контакте с гнейсами и мраморами китойской свиты архея, имеющими северо-западное ($290\text{--}300^\circ$) простираение; 2) камчадалская свита, залегающая в основании нижнего протерозоя в бассейне р. Онота, контактирует с различными частями разреза архея: ерминской и зогинской свитами; 3) перерыв на границе архея и нижнего протерозоя доказываемся тем, что в 1959 г. А. Ф. Ташиловым и В. И. Маньковским в бассейне р. Архута обнаружены базальные конгломераты в основании нижнего протерозоя (архутская свита), содержащие гальку различных горизонтов архея.

Нишнепротерозойские образования в пределах Присяянской зоны распределяются по окраинам архейского массива, названного Н. С. Шатским Шарыжалгайским выступом, облекая его с северо-востока и юго-запада. Породы нижнего протерозоя смяты в систему мелких складок северо-западного простираения, как правило, запрокинутых в сторону платформы.

Выделение среднепротерозойского структурного яруса подтверждается несогласным наложением среднепротерозойских отложений на архейские породы по р. Урику, в районе устья р. Черной. Здесь, по данным И. М. Русанова, на гнейсах шарыжалгайского комплекса, обладающих почти вертикальным падением, со следами размыва залегают кварциты амфиболитово-сланцевой (большереченской) свиты среднего протерозоя, падающие под углом $25\text{--}35^\circ$ на юго-запад. Среднепротерозойские отложения смяты в систему крупных складок шириной до 15 км, осложненных более мелкими линейными: пликативными дислокациями. Характерна изоклиальная складчатость, особенно интенсивная вблизи архейского массива.

Анализ фаций и мощностей среднепротерозойских пород, развитых в Присяянской зоне, позволяет сделать некоторые выводы об этом этапе развития (см. рис. 15). В юго-восточной части зоны, в бассейне рек Малой Ирети и Иркуты, среднепротерозойские породы представлены эффузивно-туфогенными образованиями, среди которых преобладают кислые фации. В верхней части разреза встречаются и терригенные, преимущественно грубообломочные отложения. Мощность их достигает 2500 м. Совершенно иной характер разреза в бассейне р. Оки. Здесь мощная (до 7 км) среднепротерозойская толща сложена существенно глинистыми отложениями с примесью карбонатных пород, и лишь в низах разреза развиты песчаные литофации. В направлении на

северо-запад наблюдаются постепенное уменьшение мощности осадков до 2,5 км и смена сравнительно глубоководных глинистых пород песчаными разностями, к которым на Зиминско-Ийском междуречье постепенно добавляются эффузивы, развитые особенно широко в бассейне р. Ии. На основании приведенных данных в среднепротерозойском бассейне в пределах Присаянской зоны можно выделить два участка, имевших тенденцию к воздыманию (Ирейское и Ийско-Тагульское поднятия), между которыми располагался Бельско-Зиминский прогиб.

Верхнепротерозойский структурный ярус выделяется по несогласному залеганию ермосохинской свиты, начинающей разрез верхнего протерозоя базальными конгломератами, на различные горизонты большеереченской и далдарминской свит среднего протерозоя (западный склон хр. Ермосхин). Отчетливое угловое несогласие отмечено также в подошве олхинской свиты верхнего протерозоя, лежащей в районе с. Олхи на размытой поверхности шарыжалгайского комплекса. Верхнепротерозойские породы смяты в более простые, как правило, симметричные складки, осложненные лишь вблизи зон разломов. На отдельных участках (Олхинско-Иркутский водораздел) породы верхнего протерозоя моноклиналино наклонены под очень небольшим углом (8—15°) в сторону внутреннего поля Иркутского амфитеатра.

Анализируя формации в пределах зоны, можно заметить, что верхнепротерозойский этап развития геосинклинали, так же как и среднепротерозойский, характеризуется наличием ряда поднятий и прогибов (см. рис. 14). Наиболее четко по резко сокращенной мощности (до 0,5 км) и смене фаций фиксируется Олхинское поднятие. Судя по выпадению из разреза этого участка голоуспенской свиты и залеганию верхнепротерозойских пород (олхинская свита) непосредственно на гнейсах архея, можно говорить о том, что этот район в начале верхнепротерозойского времени пережил континентальный режим. К северо-западу от Олхинского поднятия увеличение мощности до 4500 м и широкое развитие глинисто-карбонатных пород фиксирует огромный Урикский прогиб, сменяющийся в бассейне р. Оки еще одним (Окинским) поднятием. Существование этого поднятия подтверждается развитием грубообломочного материала в разрезе верхнего протерозоя (песчаники окинской свиты) и уменьшением мощности до 2 км. На склонах поднятия в начальные этапы верхнего протерозоя накапливались конгломераты ермосохинской свиты. Далее по направлению на северо-запад появление карбонатно-глинистых фаций и увеличение мощности подтверждают существование еще одного — Ийского — прогиба.

При сравнении расположения верхнепротерозойских поднятий и опусканий со среднепротерозойскими видно, что в верхнем протерозое происходила некоторая инверсия, выразившаяся в смене Бельско-Зиминского прогиба Окинским поднятием и перемещение максимальных поднятий к юго-востоку. Характерно, что на участках наибольшей инверсии (Зиминско-Бельское междуречье) особенно четко выражено несогласие между средним и верхним протерозоем. К этому же участку приурочены мощные базальные конгломераты в основании верхнего протерозоя.

В современной структуре зоны Ийский прогиб наиболее отчетливо фиксируется сменой простираний аршанской свиты и изолиний магнитной и гамма-активности в северо-восточном направлении. Остальные границы прогибов как верхнепротерозойских, так и среднепротерозойских совпадают с разломами северо-восточного и меридионального про-

стираний, аномальных для Восточного Саяна. Такие разломы прослежены в бассейне р. Онота (граница Урикского прогиба и Онотского поднятия), в бассейне р. Белой, Зимы (северо-западная граница Окинского поднятия) и в других местах.

Нижнекембрийский структурный ярус сложен карагасской и оселочной свитами, возраст которых в настоящее время считается нижнекембрийским. Отчетливое угловое несогласие в подошве пачки базальных конгломератов карагасской свиты неоднократно описывалось по р. Ие, у пос. Аршан (Н. С. Бобин, К. И. Хазанович, Д. В. Титов и др.), по р. Большой Бирюсе, близ ур. Перелаз (Н. В. Суханова, П. И. Шамес и др.), по р. Мангаражу и в ряде других пунктов.

С юго-востока поле развития карагасской свиты ограничено р. Ией, при этом контуры распространения этой свиты совпадают с юго-восточной границей Ийского верхнепротерозойского прогиба. Выпадение карагасской, а затем и оселочной свит из разреза более юго-восточных частей зоны объясняется поднятием в начале нижнего кембрия.

На участке поднятия (в междуречье Олхи и Ии) в ряде пунктов породы мотской свиты с резким несогласием залегают на гнейсах архея. Поле пород карагасской и оселочной свит, расположенное в северо-западной части зоны, отличается развитием широких брахискладок, протягивающихся на расстояние 20—30 км.

В Присаянской структурно-фациальной зоне наблюдается три наиболее крупные структуры: Передовой антиклинорий, Урикско-Ийский грабен и Удино-Туманшетское брахиструктурное поле (рис. 43).

Передовой антиклинорий. * Под этим названием выделяется клиновидный блок архейских пород шириной 20—30 км, вытянутый в северо-западном направлении от южной оконечности оз. Байкал примерно до р. Оки.

Передовой антиклинорий представляет собой поднятый и обнаженный край докембрийского фундамента Сибирской платформы. Ядро антиклинория, ограниченное разломами, сложено интенсивно дислоцированными архейскими образованиями; крылья структуры сохранены лишь на отдельных участках. С приплатформенной стороны, в бассейне р. Онота, К. М. Наделяевым, С. П. Плешановым и другими геологами описаны нижнепротерозойские образования камчадальской свиты и свиты Соснового Байца, примыкающие вдоль линии разлома к архейскому полю. Статистическая обработка замеров элементов залегания этих пород указывает на то, что они наклонены преимущественно на северо-запад, на основании чего Онотское поле нижнепротерозойских отложений можно считать крылом антиклинория. В бассейне р. Зимы на этом же крыле структуры нижнепротерозойские образования, представленные теми же породами, объединены А. Н. Колесниковым и З. М. Анисимовой в андотскую свиту.

В бассейне р. Малой Ирги и по р. Иркуту (в междуречье Куйтун—Шаманка) И. М. Ширококовым, В. И. Рожковским и другими исследователями обнаружены блоки среднепротерозойских эффузивно-терригенных пород сублукской свиты, лежащие также на крыле антиклинория. В бассейне р. Олхи среднепротерозойские породы сменяются выходами олхинской свиты верхнего протерозоя. Таким образом, на

* Н. А. Флоренсов, М. М. Одинцов, П. М. Хренов (1958) называют эту структуру краевой антеклизой, включая в нее Урикско-Ийский грабен. Н. С. Шатским (1932) структура именовалась Шарыжалгайским выступом.

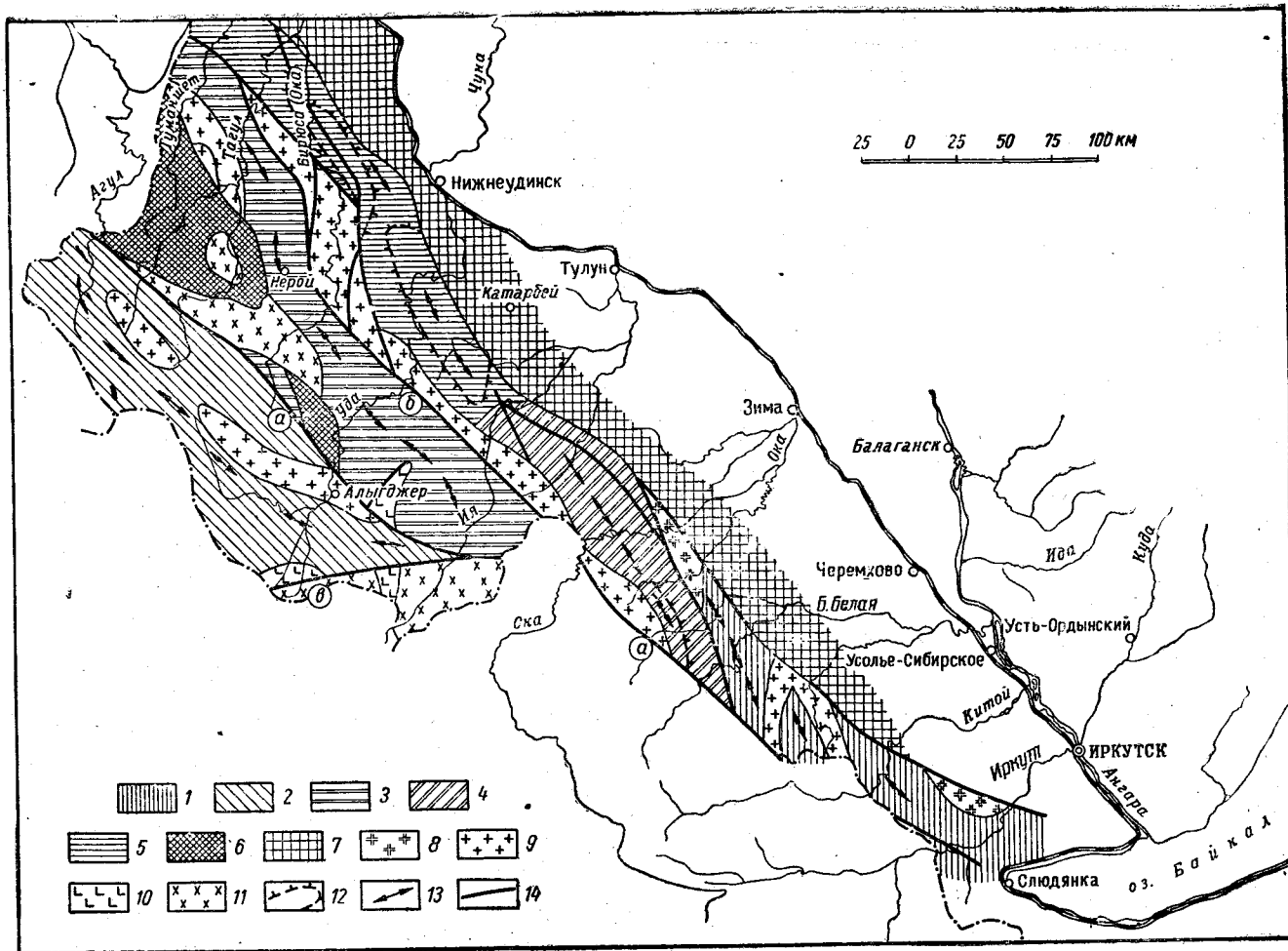


Рис. 43. Схема структурного районирования Восточного Саяна

1 — Передовой антиклинорий; 2 — Удьянский антиклинорий; 3 — Бирюсинский горст; 4 — Ийско-Урицкий грабен; 5 — Удино-Туманшетское поле брахиструктур; 6 — Нерхинско-Агульская впадина; 7 — внутреннее поле Сибирской платформы. Основные поля распространения: 8 — архейских гранитов; 9 — протерозойских гранитоидов; 10 — протерозойских основных и ультраосновных пород; 11 — палеозойских гранитоидов; 12 — антиклинальные складки второго порядка; 13 — основные простирающие структуры; 14 — основные разломы, в том числе: а — Главный Саянский, б — Бирюсинский, в — Кизи-Хемский

северо-восточном крыле структуры отмечается последовательная смена пород всех трех подгрупп протерозоя.

Юго-западное крыло антиклинория в пределах Иркутской области обнажено лишь на водоразделе рек Китоя и Китой-Кина, где оно также представлено нижнепротерозойскими породами, близкими по составу образованиям, залегающим на крыле, обращенном к платформе.

Внутренняя структура Передового антиклинория отличается чрезвычайной сложностью, усугубленной дизъюнктивной тектоникой и интенсивным метаморфизмом. Наиболее хорошо структура антиклинория изучена на Онотско-Окинском водоразделе, где она характеризуется линейной складчатостью северо-западного простиранья. Очень отчетливо линейные складки выражены на водоразделе рек Большой Ермы и Урика. В районе горы Золотой фиксируется сложная по конфигурации антиклинальная складка длиной 20 км и шириной до 5 км, обрамленная с юго-запада и северо-востока узкими синклиналями. Структура ее несколько асимметрична: крыло, обращенное в сторону платформы, более крутое (до 70°). В верховьях р. Бортины Первой (правый приток р. Большой Ермы) намечается виргация оси антиклинали с образованием структурного ответвления, расположенного под углом 10—15° к направлению оси основной структуры. Судя по замерам элементов гнейсовидности в периклиналях, складка отличается довольно крутыми погружениями шарниров (до 30—40°).

Вторая крупная линейная антиклинальная складка расположена в бассейнах рек Большого Нарына, Малого Нарына и Елохоя. Юго-западное крыло складки большей частью срезано массивами архейских аляскитовых гранитов, северо-восточное крыло имеет падение от 10 до 80°. Наиболее полого северо-западная часть крыла, плавно переходящая в периклинальное замыкание. В центральной части антиклинали отмечается незначительный поворот оси; в основном по всей структуре сохраняется общее северо-западное простиранье. По направлению на юго-восток, в бассейне р. Онота, описанная антиклиналь переходит в широкое поле, сложенное нижними горизонтами шарыжалгайской серии архея. В строении этого участка также удастся отметить отдельные линейные структуры, более мелкие, нежели описанные выше. В отличие от остальной части антиклинория простиранья здесь меняются от северо-западного (основного) до меридионального, благодаря чему создается впечатление поперечных складок. Иногда по р. Нарыну встречаются складки, запрокинутые на юго-запад.

В бассейне р. Китоя ядро антиклинория сложено гнейсами шарыжалгайской серии, а также гнейсами и мраморами слюдянской серии, которые встречены в двух крупных синклиналях. Одна из них, выявленная И. М. Широковым, расположена на водоразделе рек Халамхи и Китой-Кина. По его данным, синклиналь имеет ширину 7,5 км и крылья ее срезаны разломами. В районе р. Малой Бултахи отмечается центриклинальное замыкание структуры. В бассейне р. Малой Черемшанки Е. А. Стрелюком и О. Н. Амировым описана другая синклиналь близкой конфигурации.

Вблизи зоны разломов, отделяющих архейское ядро от отложений палеозоя и протерозоя, внутреннее строение Передового антиклинория очень усложняется. Здесь отмечаются причудливые завороты простиранья, нередко связанные с «задиrom» пластов у дизъюнктивных зон.

Строение приплатформенного крыла Передового антиклинория, сложенного породами протерозоя, изучено крайне слабо. По данным

К. М. Наделяева, для нижнепротерозойского поля пород р. Онота характерна сложная система линейных складок северо-западного простирания, осложненная многочисленными разломами. Для этого участка, как и вообще для крыльев антиклинория, характерна запрокинутость складок в сторону платформы. Складки Онотского поля имеют некоторое азимутальное несогласие ($10-15^\circ$) по сравнению с простиранием оси антиклинория. По-видимому, это связано со сдвигом нижнепротерозойских пород вдоль линии разлома, секущего структуру примерно под таким же углом.

Внутренняя структура Мало-Иретского и Иркутного блоков, сложенных среднепротерозойскими породами, остается во многом неясной. Данные И. М. Широбокова и В. И. Рожковского позволяют судить о том, что среднепротерозойские образования, наклоненные на северо-восток от ядра антиклинория, осложнены мелкими складками.

Время заложения структуры Передового антиклинория должно быть отнесено к архею, во всяком случае, к концу архея. Для структуры нижнего и среднего протерозоя, слагающих его крылья, при последующем складкообразовании архейское поле, вероятно, служило жестким упором, о чем косвенно свидетельствует запрокинутость складок на крыльях в обе стороны от архейского ядра.

О существовании пологого поднятия уже в нижнепротерозойское время свидетельствует выпадение нижних частей разреза отложений нижнего протерозоя (толща гнейсов и камчадальская свита) в сводовой части структуры, а также уменьшение мощности пород верхней части нижнего протерозоя (свита Соснового Байца) в ядре.

Практически горизонтальное залегание олхинской свиты в районе с. Олхи является доказательством того, что в верхнепротерозойское время формирование антиклинория было в основном завершено.

В эпоху каледонской складчатости Передовой антиклинорий был уже жестким сооружением. В это время и, по-видимому, в мезозое произошли значительные обновления ранее заложённых глубинных разломов с возникновением новых, их оперяющих.

Ийско-Урикский грабен. К северо-западу от р. Урика на расстоянии 200 км от р. Ии протягивается полоса верхне-среднепротерозойских пород, слагающих грабен шириной 20—30 км, ограниченный с северо-востока и юго-запада разломами, которые в бассейне р. Урика сочленяются при помощи сложной системы оперяющих дизъюнктивов. Эти разломы ограничивают грабен с юга. На левобережье р. Ии протерозойские отложения перекрыты с резким угловым несогласием конгломератами карагасской свиты.

Строение грабена отличается значительной сложностью. Одной из основных внутренних структур является Большезимовнинская антиклиналь, слагающая водораздел рек Ермы и Тагны Черной. В плане складка имеет эллипсовидные очертания; длина антиклинали 50 км, ширина приблизительно 8—10 км. Ядро ее сложено кварцево-биотитовыми, гранатовыми и андалузитовыми сланцами большереченской свиты (средний протерозой), прорванными вдоль осевой линии крупными массивами гранитоидов саянского комплекса. На крыльях антиклинали обнажены филлитовидные сланцы вышележащей далдарминской свиты; юго-западное крыло срезано разломом.

Падение сохранившегося северо-восточного крыла очень изменчиво — от 30 до $60-70^\circ$. Крутые падения приурочены к зонам разломов и, по-видимому, с ними связаны. В районе р. Хусан-Желги (левый

приток р. Большой Белой) и в устье рек Большой и Малой Зимовой крыло запрокинуто под углом $60-70^\circ$. Простираение оси антиклинали испытывает плавные изменения от северо-западного ($320-330^\circ$) в бассейне р. Большой Белой до субмеридионального в районе р. Большой Зимовой.

Большезимовнинская антиклиналь сильно осложнена складчатостью более высоких порядков, причем структура ядра отличается от структуры крыла. Для ядра антиклинали характерны симметричные крутые линейные складки выдержанного простираения, осложненные гофрировкой и флексурообразными пережимами, для крыла — веерообразно расходящиеся крутые складки всевозможных форм, от простых симметричных до лежащих и запрокинутых. Амплитуда таких складок доходит до 1 км. По мере удаления от осевой поверхности складчатость постепенно становится изоклиальной с запрокинутостью слоев на северо-восток.

К востоку от антиклинали расположена Ерминская синклиналь субмеридионального простираения, прослеживающаяся от р. Урика до р. Большой Белой. Сложена она верхнепротерозойскими сланцево-карбонатными породами урикской свиты и представляет собой симметричную широкую (до 15 км) складку с круто падающими ($60-70^\circ$) крыльями. На водоразделе рек Ермы и Зеген-Гола устанавливается центриклинальное замыкание складки.

В бассейне р. Оки строение грабена еще не ясно и является предметом дискуссии. По мнению П. В. Дубина, комплекс протерозойских пород, развитых по р. Оке, моноклинально погружен к юго-западу. С. П. Плешанов предполагал моноклинальное падение этих пород на северо-восток и считал, что они осложнены мелкой изоклиальной складчатостью. Как показали исследования последних лет, протерозойские отложения р. Оки собраны в систему крупных синклиналей и антиклиналей, крылья которых осложнены изоклиальными складками различной амплитуды. Наиболее крупные антиклинальные складки закартированы в междуречье Медвежий — Сергеевский. Подобный характер складчатости сохраняется до р. Ии.

В 1954 г. А. Л. Додин и А. И. Сулоев высказали мысль о том, что грабен представляет собой крупную синклиналь (грабен-синклиналь, по Додину). Этот вывод был основан на неправильном сопоставлении большереченской и окинской (ингашинской) свит и оказался ошибочным.

Пликативные структуры Урикско-Ийского грабена осложнены многочисленными разломами. Крупный разлом проходит от р. Тагны Белой до р. Ии, отделяя среднепротерозойские образования от верхнепротерозойских. В отдельных пунктах (гора Грифельная на р. Оке, Окинско-Зиминский водораздел) по линии разлома иногда наблюдаются конгломератовидные породы, которым некоторые исследователи, в частности С. П. Плешанов, склонны придавать стратиграфическое значение. По нашему мнению, происхождение этих пород связано с повторными подвижками масс по разлому, при этом гальки образовались за счет будинирования отдельных обломков*. О тектоническом происхождении конгломератовидных пород свидетельствуют, во-первых, строгая приуроченность их на протяжении 50—60 км только

* Образование подобных пород в близких по составу толщах Мамского района детально исследовано и обосновано А. Н. Казаковым (1958 г.).

к зоне разломов, во-вторых, наличие в гальках пород как верхнего, так и среднего протерозоя, наконец, в-третьих, наблюдающаяся милонитизация цемента.

Крупные разломы, пересекающие Ийско-Урикский грабен, сопровождаются многочисленными более мелкими опережающими дизъюнктивами, образование которых связано, по-видимому, с одной из фаз обновления региональных разломов и произошло, вероятно, в конце протерозоя — начале палеозоя. Оперяющие разломы явились благоприятными путями для гидротермальных растворов, а также рудоносных ортоамфиболитов и поэтому представляют значительный интерес для поисков золота, никеля, кобальта, хрома и других полезных ископаемых.

В Ийско-Урикском грабене наблюдаются многочисленные проявления редкометалльных пегматитов. В последнее время (С. П. Плешанов, П. И. Шамес и др.) удалось наметить некоторые структурные особенности размещения пегматитовых полей, которые в основном сводятся к следующему:

1. Подавляющее большинство пегматитов приурочено к ядрам крупных антиклинальных структур (типа Большезимовинской).

2. Пегматитовые поля тяготеют к экзоконтактовым зонам материнских протерозойских гранитоидов. Пегматиты внутри плутонов, как правило, маломощны

3. Распределение пегматитовых жил, их направление и мощность тесно связаны с трещинной тектоникой. Наиболее благоприятными для скопления пегматитов являются ослабленные зоны вдоль линий разломов, и особенно те участки, где региональные разломы северо-западного простирания сочетаются с опережающими их дизъюнктивами северо-восточного направления. Участки проявления разломов северо-восточного простирания тяготеют к склонам средне-верхнепротерозойских поднятий. Простирание жил повторяет в основном направление этих разломов.

Образование Урикско-Ийского грабена относится к концу среднепротерозойского — началу верхнепротерозойского времени. Об этом свидетельствуют среднепротерозойские отложения, аналогичные породам большереченской свиты, обнаруженные к юго-западу от границы грабена (бассейн р. Малой Зимовной). Вблизи грабена верхнепротерозойские осадки отсутствуют, а верхнепротерозойские граниты саянского комплекса почти везде приурочены к бирюсинскому разлому, отделяющему грабен на юго-западе. Любопытной особенностью распределения гранитов является тот факт, что они тяготеют лишь к бирюсинскому разлому и почти совершенно не наблюдаются по разлому, ограничивающему грабен с северо-востока (Точерский разлом). Не исключено, что это связано с более крутым наклоном поверхности сбрасывателя бирюсинского разлома, который по измерениям в районе рек Урика и Белой доходит до 80° , в то время как Точерский разлом по углу наклона близок к надвигу ($50-40^\circ$). Несомненно, что в избирательной способности гранитов немалую роль сыграли значительно больший масштаб Бирюсинского разлома (ширина зоны милонитизации которого в районе р. Белой достигает 1,5 км), а также и его неоднократное обновление.

О длительности движений по разломам, ограничивающим грабен, можно судить на основании того, что они пересекают гранитоиды саянского комплекса, внедрение которых, как было сказано выше, связано с заложением тех же разломов. О более поздних этапах обновления

разломов свидетельствуют широкая приуроченность к ним диабазов, смещение Бирюсинским разломом пород карагасской свиты (Ст₁) в Удино-Туманшетском поле брахиструктур и, наконец, то, что указанные разломы отчетливо выражены в современном рельефе, ограничивая различные геоморфологические районы. Это обстоятельство позволяет предпологать оживление разломов в мезо-кайнозойское время.

Удино-Туманшетское поле брахиструктур. В северо-западной части Присянской зоны, на водоразделе рек Ии и Туманшета, расположено огромное поле нижнекембрийских пород карагасской и оселочной свит. Этот район, выделяемый под названием Удино-Туманшетского поля брахиструктур, с юго-запада отделен от Бирюсинской структурно-фациальной зоны Бирюсинским разломом. Северо-восточная граница поля условно проходит по контакту оселочной и мотской свит, который в отдельных участках (Бирюсинско-Удинский водораздел) осложнен взбросо-надвигом.

В Удинско-Туманшетском поле выделяются три основные крупные антиклинальные структуры, разделенные узкими синклиналиями. Одна из них, Марско-Удинская, расположена в бассейне левых притоков р. Уды (реки Мара, Каменка, Уват, Рубахина) и далее проходит на р. Уду (ниже пос. Марня), достигая на юго-востоке левых притоков р. Икея. Вторая антиклинальная структура — Бирюсинская — развита на водоразделе рек Бирюсы и Изана. Наконец, третья описана в 1956 г. А. Н. Рассказчиковым на водоразделе рек Туманшета и Нерсы.

Марско-Удинская антиклинальная складка имеет ширину 25—30 км и длину 90—100 км. В ее ядре, которое выходит на поверхность по рекам Увату и Каменке, залегают сложно дислоцированные сланцы верхнего протерозоя, а крылья сложены породами карагасской свиты, трансгрессивно залегающими на верхнепротерозойских образованиях с резким угловым несогласием. Простираение антиклинали 330—340°. Структура эта асимметричная: северо-восточное крыло ее более крутое (углы падения в среднем 18—25°), юго-западное сравнительно пологое (7—15°). Отметим, что большая крутизна приплатформенного крыла характерна для всех антиклиналей Удино-Туманшетской зоны.

На фоне Марско-Удинской структуры выделяются более мелкие антиклинали, имеющие характер брахискладок (Уватская, Белокская и др.), впервые описанные Е. В. Павловским (1954б). Эти складки, как правило, невелики (10—12 км длиной) с соотношением длины к ширине 1:3; 1:2. Крутизна крыльев доходит до 70° (Уватская брахиантиклиналь). Погружение шарниров в периклинальных частях структур плавное, часто едва заметное. Складки нередко разбиты продольными разломами, выводящими на поверхность глубокие части ядра.

Марско-Удинская антиклиналь отделена от Бирюсинской узким пологим синклинальным прогибом, выполненным породами осадочной свиты. Прогиб также обладает асимметричным строением, с более крутым юго-западным крылом.

Длина Бирюсинской антиклинальной складки 70—75 км, ширина до 20 км. Сложность строения антиклинали усугубляется наложением многочисленных разрывных дислокаций. Направление структуры плавно меняется. Так, в южной части простираение ее оси близко к меридиональному (335—340°), в центральной части (р. Мангараж) оно 315—320°, а на севере (р. Изан) — 300—305°. Шарнир Бирюсинской антиклинали несколько раз погружается и воздымается. Ядро, сложенное протерозойскими гранитами, обнажено по р. Бирюсе, в районе устья

р. Мангаража. Крылья антиклинали, сложенные породами карагасской свиты, сравнительно пологие, с углом падения от 10 до 30°, значительно осложнены складчатостью более высоких порядков. Мелкие складки, как правило, асимметричны, нередко флексуобразные перегибы крыльев.

Бирюсинской структуре, как и Марско-Удинской антиклинали, свойственны более мелкие складки брахиантиклинального облика. Одна из брахиантиклинальных складок описана по р. Большой Бирюсе; выше устья р. Кременшета. Длина ее 25—30 км, ширина 12—15 км, юго-западное крыло разбито разломом, по которому наблюдается тектонический контакт докембрийских гранитов с породами карагасской и оселочной свит. Крылья складки пологопадающие, с более крутым северо-восточным крылом (угол падения в среднем 20°). В замковой части залегание пород близко к горизонтальному. Простираение оси брахиантиклинали повторяет направление основной Бирюсинской структуры. Подобного рода брахиантиклинальные складки известны также по р. Мангаражу и в других местах.

Бирюсинская антиклиналь узкой Кременшетской впадиной отделена от Тагуйской крутой антиклинальной складки, юго-западное крыло которой нарушено разломом. Сохранившаяся часть структуры, несмотря на многочисленные разрывные дислокации, осложнившие ее строение, по своему облику близка к вышеописанным.

Время формирования структур Удино-Туманшетского поля относится, по-видимому, к первой половине нижнего кембрия. Об этом свидетельствует тот факт, что отложения мотской свиты уже не участвуют в структурах этого поля.

Бирюсинская структурно-фациальная зона

Границами зоны являются Главный Саянский и Бирюсинский разломы, сходящиеся под острым углом в бассейне р. Оки. В строении зоны принимают участие комплексы пород нижнепротерозойского и палеозойского структурного ярусов.

Нижнепротерозойский структурный ярус. Породы нижнего протерозоя в Бирюсинской зоне образуют огромный горст (Бирюсинский горст, по В. П. Рудневу), сложенный высокометаморфизованными гнейсами, сланцами и мраморами бирюсинской и частично кукшерской свит.

Структура горста до сих пор не ясна. И. А. Кобеляцкий, И. К. Коробов и другие геологи рассматривали ее как синклираль. По мнению В. Е. Диброва, нижнепротерозойские образования горста слагают северо-восточное крыло Удинского антиклинария, расположенного к юго-западу, в Дербинско-Удинской зоне. Как показали исследования последних лет, структура горста близка к синклинали. Внутри горста некоторые исследователи (А. П. Таскин, А. Л. Додин и др.) выделили значительное количество крупных складок, ширина которых в отдельных случаях доходит до 10 км.

Основное простираение складок в этой зоне северо-западное. Однако почти на всем ее протяжении отмечаются плавные повороты осей. Так, по данным И. А. Кобеляцкого (1940 г.), на Удино-Бирюсинском водоразделе по мере движения с юго-востока на северо-запад намечаются плавные изменения простираения пород от северо-западного к субмери-

диональному. В бассейне р. Тагула, по данным А. Н. Рассказчикова, фиксируется переход от северо-северо-восточных простираний через субмеридиональные вновь к северо-западным.

В Бирюсинском горсте (по данным Рассказчикова) интенсивно проявилась складчатость более высоких порядков с амплитудой 0,5—3 км, подверженных в свою очередь гофрировке. Складки, как правило, асимметричные, с углом падения крыльев от 40 до 70°. Очень часты плавные погружения шарниров под углом 70°. Значительная роль в образовании мелких складок принадлежала, по-видимому, движениям верхнепротерозойского и каледонского времени. Вероятно, этим и можно объяснить частые крутые повороты осей структуры и виргацию мелких складок. Так, по данным А. Л. Додина (1951 г.), в районе рек Правой илевой Хайламы отмечается сложный веер небольших складок, оси которых простираются от северо-западного направления до северо-восточного. Такие же складки зафиксированы в бассейне верхнего течения р. Барбитая и по р. Ие, где залегающие среди гнейсов и сланцев мраморы образуют синклинальные складки с частыми поворотами осей.

Интересной и во многом еще непонятной является синклинальная структура, выявленная Додиним и Рудневым в бассейне рек Кукшера и Хайламы. Здесь (по данным Додина) протерозойские породы образуют плавную дугу, обращенную выпуклостью на север. При этом синклиналь имеет совершенно аномальное для данного участка северо-восточное простирание. Додин объясняет это интенсивным проявлением каледонских фаз складчатости. Любопытно, что по простиранию Кукшерской синклинальной структуры в Присаянской зоне, в бассейне р. Ии, В. Д. Мацем отмечались складки того же простирания.

Внутренняя структура Бирюсинского горста в значительной степени осложнена дизъюнктивными дислокациями, из которых наибольший интерес представляет Главный Саянский разлом, протягивающийся через весь Восточный Саян от р. Тагула на северо-запад до южной оконечности оз. Байкал и повсеместно захватывающий различные по возрасту и генезису геологические формации. Длина разлома не менее 600—650 км. Главный Саянский разлом оперяется многочисленными, более мелкими дизъюнктивными дислокациями, преимущественно с северо-восточного, опущенного крыла. Наибольшее количество оперяющих разломов отмечается на Урикско-Бирюсинском междуречье, где они создают сложно ветвящуюся систему трещин различных направлений.

Главный разлом сопровождается мощной зоной милонитизации, имеющей особенно большую ширину (до 7 км) на Удинско-Ийском водоразделе, по р. Большой Бирюсе (И. А. Кобеляцкий), где интенсивно развиты оперяющие дизъюнктивы, расположенные под небольшим углом к Главному разлому. Сочетание зон милонитизации этих разломов с зоной милонитизации осевого разлома, по-видимому, и привело к образованию таких широких зон. К главному разлому тяготеют многочисленные массивы нижнепротерозойских габброидов и ультраосновных пород, а также тела верхнепротерозойских гранитов. Наряду с интрузивными породами протерозой разлом контролирует распределение массивов девонских (?) субщелочных гранитоидов огнитского комплекса. Указанные обстоятельства позволяют говорить о неоднократном обновлении разлома в протерозое и палеозое, а отчетливое выражение его в современном рельефе и приуроченность

к нему корней базальтовых покровов — о его подвижках и в мезо-кайнозое.

Палеозойский структурный ярус. В западной части Бирюсинской зоны, в бассейнах рек Малой Бирюсы, Тагула, Гутара, Туманшета и Агула, расположено широкое поле девонских и нижнекембрийских эффузивных и осадочных пород*, являющееся краевой частью Рыбинской впадины — палеозойской депрессии, расположенной северо-западнее, в пределах Красноярского края. Это поле, которое многие исследователи называют Нерхинско-Агульской впадиной, с юго-запада ограничено ответвлениями Главного Саянского разлома (см. рис. 43). С востока границей впадины являются крупные массивы протерозойских интрузий. Вытянутость их в меридиональном направлении, а также приуроченность к ним многочисленных секущих тел того же простирания свидетельствуют о тектонической природе и восточной границы структуры. Таким образом, структура Нерхинско-Агульского поля представляется в виде крупного грабена. Внутри грабена и за его пределами (верховья р. Оки) А. И. Сулоев отмечает отчетливое несогласие в подошве палеозойской эффузивно-осадочной толщи.

Эффузивные и осадочные породы, слагающие грабен, прорваны большими массивами щелочных гранитов и сиенитов, тяготеющих к разломам. Ширина Агульского грабена в пределах Иркутской области доходит до 50 км. Распределение пород на крыльях и их элементы залегания свидетельствуют о том, что внутренняя структура грабена представляет собой сложную синклиналь (впадину).

В пределах впадины встречаются изолированные сравнительно небольшие поля докембрийских пород, которые описаны Суловым и другими исследователями к северу от устья р. Малого Агула, в районе р. Нерхи и в других местах. Отдельные поля, по мнению Сулоева, являются жесткими выступами цоколя, экранирующими складчатость палеозойских пород. Другие выходы пород докембрия среди девонских и кембрийских образований связаны с воздыманием вдоль линий разломов тектонических блоков. В некоторых случаях докембрийские породы являются ксенолитами палеозойских интрузий.

Внутренняя структура впадины чрезвычайно слабо изучена. По данным Сулоева, который называет впадину «каледонской депрессией», для палеозойских пород характерны широкие складки с очень пологим падением крыльев, осложненные складчатостью более высоких порядков. Простирание пород преимущественно северо-западное, колеблющееся в пределах от 280 до 340°. Значительные колебания простираний, по мнению Сулоева и других геологов, связаны как с изменением общего простирания структуры, так и с периклинальными замыканиями мелких складок. Юго-западное крыло структуры довольно крутое, с падением пород на северо-восток под углом 60—70°.

Структуры девонских отложений сравнительно просты. По данным О. П. Алексеевой и Л. П. Рик, в районе р. Нерхи девонские отложения имеют северо-западное простирание, слагая мелкие пологие складки.

Нерхинско-Агульская впадина является наложенной на Бирюсинский горст с сохранением общего простирания, несмотря на резкие отличия характера внутренней складчатости. Формирование впадины,

* Условное отнесение нижнекембрийских и девонских пород к единому ярусу связано с недостаточной разработкой стратиграфии этого района.

по-видимому, началось еще в протерозое. В нижнем кембрии Агульско-Нерхинский район претерпел значительное прогибание, осложнившееся в салаирское время складчатостью субплатформенного типа. Последняя является отголоском мощного пароксизма тектонической деятельности, протекавшей в этот период в западной части Алтае-Саянской каледонской геосинклинальной области.

Дербинско-Удинская структурно-фациальная зона

Зона ограничена с северо-востока Главным Саянским, а с юго-запада Казырским разломами. В ее пределах известны породы нижнего, среднего и верхнего протерозоя. В связи с тем что соотношения между образованиями разных подгрупп протерозоя здесь еще недостаточно выяснены, а также ввиду различного толкования рядом исследователей объемов подгрупп, выделение ярусов крайне затруднительно.

Основной структурой зоны является Удинский антиклинорий*, расположенный в бассейнах рек Казыра, Уды, Хайламы и Кара-Бурени и прослеживающийся далеко на северо-запад за пределы Иркутской области в бассейны рек Дербино, Колбы и др. (В. М. Чаиркин, В. В. Хоментовский). Антиклинорий лучше всего изучен в бассейне р. Уды А. И. Сулоевым, В. П. Рудневым и др.

В ядре складки залегают гнейсы выделенной Рудневым алыгджерской свиты нижнего протерозоя, которые Сулоев ошибочно относил к архею. На крыльях структуры широко развиты мраморы дербинской свиты (Pt_1), известняки и сланцы жайминской свиты (Pt_2) и эффузивы кувайской свиты (Pt_3).

Северо-западное крыло антиклинория разбито Главным Саянским разломом, отделяющим его от палеозойской Гутаро-Агульской впадины и Бирюсинского горста. На водоразделе рек Большой Бирюсы и Джуглыма этот разлом захватывает ядро антиклинория. Его юго-западное крыло ограничено Казырским разломом. В районе верхнего течения р. Ии оба разлома сливаются благодаря развитой здесь сложной системе ветвящихся дизъюнктивов. Эти разломы придают Удинскому антиклинорию глыбовую структуру.

Внутреннее строение Удинского антиклинория отличается значительной сложностью. Ядро структуры смято в систему крупных линейных складок, нередко запрокинутых в сторону крыльев.

Простираение антиклинория в юго-восточной части структуры близкое к широтному ($280-290^\circ$), в центральной части оно отклоняется к северу примерно до $300-310^\circ$, а в северо-западной части, в районе р. Казыра, простираение плавно переходит на $320-330^\circ$. Таким образом, структура обнаруживает дугообразный плавный поворот оси.

Удинский антиклинорий имеет несколько асимметричное строение, его северо-восточное крыло более крутое (в среднем $50-60^\circ$), а на

* В литературе этот антиклинорий известен также как Восточно-Саянский (С. В. Обручев, В. В. Хоментовский и др.). По нашему мнению, это название несколько неудачно, ибо, во-первых, в Восточном Саяне известны и другие подобные структуры (Передовой антиклинорий и т. д.), во-вторых, понятие «Восточно-Саянский антиклинорий» трактуется у ряда авторов по-разному. Так, Сулоев включает в этот антиклинорий и поле развития архейских пород в верховьях рек Урика, Оки, Онота (Бурятская АССР), относящиеся к Иркутско-Казахемской зоне и имеющего свою сложную структуру, резко отличную от структуры Удинского антиклинория.

Гутаро-Бирюсинском водоразделе оно несколько подвернуто. На юго-западном крыле антиклинория, в районе пика Триангуляторов, намечается синклинальное осложнение, совпадающее по ориентировке оси с простираемым антиклинорием. Для складчатости более высоких порядков характерен изоклинальный облик, при этом складки располагаются веерообразно по обе стороны от ядра. Часто встречаются флексуорообразные перегибы, особенно на Агульско-Казырском между-речье.

В заключение отметим основные черты истории развития Восточного Саяна, которые из-за неполноты фактического материала могут быть представлены лишь в значительной мере условно.

Первые этапы складкообразования фиксируются на границе архея и нижнего протерозоя. Тектонические движения этого времени создали основные складчатые структуры архея. Благодаря высокому метаморфизму первичные карбонатно-терригенные породы были превращены в биотитовые и амфиболовые гнейсы, амфиболиты и мраморы. В зонах ультраметаморфизма, по-видимому, одновременно со складчатостью происходили процессы гранитизации.

В результате раннепротерозойского тектогенеза на раздробленном архейском цоколе была заложена протерозойская геосинклиналь. В нижнем протерозое центральная часть геосинклинальной области, по-видимому, находилась в пределах Дербинско-Удинской зоны, а возможно, и еще юго-западнее, о чем свидетельствует увеличение роли глубоководных фаций по мере движения от Присаянья в глубь горного сооружения, сопровождающееся возрастанием мощности отложений с 2,5 до 10 км. Резкая смена фаций на границе структурно-фациальных зон позволяет считать, что глубинные разломы, разделяющие зоны, уже в нижнем протерозое контролировали характер осадконакопления. Таким образом, заложение структурно-фациальных зон должно быть отнесено к нижнему протерозою.

Дисгармоничность складчатости пород нижнего и среднего протерозоя, а также несогласие в подошве большереченской свиты показывают, что в Присаянской и, по-видимому, Бирюсинской зонах в конце нижнего протерозоя в области геосинклинали началось складкообразование, сопровождавшееся внедрением интрузивных пород кислого и основного состава. В Дербинско-Удинской зоне этот этап складчатости почти не проявился.

В среднепротерозойское время дифференциация Восточного Саяна на структурно-фациальные зоны еще более усугубилась. В Присаянье в это время на фоне развивающихся Ийско-Тагульского и Иретьского поднятий происходило излияние эффузивов, внедрившихся по ослабленным зонам, тяготеющим к глубинным разломам. В области Бельско-Зиминского прогиба одновременно происходило накопление мощных флишоидных толщ.

В среднем протерозое был приподнят Бирюсинский горст, который и явился основным поставщиком обломочного материала для бассейнов Присаянской и Дербинско-Удинской зон. В Дербинско-Удинской зоне среднепротерозойский этап развития геосинклинали характеризовался относительно спокойным осадконакоплением в условиях глубокого морского бассейна. Лишь к концу среднего протерозоя этот участок испытал первые слабые складкообразовательные движения, фиксирующиеся в несогласном залегании кувайской свиты.

В верхнем протерозое Присяянская зона превратилась в складчатую область. Этот процесс начался с инверсии среднепротерозойских поднятий, сопровождавшейся внедрением гранитов саянского комплекса вдоль глубоких тектонических швов. В результате перестройки значительная часть зоны (Олхинское поднятие) претерпела этап континентального режима, следы которого можно увидеть в выпадении из разреза ермосохинской и голоуспенской свит. Во второй половине верхнего протерозоя в период накопления отложений олхинской свиты этот участок был присоединен к Сибирской платформе. В северо-западной части Присяянья процесс становления платформы произошел несколько позже и был отмечен перерывом в осадконакоплении, наблюдающимся в подошве карагасской свиты.

В центральной части Саяна в верхнепротерозойское время существовал геосинклинальный режим, в результате которого образовалась мощная эффузивно-терригенная толща (кувайская свита). Конец верхнего протерозоя здесь ознаменовался новым мощным пароксизмом складчатости и внедрением крупных массивов гранитов.

В течение нижнекембрийского этапа развития региона Дербинско-Удинская зона присоединилась к платформе. Лишь в Иркутно-Каахемской зоне (за пределами Иркутской области) еще сохранился геосинклинальный режим. В это время в Дербинско-Удинской и Присяянской зонах была сформирована система унаследованных краевых прогибов (Удино-Туманшетское поле брахискладок, Манский синклинорий).

В посленижнекембрийское время регион вступает в длительную стадию континентального развития, прерванную лишь в девоне (?) формированием терригенно-эффузивных толщ в северо-западной части Бирюсинской зоны, в условиях глыбового тектогенеза.

Дальнейшие этапы его развития вплоть до мезозоя не оставили следов в геологической летописи. Начиная с мезозоя Восточный Саян вступает в фазу аркогенеза (Павловский, 1955), продолжающегося и в настоящее время.

ТЕКТОНИКА БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ И ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Байкало-Патомское нагорье и Западное Прибайкалье располагаются на северной и западной окраинах Байкальской горной области, обрамляя с юго-востока Сибирскую платформу.

Первые научные представления о тектонической структуре и истории геологического развития этого крупного региона Восточной Сибири были высказаны П. А. Кропоткиным (1875) и И. Д. Черским (1881в). Их идеи, а также идеи В. А. Обручева были впоследствии синтезированы знаменитым австрийским геологом Э. Зюссом (1901). Согласно этим взглядам Байкальская горная область вместе с соседними складчатыми сооружениями юга Сибири являлась докембрийским материковым ядром («древнее темя Азии»), вокруг которого последовательно нарастали орогенные зоны. Совершенно другая точка зрения была высказана через несколько лет французским геологом А. Делонэ (1909, 1911), по мнению которого Байкальская горная область является типичным каледонским сооружением, возникшим на окраине докембрийского жесткого остова Сибирской платформы.

Эти два противоположных воззрения в течение многих лет служили предметом острой дискуссии между В. А. Обручевым, отстаивавшим идею «древнего темени», и М. М. Тетяевым, полностью разделявшим точку зрения Делонэ. Еще в тот период, когда дискуссия между сторонниками этих различных идей была в полном разгаре, появилось новое представление, развитое Н. С. Шатским (1932), согласно которому складчатые сооружения Байкальской горной области хотя и обрамляют древнюю Сибирскую платформу, но не могут быть сопоставимы с западноевропейскими каледонидами, так как они возникли значительно раньше — еще на границе протерозоя и кембрия или в нижнем кембрии. Рассматриваемая территория, по мнению Шатского, должна быть отнесена к зоне так называемой «байкальской складчатости», присоединившейся к Сибирской платформе в самом начале палеозоя.

Открытие в глубине Байкальского нагорья складчатых, метаморфизованных и прорванных интрузиями морских кембрийских отложений окончательно подорвало идею «древнего темени», не говоря уже о том, что развитие общих тектонических представлений о соотношении платформ и геосинклиналей уже раньше поколебало веру в сам принцип, заложенный в основу этой идеи.

Дальнейшее обобщение было сделано Е. В. Павловским (1948а). Байкальская горная область, по его взглядам, пережила несколько тектонических фаз: в архее, нижнем и верхнем протерозое и нижнем палеозое, причем окончательное оформление складчатой зоны произошло в каледонскую фазу складчатости, к концу силурийского периода. Вместе с тем эта область отличается от типичных каледонид унаследованностью структур нижнего палеозоя от структур докембрия, наличием среди отложений кембрия красноцветных осадков, а также сравнительно небольшим развитием каледонских интрузий.

Большие геологические работы, проведенные в последние годы, позволили по-новому подойти к решению многих вопросов. Благодаря выяснению характерных особенностей стратиграфии древних толщ и детальному картированию структур удалось уточнить основные этапы развития региона, выделить структурно-фациальные пояса и зоны, а также показать связь осадконакопления и магматизма с определенными тектоническими элементами. Было доказано, что в Байкальском нагорье отсутствуют палеозойские отложения моложе среднекембрийских и что завершение геосинклинального развития здесь произошло на границе среднего и позднего кембрия (Салоп, 1954, 1956б, 1958б, 1958в; Салоп, Головенко и др., 1958ж).

Тектонические структуры Байкало-Патомского нагорья и Западного Прибайкалья были сформированы в течение архейского, нижнепротерозойского, среднепротерозойского, верхнепротерозойского, нижнепалеозойского и мезо-кайнозойского этапов. Ниже приводится краткая характеристика главнейших структурных элементов и основных особенностей их развития в течение каждого из перечисленных этапов, кроме последнего*.

Архейский этап. Архейские образования в пределах рассматриваемого региона (в границах Иркутской области) развиты преимущест-

* Прибайкалье и Байкало-Патомское нагорье, входящие в состав обширной зоны новейших сводовых поднятий, далеко не одинаковы по возрасту более древних структурных элементов, входящих в их состав. — *Прим. ред.*

венно на побережье оз. Байкал, в районе Малого моря и к юго-западу от него, а также на о-ве Ольхон*. Небольшие выходы архейских пород известны, кроме того, в бассейне р. Чары (по р. Торго), т. е. в районе, расположенном к востоку от Патомского нагорья.

В Прибайкалье архейские образования, представленные различными гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и мраморами, собраны в крупные складки северо-восточного простирания, осложненные складками высших порядков. Архейская структура Прибайкалья является северо-западным крылом очень крупного антиклинория, обрезанного со стороны Приморского хребта гигантским разломом, заложенным еще в докембрии, но продолжающим развиваться вплоть до настоящего времени (так называемый Приморский сброс, см. ниже). Вдоль этого разлома архейский комплекс граничит с протерозойскими образованиями.

Складки второго порядка, развивающиеся на крыле антиклинория, имеют довольно большие размеры и характеризуются симметричностью и простотой формы, а также крутым углом падения крыльев (75—90°). Иную картину представляют собой многочисленные складки высших порядков, которые в основном относятся к складкам волочения. Они отличаются резкой асимметрией и сложностью строения, свидетельствующими о большой пластичности материала в период их возникновения. В складкообразовании принимают участие также пластовые тела и тонкие инъекции архейских гнейсогранитов или пегматитов и жилы кварца. Очень характерна пегматитовая складчатость.

Высказываемая некоторыми исследователями точка зрения, согласно которой складчатость проявилась после внедрения гранитов, вряд ли может быть принята. Более правильным кажется представление об одновременности образования гранитов и складчатости в условиях больших глубин и проявления процессов ультраметаморфизма (гранитизации).

В структурном отношении архейский комплекс Прибайкалья принадлежит к внутреннему поднятию протерозойского складчатого обрамления, которое можно назвать Байкальской глыбой (см. ниже). В формировании его основных структур, кроме архейских дислокаций, по-видимому, небольшую роль играли также и более поздние (нижнепротерозойские) движения, проявившиеся преимущественно в разрывных нарушениях.

Архейские образования, обнажающиеся в бассейне р. Чары, относятся к приподнятой окраине Сибирской платформы, точнее — к ее древнему структурному блоку, названному Чарской глыбой (Салоп, 1954). Здесь они почти везде покрыты чехлом платформенных отложений кембрия и вскрываются лишь наиболее глубокими долинами; только в южных районах, относящихся к территории Читинской области, они обнажаются на значительном пространстве. Поскольку главная площадь их распространения не принадлежит к рассматриваемому региону, ограничимся лишь указанием, что гнейсовый комплекс архея р. Чары собран в сложные складки северо-восточного простирания и пронизан синклинематическими телами гнейсогранитов. Эти структуры не были затро-

* К архейской группе относились, а иногда относятся и сейчас также многие метаморфические толщи Северо-Западного Прибайкалья и Северо-Байкальского нагорья. В настоящее время доказано, что они являются глубокоизмененными образованиями нижнего протерозоя. — *Прим. автора.*

нуты протерозойскими или более молодыми движениями геосинклинального характера, так как подвижные зоны соответствующего возраста располагались уже вне данной области.

Нижнепротерозойский этап. Структуры и история геологического развития в течение раннего протерозоя могут быть расшифрованы с большой полнотой. В пределах Байкальской горной области в начале этого этапа на раздробленном и погруженном архейском кристаллическом фундаменте, предварительно глубоко денудированном, была заложена новая геосинклинальная система (байкалиды). С северо-запада она была ограничена крупной консолидированной архейской массой, которую можно назвать Ангарской платформой, а с северо-востока — Чарской глыбой, платформенным элементом меньшего размера, отделенным от Ангарской платформы зоной дизъюнктивных нарушений с неглубоко опущенным фундаментом (рис. 44). Ангарская платформа в настоящее время почти полностью скрыта под покровом палеозойских и более молодых отложений; Чарская глыба обнажена только вдоль южной окраины.

В раннем протерозое внутри геосинклинальной области обособились два структурно-фациальных пояса: внешний и внутренний, отличавшиеся различным тектоническим режимом, осадконакоплением и магматизмом.

Внешний пояс байкалид располагается на периферии геосинклинали, вблизи древних платформ. Он протягивается из Северо-Байкальского нагорья в Патомское нагорье и Олекмо-Витимскую горную страну (на расстояние свыше 1500 км) в виде изогнутой полосы шириной от 100 до 250 км, уходя к востоку вдоль южной окраины Алданской платформы (зона Становика — Джугджура) далеко за пределы рассматриваемого района. В области Патомского нагорья пояс дугообразно изгибается, вторгаясь между Ангарской платформой и Чарской глыбой. К юго-западу от Северо-Байкальского нагорья, в бассейне р. Киренги и верховьях р. Лены, нижнепротерозойские образования внешнего пояса перекрыты отложениями верхнего протерозоя и палеозоя.

В раннем протерозое для внешнего пояса было характерно отложение мощных (около 10 км) толщ терригенных и отчасти карбонатных осадков (мамская серия). Источником сноса обломочного материала, по-видимому, служили архейские кристаллические комплексы платформы.

Простираение структур нижнепротерозойских отложений полностью совпадает с ориентировкой внешнего пояса геосинклинали и не зависит от тектонического плана обрамляющих архейских сооружений платформ. Структурное несогласие особенно хорошо выражено вдоль южной окраины Чарской глыбы (за пределами региона), где нижнепротерозойские отложения, собранные в складки широтного простираения, облекают архейские структуры северо-восточного или меридионального простираения.

В пределах Патомского нагорья нижнепротерозойские образования собраны в складки, образующие большую дугу, обращенную выпуклой стороной к северу, т. е. в сторону «входящего угла» между ангарской платформой и Чарской глыбой. В соответствии с этим на востоке Патомского нагорья (в Нечеро-Амалыкском районе) складки плавно меняют свое простираение с северо-восточного на меридиональное и се-

веро-западное, а на юго-западе нагорья, в Северо-Байкальском нагорье и в Западном Прибайкалье они имеют северо-восточное простирание. В Нечеро-Амалыкском районе выделяется несколько крупных складчатых структур: Нечерский антиклинорий, Ампартакский и Догал-

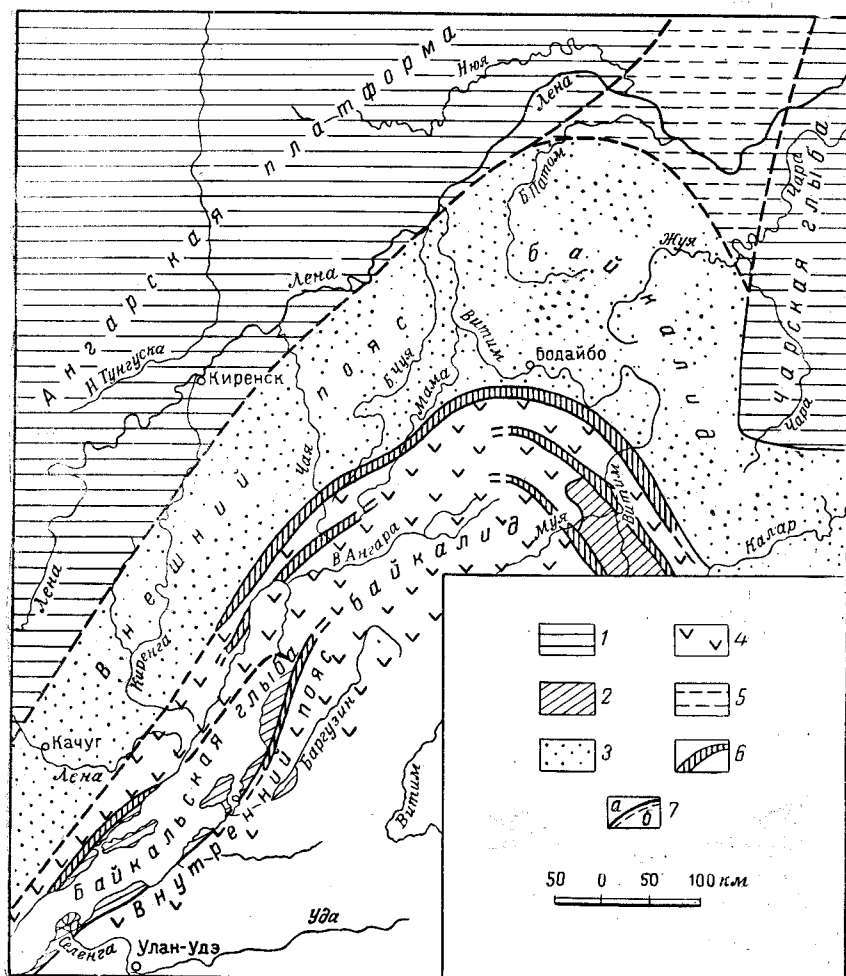


Рис. 44. Схема расположения главных структурных элементов геосинклинальной области байкалид в нижнем протерозое. Составил Л. И. Салоп

1 — платформы; 2 — внутренние поднятия, сложенные архейскими образованиями (глыбы); 3 — внешний геосинклинальный пояс; 4 — внутренний геосинклинальный пояс; 5 — побочная ветвь геосинклинали; 6 — зоны глубинных разломов; 7 — границы между структурными элементами: а — установленные, б — предполагаемые

дынский синклинии. Кроме того, в верховьях рек Жуи и Нечеры располагаются две большие синклинальные складки. На фоне крупных структур развиты складки высших порядков, в том числе складки волочения. Как правило, они сжатые и прямые, реже наклоненные к западу или востоку. К антиклинорным структурам или к участкам воздымания шарниров крупных складок приурочены большие тела гранитов и области интенсивного проявления мигматизации. Догалдынский синклино-

рий погружается в северо-западном направлении под структуры, сложенные отложениями верхнего протерозоя (верхним ярусом).

В Северо-Байкальском нагорье выделяются Чуйский антиклинорий и располагающийся к юго-востоку от него Мамский синклиниорий. В ядре Чуйского антиклинория обнажаются гнейсово-мигматитовые образования нижнего протерозоя, прорванные крупными синорогенными и позднеорогенными интрузиями. На юго-восточном крыле антиклинория складки более крупные и сжатые; их осевые плоскости наклонены на северо-запад.

Мамский синклиниорий представляет собой довольно сложную структуру. В его пределах выделяется большое число складок, преимущественно пологих, с частой ундуляцией шарниров, осложненных мелкой складчатостью. Осевая часть синклиниория, в которой обнажаются карбонатные породы верхней свиты мамской серии, располагается несимметрично на юго-восточном крае структуры, так как соответствующее крыло синклиниория разбито крупнейшими разрывами, относящимися к категории глубинных разломов. Эти же разломы служат естественной границей внешнего и внутреннего поясов геосинклинали (см. ниже).

Внутренний пояс байкалид размещается в центральной части геосинклинали. В пределы рассматриваемой территории попадают только его периферические зоны. К ним относятся район Делюн-Уранского хребта (северная часть Средне-Витимской горной страны), правобережье р. Мамы (восточная часть Северо-Байкальского нагорья) и Западное Прибайкалье. Внутри этого пояса размещается Байкальская глыба, представляющая собой выступ архейского фундамента геосинклинали (внутреннее поднятие).

В отличие от внешнего пояса, где в течение нижнего протерозоя накапливались преимущественно терригенные осадки, во внутреннем поясе в это же время происходили излияния лав, давшие начало мощным эффузивным или осадочно-эффузивным толщам спилито-кератофировой формации.

В пределах внутреннего пояса (ближе к его окраине), а также на границе внешнего и внутреннего поясов наблюдаются зоны глубинных разломов, которые характеризуются исключительно сильным расланцеванием и милонитизацией горных пород, а также крупными амплитудами смещения вдоль разрывов. Перемещающиеся массы пород редко бывают приурочены к одному какому-нибудь дизъюнктиву, они обычно захватывают довольно широкую зону, в которой группируется большое число разрывов и происходят сложные дифференциальные движения. Плоскости разрывов и расланцевания в зонах глубинных разломов обычно наклонены очень круто или даже вертикальны. Ко многим из них приурочены линзовидные интрузии офиолитового типа, сложенные габброидами и гипербазитами. Глубинные разломы характеризуются длительной историей развития, начало которой относится к моменту формирования геосинклинали. Как показывает анализ фаций отложений нижнего протерозоя, эти разломы разделяли целые области или участки различного тектонического режима, и к ним были приурочены наиболее интенсивные излияния лав и внедрение офиолитов. Подвижки по многим глубинным разломам происходили в верхнем протерозое и нижнем палеозое, а по некоторым даже и в кайнозое.

Зон глубинных разломов, разделенных относительно малоактивными в тектоническом отношении полосами, насчитывается в разных

районах от двух до трех. Примером может служить зона смятия и крупных дифференциальных движений, прослеживающаяся из бассейна рек Челолека и Талой в бассейн рек Каралона и Верхне-Орловой (Средне-Витимская горная страна), к которой приурочены исключительно многочисленные интрузии офиолитов. Другая такая зона протягивается в северо-западном направлении из района Парамского порога на р. Витиме в бассейн рек Янгуда и Мамакана, затем поворачивает на юго-запад и, следуя примерно вдоль долины р. Мамы, продолжается в Северо-Западное Прибайкалье (бассейн р. Тыи). К этой зоне приурочены крупные тела офиолитов, в том числе такие, как Парамский массив серпентинитов, сложный плутон габбро-перидотитов Июко-Давырен и др. К глубинным разломам, по-видимому, относится также крупный Приморский сброс, отделяющий Байкальскую глыбу архея от протерозойского обрамления Приморского хребта*. Подвижки по сбросу отмечаются и в настоящее время.

Складчатая структура внутреннего пояса отличается большой сложностью. Складки в ней, как правило, небольшие, сильно сжатые и прямые, опрокинутые встречаются сравнительно редко и при этом их осевые плоскости не имеют выдержанного наклона, характерного для большой площади. Исключение представляет область Западного Прибайкалья, где наблюдается опрокидывание складок преимущественно на северо-запад, т. е. к платформе. Складчатая структура внутреннего пояса имеет тоже дугообразное расположение, которое характерно для всей подвижной области байкалид. Такую же ориентировку имеют и зоны глубинных разломов.

Следует отметить, что в образовании современной тектонической структуры внутреннего пояса известную роль играли и более молодые движения, происходившие в конце среднего и позднего протерозоя, а также в кембрии, но они почти не изменили структур нижнего протерозоя.

Среднепротерозойский этап. Образование среднего протерозоя широко развиты в центральной части Патомского нагорья, вдоль северо-западной окраины Северо-Байкальского нагорья и в Северо-Западном Прибайкалье.

Среднепротерозойские отложения Патомского нагорья заметно отличаются от синхроничных образований Северо-Байкальского нагорья и Прибайкалья. Различаются и их тектонические структуры.

Среднепротерозойские образования Северо-Байкальского нагорья и Прибайкалья, развитые в хребтах Ачиткан и Байкальском, состоят из грубых обломочных и туфогенных отложений, перемежающихся с порфирами (ачитканская серия). Эта эффузивно-осадочная толща мощностью до 8 км образовалась в континентальных условиях вблизи западной окраины крупного поднятия, с которого обломочный материал сносился в прилежащий Байкало-Патомский краевой прогиб. В полосе сопряжения прогиба и поднятия находятся крупнейшие разломы, контролировавшие распределение очагов лавовых излияний и служившие путями проникновения субвулканических и глубинных интрузий гранитов и граносиенитов, генетически связанных с эффузивами. Эти разрывы по своей протяженности (более 600 км), ампли-

* В. В. Ламакин (1955) называет этот разлом Обручевским сбросом, что вряд ли правильно даже по соображениям приоритета, так как название Приморский сброс для него было предложено еще Б. Н. Артемьевым (1926).

туда перемещения (до 2—3 км) должны рассматриваться как структуры глубинного заложения, хотя и отличные от глубинных разломов раннего геосинклинального этапа, сопровождавшихся офиолитовыми интрузиями.

В южной части Северо-Байкальского нагорья глубинные разломы имеют меридиональное простирание и срезают структуры нижнего протерозоя северо-восточного простирания, обнажающиеся в области поднятия. Такая же ориентировка свойственна и среднепротерозойским складкам в краевом прогибе. Таким образом, в этом районе резко выражено азимутальное несогласие между структурами нижнепротерозойского внешнего пояса и структурами заложенного на нем среднепротерозойского краевого прогиба.

Мощные и протяженные зоны разломов, отмеченные милонитами или бластомилонитами, имеются и внутри прогиба и протягиваются параллельно краевым глубинным швам. Ширина зон милонитизации или раздробленных и сильно рассланцованных пород иногда превышает 1,5—2 км.

Характер складчатости в эффузивно-осадочной толще находится в зависимости от литологического состава, точнее — от компетентности пород. В мощных покровах лав и туфолов преобладают крупные пологие складки, развитые системой сбросовых и взбросовых нарушений. Песчано-конгломератовые и туфогенные отложения смяты в более мелкие, сравнительно простые складки, иногда имеющие тенденцию к опрокидыванию в сторону платформы.

Отложения среднего протерозоя в Патомском нагорье обнажаются из-под верхнепротерозойских метаморфических толщ в ядре Тонодского антиклинория, а также в бассейне р. Жуи на крыльях Ченчинского антиклинория (см. ниже). Они представлены мелководными морскими и лагунными осадками субплатформенного характера. Среди них широко развиты породы, возникшие в конечные стадии механической и химической осадочной дифференциации (кварциты и доломиты).

В осевой части Тонодского антиклинория размещается цепочка интрузий кевактинских гранитов среднего протерозоя. Вмещающие их породы тепторгинской серии сильно метаморфизованы, но собраны в сравнительно простые и пологие складки, местами усложненные разрывами. Интересно отметить, что некоторые апикальные выступы гранитных массивов обнажаются в ядрах куполовидных складок, сложенных, как правило, кварцитами. При этом форма куполов совпадает с формой кровли интрузивного тела. Есть некоторые основания считать, что кварциты, залегающие внизу среднепротерозойского комплекса, служили известной преградой для распространения магматических масс (или экраном для фронта гранитизации) и поэтому облекли поднимающиеся выступы гранитных интрузий.

Верхнепротерозойский этап. Крупные тектонические движения в конце раннего и среднего протерозоя обусловили перестройку общего плана размещения геосинклинальных зон. Значительная часть нижнепротерозойского внешнего пояса превратилась в горное поднятие, имеющее форму дуги (Байкало-Витимское поднятие).

Возникший в среднем протерозое на окраине геосинклинальной области (около платформы) глубокий Байкало-Патомский краевой прогиб несколько изменил свою конфигурацию, но продолжал развиваться и в позднем протерозое. (рис. 45). Между Байкало-Витимским поднятием и краевым прогибом (в районе Патомского и Северо-Бай-

кальского нагорий) располагался Бодайбинский внутренний прогиб. К югу от полосы поднятий (на территории Бурятской АССР) находилась собственно геосинклинальная область, наследующая многие черты раннего внутреннего пояса.

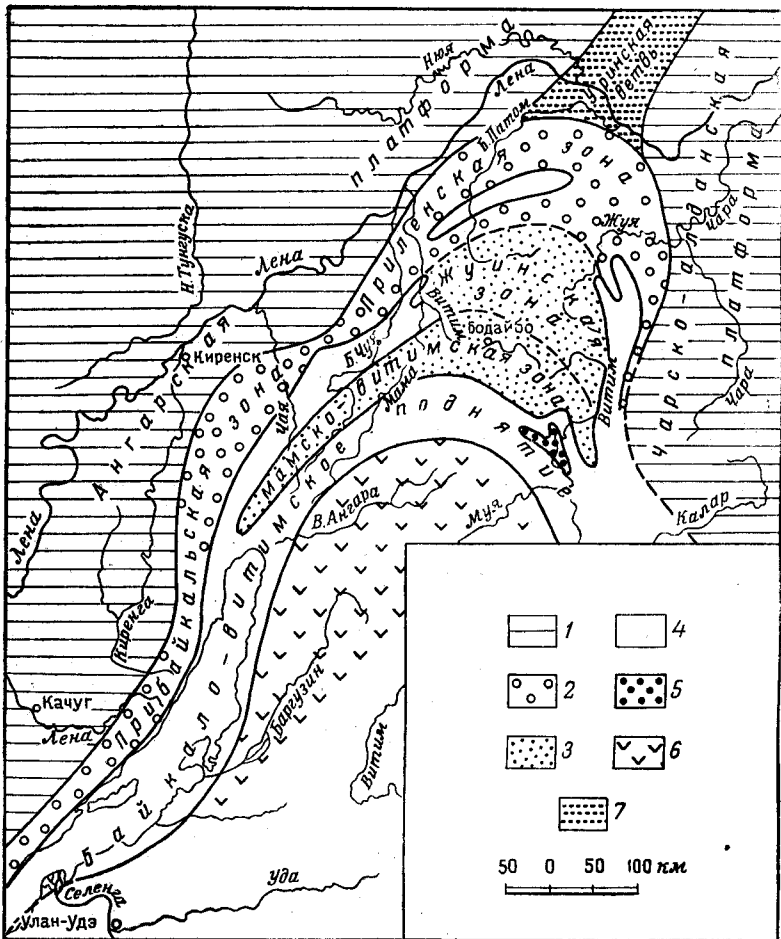


Рис. 45. Схема расположения структурных элементов геосинклинальной области байкалид в верхнем протерозое. Составил Л. И. Салоп
 1 — платформы; 2 — краевой прогиб; 3 — Бодайбинский внутренний прогиб; 4 — область поднятия; 5 — межгорные впадины; 6 — внутренний геосинклинальный пояс; 7 — боковая ветвь байкалид

Байкало-Витимское поднятие в верхнем протерозое было преимущественно областью размыва, и поэтому его структура может быть расшифрована только в тех локальных участках, где происходило накопление осадков или вулканитов. Однако такие участки (типа межгорных впадин) также расположены вне рассматриваемого региона.

Байкало-Патомский краевой прогиб в позднем протерозое был областью накопления разнообразных осадков. Так же как и в среднем протерозое, тектоническое развитие прогиба не было вполне одинаково

вым в его разных частях, чем обусловлено выделение в нем двух зон: Прибайкальской и Приленской.

Прибайкальская зона находится в юго-западной части прогиба, в районе хребтов Байкальского и Ажиткана. Образования верхнего протерозоя здесь представлены мелководными морскими отложениями байкальской серии, залегающими несогласно на породах акитканской серии среднего протерозоя. Толща эта собрана в неглубокие волнистые складки того же северо-восточного или почти меридионального простирания, что и складки нижней серии и, кроме того, разорвана многочисленными сбросами, а иногда и надвигами. Многие дизъюнктивные нарушения, за исключением некоторых разрывов, расположенных на границе с платформой или около побережья оз. Байкал, отличаются малой амплитудой смещения. Вдоль окраины нагорья очень характерны флексурные складки, обращенные уступом к платформе (рис. 46). Такие флексуры имеют различную величину и иногда располагаются ступенями.

Кембрийские отложения в пределах Прибайкальской зоны залегают на породах байкальской серии с угловым несогласием.

В Приленской зоне краевого прогиба в начале позднепротерозойского цикла седиментации происходило накопление мощной (до 4 км) конгломерато-песчаниковой толщи молассового типа. Затем в условиях медленно прогибавшегося бассейна отлагались мелководные терригенные и карбонатные осадки, общая мощность которых более 6 км. Таким образом, амплитуда опускания краевого прогиба в Приленской зоне превышала 10 км. Во время накопления верхнепротерозойских толщ (патомской серии) происходили небольшие тектонические движения, фиксирующиеся внутриформационными размывами и появлением горизонтов конгломератов. Особенно заметными были движения перед отложением песчаников и конгломератов (тиллитов?) джемкуканской свиты, которые местами (в бассейне р. Большой Чуи) залегают на поверхности размыва более древних образований.

Снос обломочного материала в Приленскую зону краевого прогиба происходил с Тонодского, Чуйского и Нечерского поднятий, которые входили в Байкало-Витимскую зону поднятий. Вблизи них отложения нижней молассовой толщи (баллаганахской свиты) представлены грубыми конгломератами и аркозами.

Нижнекембрийские отложения в центральной части Приленской зоны залегают на верхнепротерозойских толщах с параллельным несогласием и на обоих флангах зоны (в низовьях р. Витима и в районе оз. Ничатки) — с заметным угловым несогласием. Верхнепротерозойские и нижнекембрийские отложения смяты в очень крупные линейные, но сравнительно неглубокие складки, простирающиеся в виде дуги. Во внутренней части прогиба складки прямые, но на окраине зоны они наклонены или опрокинуты в сторону платформенных сооружений (рис. 47). Здесь же на обоих флангах складчатой зоны с ними связаны чешуйчатые надвиги, характеризующиеся перемещением масс также в направлении к платформам (см. северный отрезок геологического профиля на рис. 48).

В районе резкого изгиба складчатой дуги, где все структуры имеют широтное или северо-западное простирание, ответвляются складки нормального к ним направления, прослеживающиеся на левобережье р. Лены и далее скрывающиеся под юрскими отложениями Вилюйской синеклизы. В месте сочленения структур двух направлений иногда

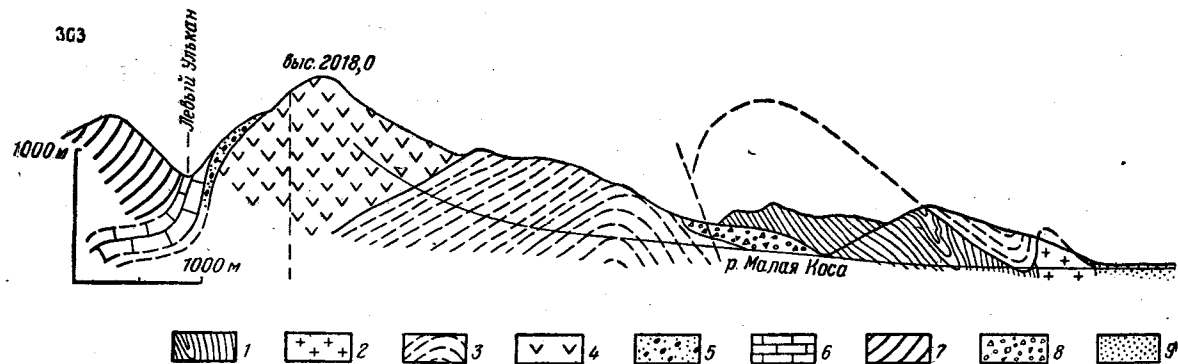


Рис. 46. Геологический разрез через Байкальский хребет по р. Малой Косе. Составил Л. И. Салоп
 1 — нижнепротерозойская метаморфическая толща (Pt₁); 2 — нижнепротерозойские гнейсограниты (Pt_{1γ}); 3 — акитканская серия, малокосинская свита (Pt_{2ak}); 4 — порфиры акитканской серии, хибеленская свита (Pt_{2π}); 5 — голоустенская свита (Pt_{3gl}); 6 — улунгуйская свита (Pt_{3ul}); 7 — качергатская свита (Pt_{3kc}); 8 — морена (Qgl); 9 — аллювиальные отложения (Qal)

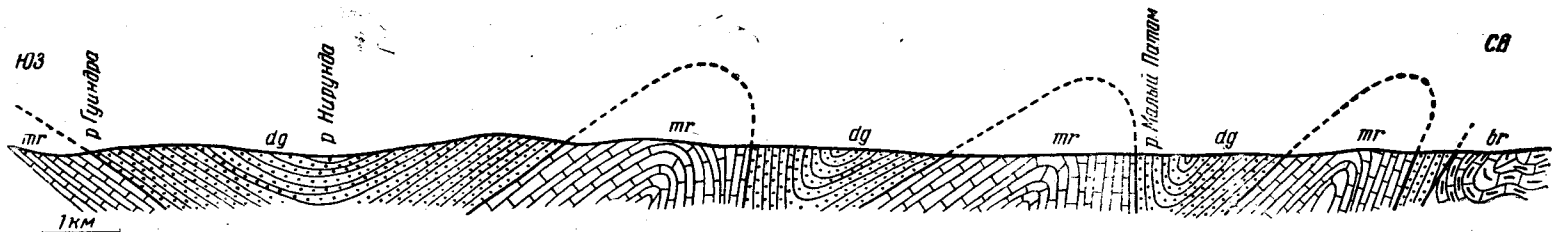


Рис. 47. Геологический разрез по р. Малому Патому (от р. Гуиндры до р. Самокачи). Приленская зона краевого прогиба (по В. К. Головенко, 1957)

mr — марнинская свита; dg — джемкуканская свита; br — боракунская свита

бывают развиты разломы северо-восточного направления. Эта зона складчатости, расположенная между двумя платформами, по-видимому, развивается на структурах нижнего яруса, сложенных нижнепротерозойскими породами. Она была выделена под названием Урикской побочной ветви байкалид. Для нее характерно развитие широких и пологих складок, изредка коробчатых.

В пределах Бодайбинского внутреннего прогиба выделяются две зоны: Жуинская, примыкающая к Приленской зоне краевого прогиба, и Мамско-Витимская, находящаяся рядом с Байкало-Витимским поднятием. В позднем протерозое в пределах Жуинской зоны происходило накопление осадочных толщ патомской серии, очень сходных с соответствующими отложениями краевого прогиба, но в то же время отличающихся меньшей мощностью и отсутствием грубообломочных (псефитовых) пород в составе молассовой формации. Интересно отметить, что мощности верхнепротерозойских толщ увеличиваются к центральной и южной частям Жуинской зоны и резко убывают по направлению к ее флангам, размещающимся вблизи Чуйского и Нечерского поднятий.

В Жуинской зоне (так же как и в Приленской зоне краевого прогиба) складки группируются в виде дуги, обращенной выпуклой стороной к северу. В пределах обеих этих зон выделяются две структуры первого порядка: Тонодский антиклинорий и Бодайбинский синклинорий (рис. 48).

Складки, расположенные к северу и северо-востоку от оси Тонодского антиклинория, характеризуются крупными размерами и пологими углами падения. Асимметричные и опрокинутые складки, как уже указывалось, встречаются только в области сочленения складчатой зоны и платформы. Форма складок и ориентировка кливажа свидетельствуют о перемещении масс в направлении к платформенным зонам (т. е. на северо-запад, север и северо-восток).

Иной характер имеют складки, развитые на южном крыле Тонодского антиклинория. Здесь они сильно сжаты, наклонены и даже опрокинуты в сторону Бодайбинского синклинория. Особенно интенсивно опрокидывание развито в переходной полосе, около борта синклинория, где развиты лежащие складки, подвернутые крылья которых иногда редуцированы сопряженными надвигами. Последние развиваются в результате интенсивных дифференциальных межпластовых движений и не имеют большой амплитуды смещения. В породах очень резко проявился кливаж, наклоненный к северу и ориентированный параллельно осевым плоскостям складок. Общая картина деформации указывает на перемещение масс от антиклинория к центру синклинория.

В Бодайбинском синклинории, сложенном породами различных свит бодайбинской подсерии, складки прямые, но сжатые; кливаж крутой, часто даже вертикальный. Метаморфизм пород здесь выражен слабее, чем в Тонодском антиклинории, хотя южное крыло синклинория и уничтожено крупными интрузиями гранитов, которые относятся преимущественно к верхнепротерозойскому тельмамскому комплексу и не отличаются сильным контактовым воздействием на вмещающие породы. Проявления ультраметаморфизма и образование мелких сложных складок, в которых участвует одновременно субстрат и инъекционный материал, имеют место в небольшом масштабе только в участках, где развиты пегматоидные граниты мамско-оронского комплекса, а именно на обоих крайних флангах складчатой дуги Патомского нагорья: в бас-

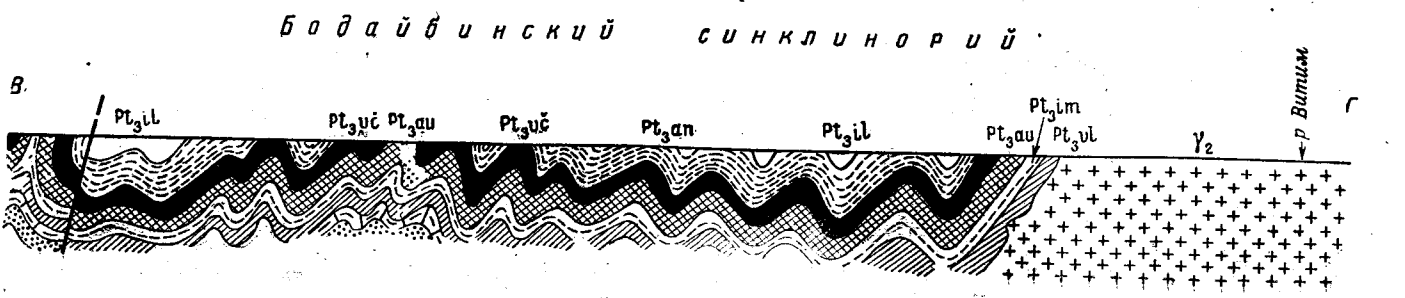
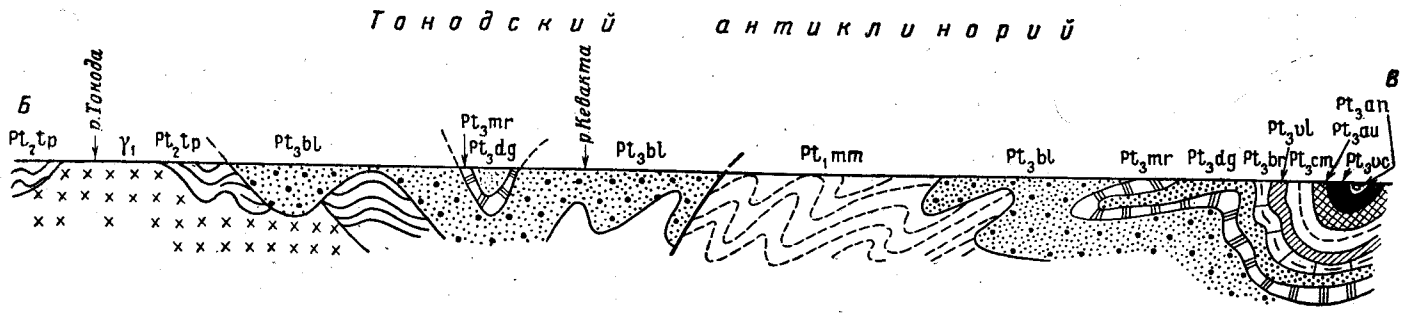
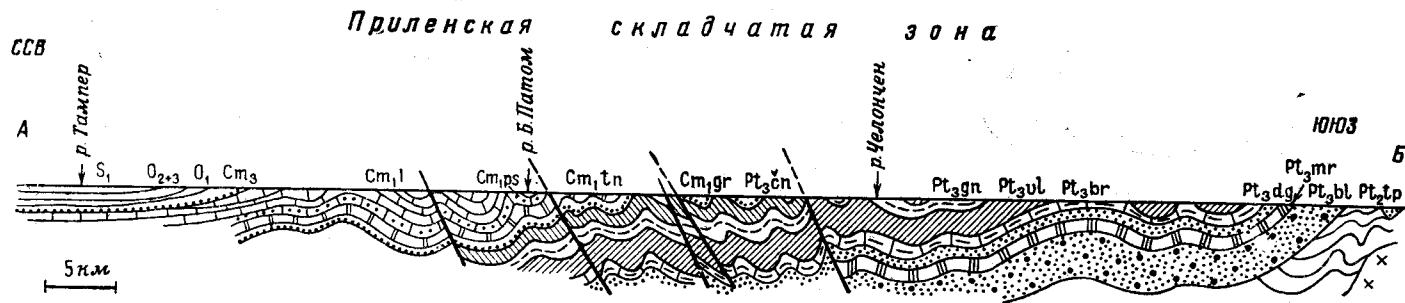


Рис. 48. Геологический разрез через Патомское нагорье в меридиональном направлении от р. Тампер (приток реки Большого Патама) до р. Витим.

Составил Л. И. Салоп

Нижний протерозой: Pt_{1mm} — мамская серия. Средний протерозой: Pt_{1tr} — тептогнинская серия; γ₁ — граниты кевакгинского комплекса Верхний протерозой: Pt_{3bl} — баллаганакская свита; Pt_{3mr} — маринская свита; Pt_{3dg} — джемуканская свита; Pt_{3br} — боракунская свита; Pt_{3ul} — валухтинская свита; Pt_{3gn} — жуинская свита; Pt_{3m} — имняхская свита; Pt_{3cn} — ченчинская свита; Pt_{3au} — аунакитская свита; Pt_{3vc} — вацкая свита; Pt_{3an} — анангрская свита; Pt_{3il} — илигрская свита; γ₂ — граниты тельмагского комплекса. Нижний палеозой: С_{м1gr} — жербинская свита; С_{м1tn} — тиновская свита; С_{м1p} — пестроцветная свита; С_{м3} — верхоленская свита; O₁ — нижний ордовик; O₂₊₃ — средний и верхний ордовик; S₁ — нижний силур (лэндверский ярус)

сейне рек Жуи и Нечеры, а также в верховьях рек Большого Патомы, Тахтыги и Мары.

Для Мамско - Витимской зоны Бодайбинского внутреннего прогиба характерно присутствие в составе верхнепротерозойских толщ (делюн-уранской серии) эффузивных пород, изливавшихся в подводных условиях. По-видимому, в этом сказывается некоторая унаследованность развития зоны от раннепротерозойского внутреннего пояса геосинклинали, на северной окраине которого (близ зон глубинных разломов) она возникла. Снос обломочного материала в нее происходил с юга, со стороны Байкало - Витимского поднятия. В начале позднепротерозойского этапа вдоль окраины поднятия возникли мощные толщи «конгломератов подножий» (делюнская свита). Для рассматриваемой зоны типичны очень сжатые складки, местами с сомкнутыми или даже запрокинутыми крыльями (рис. 49). В зоне глубинных разломов, проходящей вдоль р. Мамы, складки разорваны серией крутых надвигов и сбросов.

Нижнепалеозойский (кембрийский) этап. В начале нижнего кембрия, после завершения фазы складчатости, проявившейся на границе верхнего протерозоя и палеозоя, Байкальская горная область была расчленена на зоны различного тектонического режима, которые унаследовали основные структурные элементы предшествующего этапа. На севере геосинклинальной си-

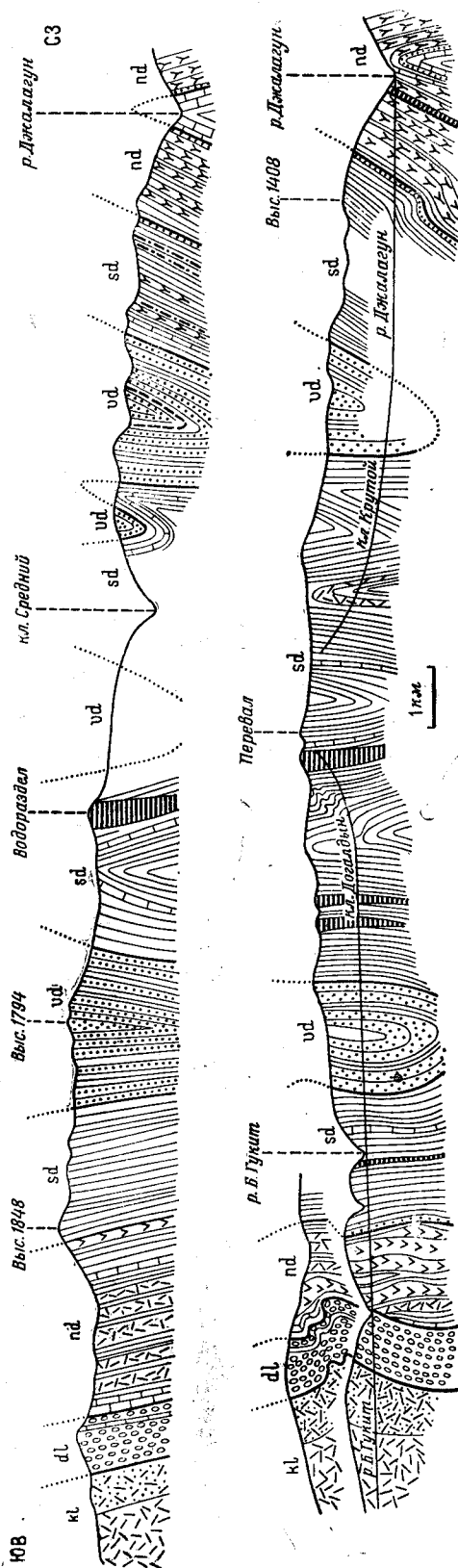


Рис. 49. Геологические разрезы через Делюн-Уранский хребет. Составил Л. И. Салоп.

Нижний протерозой: *kl* — кильская толща; *dl* — делюнская свита; *nd* — нижняя джалагунская свита; *sd* — средняя джалагунская свита; *vd* — верхняя джалагунская свита; горизонтальная штриховка — метабазы

стемы байкалид располагалась полоса шельфа (Приленская зона), обрамлявшая эпиконтинентальное море Сибирской платформы, возникшей в результате объединения древних платформенных сооружений. На месте Байкало-Витимского поднятия продолжала существовать горная гряда с очень глубокими межгорными впадинами, приуроченными к зонам древних глубинных разломов, в которых происходило накопление мощных (до 5 км) конгломерато-песчаниковых толщ. Во внутренних частях байкалид откладывались терригенные, часто красноцветные толщи с подчиненными горизонтами карбонатных осадков. На окраине Сибирской платформы, компенсируя поднятия в складчатой области, возник широкий Ангаро-Ленский передовой прогиб, куда с прилежащих горных хребтов сносился обломочный материал (рис. 50).

Примерно во второй половине нижнего кембрия (ленский век) в результате денудации поднятий и заполнения прогибов осадками произошла нивелировка рельефа. Одновременно с этим на фоне общего погружения внутренних частей байкалид началась морская трансгрессия, оставившая после себя мощные (свыше 2,5 км) толщи карбонатных осадков. В передовом прогибе в это время отлагалась каменная соль.

Окончательное замыкание геосинклинали с последующим переходом ее в геоантиклинальный этап развития произошло после крупных тектонических движений на границе среднего и верхнего кембрия. Возникла горная страна, продукты разрушения которой сносились в Прибайкальский передовой прогиб, где в верхнем кембрии накапливались красноцветные континентальные и лагунные отложения, залегающие с глубоким размывом и местами с угловым несогласием на карбонатных толщах нижнего кембрия.

Кембрийские отложения, развитые во внутренних районах Байкальского нагорья, в том числе и в межгорных впадинах, характерны для завершающих этапов геосинклинали развития. Они отличаются большой (до 7,5 км), хотя и непостоянной (для нижних горизонтов) мощностью и претерпели некоторый региональный метаморфизм, но в их составе иногда встречаются красноцветные породы, доломиты, а изредка даже мергели с псевдоморфозами по каменной соли, т. е. такие образования, которые свидетельствуют о смене морских условий лагунными и, быть может, континентальными.

Отложения подобного типа распространены вне рассматриваемого региона и установлены только в бассейне р. Мамакана (по Правому и Среднему Мамакану), в Средне-Витимской межгорной впадине. Кембрийские отложения здесь залегают в тектонической депрессии (грабене), приуроченной к зоне глубинных разломов. Разрывы, ограничивающие структуру, имеют характер крутых надвигов, плоскости смещения которых наклонены в сторону поднятия (встречные надвиги).

Складчатые формы дислокаций подчинены разломам. Вблизи надвигов развиты мелкие, часто изоклинальные и опрокинутые складки; вдали от них более характерны крупные пологие складки и даже брахиструктуры. Складки и надвиги разбиты многочисленными поперечными сбросами. К ним, а также к крупным продольным сбросам и надвигам и в особенности к местам пересечения разрывов разного направления приурочены интрузии гранитоидов нормального, субщелочного и щелочного состава, около которых кембрийские отложения заметно метаморфизованы. Подобного рода интрузии развиты и вне

пределов Средне-Витимской впадины, в особенности в бассейне рек Мамы и Чаи, где они также связаны с зонами разломов.

На окраине Байкальского нагорья нижнекембрийские отложения имеют платформенный характер. В Приленской зоне Байкало-Патом-

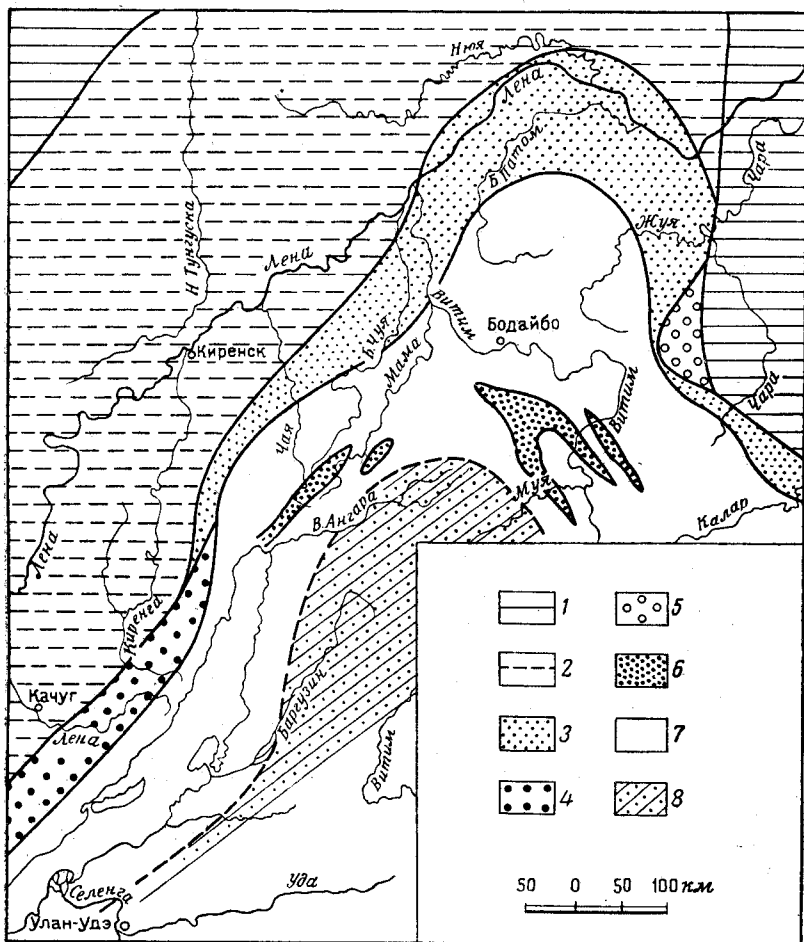


Рис. 50. Схема расположения главных структурных элементов геосинклинальной области байкалид в начале нижнего кембрия.

Составил Л. И. Салоп

1 — Сибирская платформа; 2 — Ангаро-Ленский передовой прогиб; 3 — Приленская зона (подвижной шельф); 4 — Прибайкальский (Ушаковский) прогиб; 5 — Ничатский прогиб; 6 — межгорные впадины; 7 — область поднятий; 8 — область накопления морских субгеосинклинальных осадков

ского краевого прогиба они имеют такие же формы структур, как и верхнепротерозойские отложения, будучи собраны в линейные складки, наклоненные в сторону Сибирской платформы. В приплатформенной части этой зоны на них со скрытым или явным несогласием залегают красноцветные породы верхнего кембрия, постепенно переходящие в осадки ордовика. Эти отложения образуют очень пологие синклинали,

унаследованные от структур верхнепротерозойского — нижнекембрийского яруса.

В Прибайкальской зоне краевого прогиба кембрийские отложения смяты в линейные, но неглубокие складки, усложненные местами чешуйчатыми надвигами или сбросами, причем здесь также отчетливо выражено перемещение масс к платформе. По мере удаления от края нагорья складки становятся более пологими и крупными и постепенно сливаются со структурами платформы.

На юге Западного Прибайкалья верхнекембрийские отложения залегают, видимо, согласно, но с размывом на известняках ленского яруса нижнего кембрия; на севере, вблизи окраины Северо-Байкальского нагорья, они залегают с резким угловым несогласием на разных горизонтах нижнего кембрия и сложены грубыми обломочными породами (Салоп, Головенко, Жидков, Шалек, 1958ж).

После значительных тектонических движений, проявившихся в конце среднего кембрия и завершивших в регионе геосинклинальный режим, Байкальская горная область вступила в длительный этап континентального развития, который характеризовался преобладанием вертикальных движений положительного знака и происходившей на их фоне интенсивной денудации горных сооружений. В Западном Прибайкалье и в Байкало-Патомском нагорье отложения моложе среднего кембрия не сохранились, кроме четвертичных образований да небольших выходов неогеновых континентальных осадков на о-ве Ольхон и в Приморском хребте. Во внутренних районах Байкальской горной области и в Западном Забайкалье в тектонических погружениях сохранились еще юрские и нижнемеловые континентальные отложения.

Из-за отсутствия геологической летописи тектонические структуры этого чрезвычайно длительного этапа, охватывающего почти всю палеозойскую и мезозойскую эры, не могут быть расшифрованы. Можно только высказать предположение, что основным типом тектонических движений в это время было изгибание земной коры в складки большого радиуса кривизны (складки основания), которое сопровождалось разрывами типа сбросов. В некоторых районах, отличавшихся большей консолидацией фундамента, как, например, в районе р. Чары, расположенном на окраине нагорья, вдоль разрывов в кристаллическом основании проникали магматические расплавы щелочного или субщелочного состава, застывшие недалеко от поверхности в виде малых субвулканических интрузий (алданский щелочной комплекс).

Структуры, образовавшиеся в относительно недавнем прошлом, в неогене и четвертичном периоде, очень хорошо выражены в рельефе и поэтому могут быть изучены геоморфологическими методами. Они имеют исключительно важное значение в формировании современного облика страны, в том числе и расположенного в ее пределах крупнейшего в мире глубоководного озера — Байкала.

ТЕКТОНИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Тектоническому строению южной части Сибирской платформы — Иркутскому амфитеатру — посвящен целый ряд исследований. После первых работ И. Д. Черского и Э. Зюсса принципиально иная общая схема тектонического строения Сибири была предложена Делонэ (1911) и принята А. А. Борисяком (1923). В. А. Обручев не согла-

силы со взглядами Делонэ и Борисяка и в многочисленных статьях и сводных работах развил и обосновал идеи Черского и Зюсса о «древнем темени Азии», в которое им включались Прибайкалье, Забайкалье и Восточный Саян — районы, тесно примыкающие к южной окраине Сибирской платформы и отчасти входящие в нее.

Большое значение для понимания тектоники Сибирской платформы имела работа Н. С. Шатского (1932). Затем в результате большого числа геологических исследований, проведенных в Восточной Сибири, появился ряд работ, посвященных тектоническому строению непосредственно южной части Сибирской платформы. Из их числа следует указать на статьи М. М. Одинцова и П. П. Скабичевского (1937), С. П. Ситникова (1943), А. С. Хоментовского (1945), Б. А. Иванова (1949), В. Т. Мордовского (1952), Д. А. Туголесова (1952), В. Т. Мордовского, Е. В. Кравченко и С. Ф. Федорова (1953), М. М. Одинцова (1953), Н. С. Зайцева (1954), В. Г. Васильева, Е. Н. Каленова и др. (1957а) и др. Наконец, в самые последние годы опубликована тектоническая карта Сибирской платформы масштаба 1:2 500 000, составленная Т. Н. Спижарским при участии В. С. Казанцевой (1958).

Материалы большого числа геологических исследований со схемами тектоники южной части Сибирской платформы остались неопубликованными и здесь не упоминаются, так же как и работы, описывающие отдельные тектонические структуры на территории южной части платформы.

Ввиду того что в отношении общей схемы тектоники Сибирской платформы и, в частности, по вопросу разграничения древней зоны докембрийской складчатости — фундамента Сибирской платформы — и окружающих ее каледонских складчатых зон среди исследователей нет единых взглядов, прежде чем перейти к описанию конкретных тектонических форм, необходимо определить принципиальные позиции авторов по этому вопросу.

Нам представляется, что точка зрения об отнесении Байкало-Патомского нагорья и Восточного Саяна целиком к области каледонской складчатости и проведение границы древней Сибирской платформы и каледонской складчатой зоны в глубине внутреннего поля Иркутского амфитеатра, отраженная в известной сводной работе А. Д. Архангельского (1939а), является неправильной.

Большинство исследователей включает в Сибирскую платформу часть горного обрамления Иркутского амфитеатра, образующую ее краевую антеклизу (Одинцов, Флоренсов, Хренов, 1957). На основании этого предполагается, что северо-восточный склон Восточно-Саянского нагорья, южное побережье оз. Байкал и западная часть Байкало-Патомского нагорья представляют собой не каледонскую складчатую зону, возникшую на месте нижнепалеозойской геосинклинальной области, а приподнятый новейшими движениями до состояния горной страны внешний край докембрийской складчатой зоны — древнего фундамента Сибирской платформы.

Необходимо подчеркнуть, что в южной части Сибирской платформы последовательное тектоническое развитие данного участка земной коры фиксировало с начала нижнего палеозоя каледонские (начиная с салаирских), раннекеммерийские (индо-синийские), позднекеммерийские (юрские и послекюрские — мезозойские) и новейшие кайнозойские структурные формы. Здесь трудно выделить герцинские (верхнепалеозойские) тектонические структуры в том понимании, какое принято

в западноевропейской геологии. В Восточной Сибири верхнепалеозойские движения должны быть объединены с раннемезозойскими. Примером района, в котором верхнепалеозойские и нижнемезозойские движения создали единую крупную региональную структуру, является Тунгусский бассейн.

В соответствии с этим в пределах южной части Сибирской платформы можно выделить крупные структурные единицы, образовавшиеся в разное время, описание которых приводится ниже.

Докембрийская складчатая зона

Докембрийская складчатая зона в большей части рассматриваемой территории скрыта под покровом более молодых (палеозойских и мезозойских) отложений внутреннего поля Иркутского амфитеатра и выступает на поверхность лишь в краевой антеклизе платформы, по окраинным частям горного обрамления Иркутского амфитеатра — в Восточно-Саянском и Байкало-Патомском нагорьях. Контуры краевой антеклизы в значительной мере контролируются зонами глубинных разломов древнего заложения.

Докембрийские образования представлены комплексом осадочных, в различной степени метаморфизованных пород — от гнейсов и кристаллических сланцев архея до известняков, сланцев, песчаников и конгломератов верхнего протерозоя (или синия — «байкальский комплекс») и различными магматическими породами — от гранитов до основных и ультраосновных пород. Все породы дислоцированы главным образом еще в допалеозойское время с образованием сложных складчатых форм преимущественно северо-восточного (байкальского) и северо-западного (саянского) простираний. Исключение составляют отложения верхнего докембрия — байкальского комплекса и его стратиграфических аналогов, — дислоцированные значительно слабее.

Более молодые движения, начиная с каледонского этапа диастрофизма, оказались наложенными на древнюю складчатую структуру и выразились преимущественно в образовании разрывных дислокаций на фоне общих глыбовых движений докембрийской складчатой зоны. Эти движения охватывают и мезозой и, вероятно, кайнозой, о чем свидетельствуют тектонический контакт докембрийских образований с юрскими отложениями в Ангарском надвиге, кайнозойская история развития системы Байкальских впадин, послетретичные поднятия Восточного Саяна и Байкальской горной страны.

Внутреннее поле Иркутского амфитеатра

Докембрийский фундамент платформы в пределах внутреннего поля Иркутского амфитеатра закрыт осадочными отложениями нижнего и верхнего палеозоя и мезозоя. Структуры осадочных образований внутреннего поля амфитеатра (верхнего структурного яруса платформы) созданы движениями палеозойских и мезо-кайнозойских этапов диастрофизма и в известной мере отражают глубинные дислокации жесткого цоколя платформы.

Структуры осадочного покрова южной части Сибирской платформы морфологически могут быть разделены следующим образом.

А. Крупные структуры — относительно пологие поднятия и погружения. Их образование связано с волнообразными изгибаниями докембрийского фундамента платформы, в которые вовлечены и породы верхнего структурного яруса — палеозойские и мезозойские. К ним относятся:

1. Склоны выступов докембрийского фундамента платформы, подковообразно окаймляющие внутреннее поле Иркутского амфитеатра, покрытые нижнепалеозойскими и отчасти мезозойскими отложениями: а) Присаянский склон с наложенным кайнозойским предгорным прогибом, б) Прибайкальская зона складок нижнепалеозойских пород.

2. Периферическая часть Тунгусской синеклизы, охватывающая северо-западные районы Иркутской области.

3. Зона мезозойских прогибов (главная мезозойская депрессия Сибирской платформы), выполненных юрскими отложениями. Новейшие поднятия внутри этой зоны разобщают юрские отложения на отдельные поля.

4. Пологие валообразные поднятия и впадины различного возраста, главнейшими из которых являются: а) Удино-Бирюсинское валообразное поднятие, разделяющее Иркутский и Канский бассейны; б) Присаяно-Тасеевская впадина, выполненная нижнепалеозойскими осадками.

Не исключена возможность наличия в пределах внутреннего поля Иркутского амфитеатра крупных структурных элементов глубинного заложения, тесно связанных с конфигурацией поверхности фундамента платформы и с колебательными движениями в начальной стадии формирования ее осадочного чехла, в последующем погребенных в процессе осадконакопления и не выраженных по более высоким горизонтам. Выявление таких крупных погребенных структур весьма затруднительно ввиду ограниченного количества буровых скважин, вскрывающих полностью всю толщу нижнепалеозойских отложений до кристаллического фундамента. Попытки использовать для этой цели данные региональных гравиметрических и магнитометрических работ привели к построению лишь гипотетических схем (Васильев, Каленов и др., 1957а), поскольку при интерпретации геофизических материалов и объяснении отдельных аномалий приходится делать целый ряд допущений.

Б. Частные структуры различной морфологии в осадочном покрове внутреннего поля Иркутского амфитеатра, образование которых является результатом воздействия осадочного покрова на глубинные дислокации фундамента, выражающегося в формировании складок различной формы и разрывов в осадочных породах. Главнейшими из них являются:

1. Пологие куполовидные поднятия осадочного покрова, которые выявляются во внутреннем поле амфитеатра детальным картированием, структурным колонковым бурением и местами сейсморазведкой среди полей нижнепалеозойских отложений. К таким структурам относятся, например, Бельская, ряд Осинских структур, Атовская и др.

2. Резкие, линейно вытянутые в северо-восточном направлении антиклинальные гребневидные складки, локализующиеся в зону нарушений, которая протягивается с юга Иркутского амфитеатра на северо-восток до бассейна р. Вилюя (Кемпендяйские структуры). Эта зона суживается в районах верхнего течения рек Непы, Нижней Тунгуски и Ньюи, где складки сближаются между собой, и расширяется на своем юго-восточном окончании, где складки расходятся и разделяются между собой широкими участками горизонтально залегающих пород.

Характерной морфологической особенностью описываемых структур является их линейность, резкое преобладание длины складки по простиранию над шириной между крыльями. При длине складки в 20—30 км и более ширина обычно составляет 1—2 км, иногда менее 1 км.

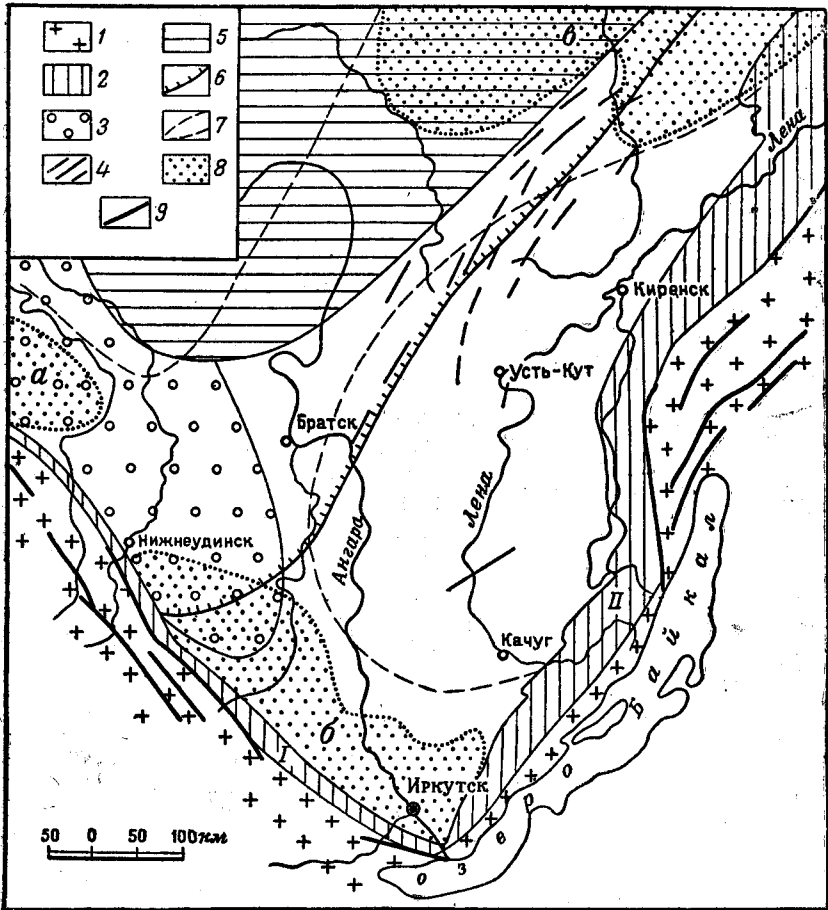


Рис. 51. Схема тектоники Иркутского амфитеатра. Составили В. С. Карпышев и М. М. Одинцов

1 — краевые антеклизы амфитеатра с выходами докембрийского фундамента; 2 — бортовые зоны внутреннего поля амфитеатра: I — Присаянская; II — Прибайкальская; 3 — Присаяно-Тасеевская впадина; 4 — гребенчатые складки нижнего палеозоя; 5 — Тунгусская синеклиза; 6 — юго-восточная граница Тунгусской структурно-вулканической области; 7 — контуры зоны мезозойских депрессий; 8 — мезозойские впадины: а — Канская, б — Иркутская, в — Тунгусско-Чонская; 9 — разломы в краевых антеклизах

3. Разрывные дислокации типа сбросов, мелкие по величине вертикального смещения, но большой протяженности имеют наибольшее распространение в северной части Иркутского амфитеатра. На основании работ последних лет предполагается, что Ангаро-Илимские железорудные месторождения связаны с пересечением нарушениями этого типа гребенчатых складок Непской зоны.

Общая схема структурного районирования южной части Сибирской платформы, охарактеризованная выше, изображена на карте (рис. 51).

Далее остановимся на описании дислокаций осадочных пород на склонах выступов докембрийского фундамента платформы и структур внутреннего поля Иркутского амфитеатра.

Крупные структуры

Склоны выступов докембрийского фундамента платформы. Присяянский склон представляет собой относительно узкую, протягивающуюся вдоль Присяянья и занимающую краевую часть его предгорья полосу моноклинально погружающихся на северо-восток пород кембрия, ордовика и юры, на значительном протяжении скрытых под четвертичными (и неогеновыми?) отложениями предгорного прогиба.

Особенностью тектонического строения этой полосы является прежде всего относительно более пологое погружение пород нижнего кембрия в ее юго-восточной части, на отрезке между реками Иркутом и Окой, и более крутое погружение на участке Ока — Бирюса, что отражается и на геологической карте разной шириной полосы выходов отдельных свит кембрия, а на северо-западе также и отложений ордовика северо-западной части Присяянья. Присяянский склон древнего фундамента во внутреннем поле Иркутского амфитеатра окаймляет Присяяно-Тасеевскую впадину.

Тектонические движения, создавшие современную структуру окраины амфитеатра, проявились в несколько этапов, главным образом в виде вертикальных перемещений. Наиболее ранние движения относятся, вероятно, к началу кембрийского периода. Они выразились более резким опусканием территории внутреннего поля Иркутского амфитеатра по отношению к его периферической части, что отразилось в значительном и быстром изменении мощностей и литологии осадков кембрия от периферии амфитеатра к прилегающим районам его внутреннего поля. Дифференцированные движения в окраинной части амфитеатра (различные скорости прогибания фундамента) обусловлены, вероятно, древними разломами глубокого заложения.

В настоящее время можно говорить о наличии в рассматриваемой полосе Присяянья значительных дислокаций, характеризующихся крутонаклонными на северо-восток породами кембрия и ордовика, а также, вероятно, и разрывов взбросо-надвигового характера, трансгрессивно перекрытых осадками юры, на что указывают материалы, полученные при колонковом бурении в окрестностях пос. Аршан, по р. Ие (А. Н. Золотов, 1958 г.). По-видимому, тот же характер и время образования имеет разрывное нарушение, протягивающееся от бассейна р. Бирюсы до р. Оки, прослеженное при геологическом картировании в этих же районах Присяянья. Можно предположить, что дислокации, унаследованные от древних нарушений (по времени более поздние, чем каледонские, поскольку последние интенсивно проявились в Прибайкало-Патомской краевой части платформы), имели строго выдержанное северо-восточное простирание и охватили (с тем же простиранием) не только внутреннее поле амфитеатра, но местами и юго-западную его окраину — предгорье Восточного Саяна.

В пределах Присяянского склона внутреннего поля Иркутского амфитеатра отмечаются мощные тектонические движения послепор-

ского времени, примером которых являются дизъюнктивные дислокации взбросо-надвигового характера в окрестностях д. Моты и по р. Олхе, связанные с крупным послеюрским Ангарским надвигом. К ним предположительно можно отнести и дизъюнктивные нарушения, фиксируемые по тектоническим контактам между нижнекембрийскими и докембрийскими отложениями в бассейне рек Китоя и Белой.

В результате тектонических движений, обусловивших образование дизъюнктивных нарушений, имели место и пликвативные дислокации, проявившиеся в формировании флексуроподобных складок, типичным примером которых может служить известная Введенская складка на р. Иркуте. Подобные же складки и флексуобразные перегибы слоев, характеризующиеся выдержанным северо-западным простиранием, наблюдаются и в других районах рассматриваемой полосы Приаянья.

Прибайкальская зона складок. Юго-восточный склон внутреннего поля Иркутского амфитеатра, окаймляющий выходы древних допалеозойских пород Западного Прибайкалья и Байкало-Патомского нагорья, по своему тектоническому строению существенно отличается от юго-западной периферии амфитеатра. Основной особенностью его тектоники является развитие типичных для складчатых районов линейных складок нижнепалеозойских пород, протягивающихся полосой шириной 65—75 км в северо-восточном направлении. Складчатая структура этой полосы хорошо выявляется даже на мелкомасштабных геологических картах в виде целого ряда антиклинальных и синклинальных складок, сложенных отложениями нижнего, среднего и верхнего кембрия, а местами ордовика. На юго-западе эта зона при некотором общем выполаживании складок расширяется до 85—90 км и ее породы трансгрессивно перекрываются образованиями юры, лежащими на глубоко эродированной поверхности складчатого кембрия. На северо-востоке, в бассейне рек Нюи и Пеледуя, полоса кембрийских складок расширяется до 110—120 км, включая Нюиско-Пеледуйский антиклинорий (Ситников, 1943). Далее к северо-востоку кембрийские отложения, испытывая общее погружение, уходят под толщу пород ордовика и силура.

Характерными особенностями этой полосы является ее северо-восточное простирание, совпадающее с простиранием складчатых структур докембрия в юго-западном Прибайкалье; изменение простирания полосы с северо-восточного на меридиональное в бассейне верхнего и среднего течений р. Киренги при сохранении северо-восточного простирания ее складок; восстановление северо-восточного простирания полосы в бассейне нижнего течения р. Киренги и далее на северо-восток вдоль Витимо-Патомского нагорья.

Разрез, построенный вкрест простирания зоны, выявляет картину гармоничной складчатости кембрийских пород с постепенным убыванием крутизны крыльев и амплитуды складок в направлении с юго-востока на северо-запад (рис. 52).

На юго-востоке, как видно из разреза, кембрийские отложения, налегая трансгрессивно на сильно дислоцированные породы верхнего протерозоя, смяты в крутые складки, местами изоклинальные, нередко с запрокинутыми крыльями. Повсеместно отчетливо выражена асимметрия — большая крутизна северо-западных крыльев, отмечаются также разрывные дислокации в виде взбросо-надвигов относительно небольших амплитуд. Далее на северо-запад крылья складок заметно

выполаживаются (20—15°), а в более мелких складках второго порядка наблюдаются крутые падения. Северо-западнее Божеханского антиклинория (крайняя крупная антиклиналь этого района) верхнекембрийские отложения имеют наиболее широкое развитие и здесь полого погружаются в глубь амфитеатра.

Крупные антиклинальные и синклинальные структуры этой зоны имеют протяженность от 50 до 150 км и более при ширине 12—30 км. Геологическим картированием выявляется сложное строение этих структур, разделяющихся на целый ряд брахиантиклинальных и брахисинклинальных складок, имеющих кулисообразное расположение и общие ундулирующие оси, что было хорошо показано Е. В. Павловским (1941, 1942 гг.) и Н. В. Фроловой (1942 г.) при структурно-геологическом картировании Божеханского антиклинория, расположенного в южной части описываемой зоны.

Весьма интересным, но, к сожалению, еще мало изученным является уже отмеченный средний участок рассматриваемой зоны, приуроченный к бассейну р. Киренги. Как видно на геологической карте, кембрийские породы, а иногда и отложения ордовика в этом районе контактируют с породами докембрия Байкало-Патомского нагорья. Этот контакт, несомненно, является тектоническим, имеющим простирание, близкое к меридиональному, и срезающим складчатые структуры кембрия выдержанного северо-восточного простирания. Данное разрывное нарушение, по-видимому, связано со значительным давлением и некоторым перемещением масс в более позднюю, чем каледонская, эпоху диастрофизма. Возможно, что эти же процессы явились причиной и общего приближения кристаллических пород к внутреннему полю амфитеатра на участке от северной оконечности оз. Байкал до бассейна нижнего течения р. Витима, в силу чего наблюдается изменение простирания полосы

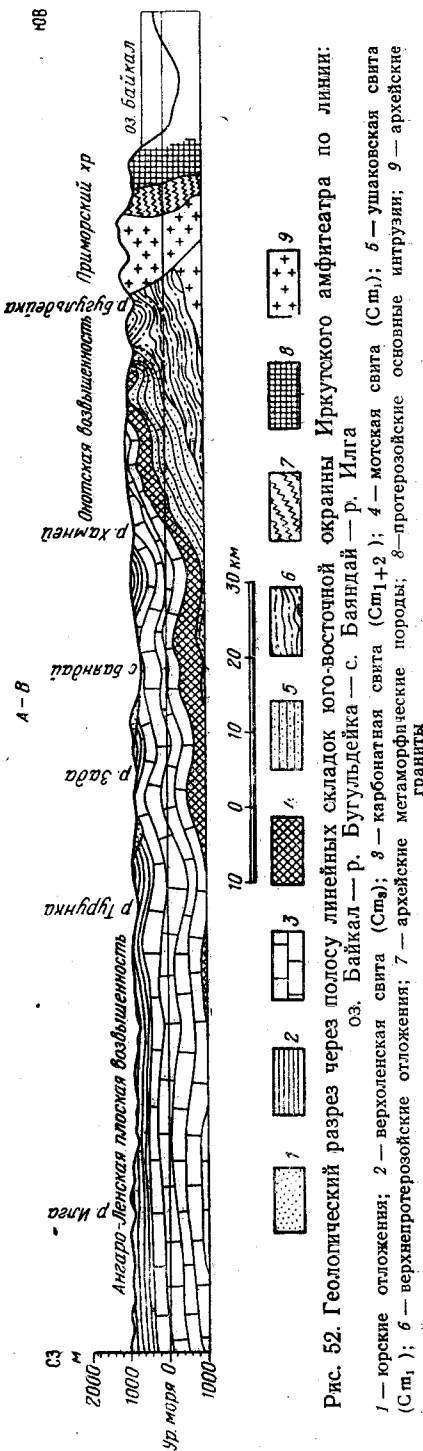


Рис. 52. Геологический разрез через полосу линейных складок юго-восточной окраины Иркутского амфитеатра по линии: оз. Байкал — р. Бугульдейка — с. Баяндай — р. Илга
 1 — юрские отложения; 2 — верхоленская свита (Ст.); 3 — карбонатная свита (Ст.+2); 4 — могойская свита (Ст.); 5 — ушаковская свита (Ст.); 6 — верхнепротерозойские отложения; 7 — архейские метаморфические породы; 8 — протерозойские основные интрузии; 9 — архейские граниты

складок с северо-восточного на меридиональное в бассейне верхнего и среднего течений р. Киренги, а далее к северо-востоку появляется дугообразный изгиб этой полосы, обращенный выпуклостью в сторону амфитеатра.

Проявление наложенной на каледонские структуры складчатости описывается В. П. Масловым (1947) в районе верхнего течения р. Киренги и Ленско-Киренгского водораздела. Маслов показывает, что точки наибольшего воздымания и прогиба брахиантиклинальных складок, имеющих северо-восточное — «байкальское» простирание, располагаются на прямых линиях, которые могут рассматриваться как линии, проходящие через места перегибов особых антиклиналей и синклиналей, пересекающих ранее смятые породы.

Складчатость, имеющая простирание, близкое к меридиональному, отмечена Н. В. Фроловой (1940 г.) на Ленско-Киренгском междуречье, где ею выделяется крупная Орленгская антиклиналь. Образование этой структуры Фролова связывает с более поздними, чем каледонские, тектоническими движениями.

Несомненное наличие мезо-кайнозойских дислокаций устанавливается в крайней юго-западной части описываемой зоны складчатых структур, где развиты и юрские отложения, обычно залегающие в крыльях антиклиналей и в синклиналях на кембрийских породах, но дислоцированных значительно слабее. Простирание пород в этих более поздних дислокациях согласно с простиранием каледонских складок.

Периферическая часть Тунгусской синеклизы. Этот участок выделяется на северо-западе Иркутского амфитеатра и представляет собой как бы центроклинальное окончание крупного верхнепалеозойского прогиба, выполненного угленосными отложениями карбона, перми и туфогенными образованиями пермо-триаса. Юго-восточная и южная границы его проводятся по окраине поля распространения отложений верхнего палеозоя и пересекают р. Нижнюю Тунгуску выше устья Большой Еремы, далее граница идет по водоразделу между реками Чулой и Непой, проходит через Ангару (у устья Илима) и на юге протягивается примерно по водоразделу между реками Чуной и Ангарой. Ось прогиба имеет северо-северо-восточную ориентировку и пересекает Ангару между селами Ката и Кежма.

На юго-востоке у борта синеклизы отложения верхнего палеозоя залегают на породах верхнего ордовика и нижнего силура, полого погружающихся на северо-запад. В пределах южной окраины синеклизы в образовании частных структур большое значение имеют интрузии траппов, пронизывающие угленосную толщу главным образом в виде пластовых тел, местами переходящих в секущие. С внедрением интрузий траппов в толщу осадочных пород связаны резкие смещения слоев осадочных пород (сравнительно небольшой амплитуды), приуроченные к зонам перехода пластовых интрузий с более низкого этажа на более высокий, пологие вздутя, обусловленные неравномерной толщиной пластовых тел, залегающих в их подошве, и др.

Интрузивная деятельность в пределах данного участка Тунгусской синеклизы вызвала, вероятно, и более крупные дислокации, захватывающие всю толщу осадочных отложений платформы, однако за недостатком геологических материалов выделить их в данное время не представляется возможным.

В пределах юго-восточной периферии Тунгусского бассейна и в прилегающей к ней северной окраине Иркутского амфитеатра широко рас-

пространены своеобразные разрывные нарушения, характеризующиеся значительным линейным протяжением и сравнительно малой амплитудой вертикального смещения. Примерами их могут служить сброс у д. Симахино на р. Илиме (Ангаро-Илимский район) и разломы, выявленные С. Ф. Павловым северо-восточнее пос. Заярск. Наиболее широко эти нарушения распространены севернее, в бассейне р. Нижней Тунгуски, где они изучены и описаны А. П. Труфановой, С. Ф. Павловым и М. И. Плотниковой. Разрывные нарушения здесь пересекают туфогенные отложения нижнего триаса и подстилающие их породы и прослеживаются на десятки километров. Нередко они контролируют расположение трапповых даек, но вертикальные перемещения крыльев не наблюдаются или ограничиваются несколькими метрами. Ориентировка разрывов незакономерна и подчинена, по-видимому, локальным пологим куполовидным поднятиям.

Зона мезозойских прогибов, выполненных юрскими отложениями. Данная зона выделяется на юго-западной окраине и в северо-западной части Иркутского амфитеатра. Она, по-видимому, была сформирована как система сопряженных пологих впадин, существовавшая если не всю нижнюю и среднюю юру, то, во всяком случае, достаточно продолжительный отрезок геологического времени. Позднейшие тектонические движения и процессы эрозии явились причиной разобщения этой зоны на отдельные впадины: Иркутскую, Канскую и Тунгусско-Чонскую.

Пологие валообразные поднятия и впадины различного возраста. Удино-Бирюсинское валообразное поднятие намечается как очень пологое поднятие довольно расплывчатых очертаний, разобщающее поле развития юрских отложений в юго-западной части амфитеатра на отдельные контуры Иркутской и Канской впадин.

Присаяно-Тасеевская впадина выделяется в юго-западной части Иркутского амфитеатра как крупная отрицательная структура длительного развития, претерпевшая более интенсивное, чем окружающие районы амфитеатра, погружение в течение нижнего палеозоя, а также в среднем и верхнем девоне. Западной границей впадины служит внутренний край Присаянского внутреннего поля амфитеатра, а за пределами рассматриваемой территории — восточные склоны южной части Енисейского кряжа. Южная и восточная ее границы могут быть намечены только приблизительно, поскольку южный и восточный склоны впадины очень пологи. Южная граница проходит по водоразделу между реками Ией и Окой, восточная — несколько западнее рек Оки и Ангары. М. М. Одинцов и П. П. Скабичевский еще в 1937 г. выделили эту впадину под наименованием Чуно-Бирюсинской синеклизы.

Есть основания предполагать, что формирование впадины как участка более интенсивного прогибания фундамента платформы относится к ранней эпохе развития кембрийского бассейна, по крайней мере в ее краевой юго-западной части, так как и в смежном районе Восточного Присаянья под отложениями алданского яруса (аналогами мотской свиты) наблюдается мощная толща в основном терригенных отложений оселочной и карагасской свит. Возраст этой толщи пока точно не установлен, но многими исследователями она предположительно относится к кембрию. Постепенное сокращение мощности этой толщи с северо-запада на юго-восток до полного выклинивания следует тому же направлению, что и намеченный контур Присаяно-Тасеевской впадины. Аналогичная толща пород развита и вдоль восточного склона Енисейского кряжа.

Имеющиеся геологические материалы позволяют уверенно выделять Присаяно-Тасеевскую впадину по отложениям верхнего кембрия, ордовика, силура и девона. Можно отметить прежде всего развитие верхнедевонских отложений в центральной части впадины и вдоль ее юго-западного борта. Но особенно явно впадина выделяется по полноте разреза и по большим мощностям свит ордовика. Весьма характерным в этом отношении является разрез, вскрытый Мироновской опорной скважиной, расположенной на р. Чуне у пересечения реки железной дорогой Тайшет—Лена. Отложения ордовика здесь представлены всеми свитами от устькутской до братской включительно и имеют мощность вместе с обнаженной частью разреза около 1100 м. Для сравнения можно привести район г. Братска, находящийся восточнее очерченного контура впадины, где полная мощность ордовика не превышает 600—700 м.

В Мироновской опорной скважине наблюдается также и наибольшая из известных в пределах Иркутского амфитеатра мощность верхоленской свиты верхнего кембрия, равная 840 м. Судя по характеру отложений верхних горизонтов ленского яруса (насыщенность сульфатно-карбонатных пород прослоями каменной соли), можно предполагать, что мощность отложений ленского яруса будет не менее той, которая известна для других районов внутреннего поля Иркутского амфитеатра.

Аналогичная картина резкого увеличения мощности отложений нижнего палеозоя наблюдается в центральной части Присаяно-Тасеевской впадины, в районе с. Абан, где опорной скважиной ниже юрских и среднедевонских отложений вскрыта немая толща терригенных пород ордовика мощностью более 1600 м, причем отложения ордовика полностью скважиной не пройдены.

Частные структуры

Пологие куполовидные поднятия. Структуры этого типа в настоящее время широко известны во внутреннем поле Иркутского амфитеатра, главным образом по результатам детального геологического картирования и структурного колонкового бурения в отложениях ордовика, верхнего кембрия и верхних горизонтах ленского яруса нижнего кембрия. Эти структуры представляют собой в большинстве случаев пологие изометричные или несколько вытянутые куполовидные поднятия с амплитудой, не превышающей нескольких десятков метров, с размерами по длинной и короткой осям обычно в несколько километров, реже более 10—20 км и наклоном слоев на крыльях, измеряемым минутами, иногда градусами.

Большинство таких структур, как это выясняется по данным глубокого бурения, значительно выполаживается с глубиной, и по нижним слоям кембрия весьма слабо выражены или совершенно сглаживаются, иногда же они переходят в пологие террасовидные формы, выделяющиеся на фоне общего моноклинального погружения пород, как, например, структуры, тяготеющие к Присаянскому склону внутреннего поля амфитеатра (окрестности сел Тыреть, Кутулик).

Формирование подобных структур, по-видимому, является результатом пологих волнообразно-колебательных движений в течение длительного периода седиментации, создавших различные условия накопления осадков в пределах отдельных участков и зон. Эти различия прежде всего сказались на мощностях отдельных горизонтов, чачек и даже

подсвет, что в конечном счете определило образование положительных структур при общем последующем подъеме территории амфитеатра.

Можно отметить, что наиболее четкое выражение пологие куполовидные структуры в южной части амфитеатра имеют по верхним горизонтам ангарской свиты, т. е. связаны с той частью толщи ленского яруса, которая формировалась в период значительной перестройки кембрийского бассейна вплоть до расчленения его на замкнутые лагуны. Ярким примером резкого проявления структурных положительных форм по отложениям ангарской свиты служит Гречеханская куполовидная структура, расположенная в 22 км к северо-востоку от пос. Кутулик. Ее амплитуда достигает 80 м и постепенно уменьшается с глубиной.

Изменение мощностей отдельных толщ разреза ленского яруса в пределах контуров поднятий связано главным образом с пачками сульфатных, сульфатно-карбонатных пород и каменной соли, т. е. с комплексами пород, имеющими повышенную скорость накопления в условиях более интенсивного прогибания дна бассейна. Такая обстановка являлась наиболее благоприятной для создания значительных различий в мощностях разновозрастных толщ.

К пологим валообразным поднятиям Присаянского района амфитеатра относится Булайская антиклиналь, протягивающаяся в северо-западном направлении от правобережья р. Белой через поселки Мишелевку, Нижний Булай и далее на северо-запад примерно до широты г. Черемхово. Общая протяженность ее около 40—50 км при ширине 10—12 км. В пределах этой структуры по ее оси выделяются два куполовидных поднятия — Бельское и Ключинское. Река Белая пересекает Булайскую антиклиналь в районе развития Бельского куполовидного поднятия. Разрез, вскрываемый рекой в широтном направлении, представляется в следующем виде.

В своде структуры выходят массивные доломиты булайской свиты, имеющие слабо волнистое, почти горизонтальное залегание и протягивающиеся на 4—5 км. К западу и востоку они имеют очень пологое, менее одного градуса, падение и скрываются под уровень реки. Ширина складки по крайним точкам выхода на дневную поверхность кровли булайских доломитов равна 10—11 км при амплитуде 30—35 м. Погружение пород кембрия далее на северо-восток и юго-запад прослеживается по более высоким горизонтам. На юго-западном крыле кембрийские отложения вскоре сменяются породами юры, полого погружающимися также на юго-запад. Длинная ось Бельского куполовидного поднятия составляет около 14—15 км.

Бурение двух роторных скважин на Бельском куполовидном поднятии, одна из которых была заложена в своде, другая на северо-восточном крыле структуры, показало, что с глубиной крутизна северо-восточного крыла увеличивается как по надсоленосным карбонатным отложениям мотской свиты, так и по терригенно-карбонатным отложениям бельской свиты (рис. 53). Юго-западное крыло глубокими скважинами не изучено.

Другим примером пологих структур рассматриваемого района амфитеатра является цепь Осинских куполовидных поднятий, расположенных в среднем течении р. Осы (правого притока р. Ангары) между улусом Матаган и д. Марково. Общее простираение этой цепи поднятий, как и самих куполовидных структур, северо-западное, совпадающее с направлением долины реки. Протяженность всей полосы складок около 35—40 км при ширине 8—9 км.

Структурным колонковым бурением с опорой на один из горизонтов верхней части ангарской свиты нижнего кембрия (Б. А. Иванов, 1953 г.) выделены с северо-востока на юго-запад Осинское, Прохоровское и Парфеновское поднятия. Два последних лежат на одной оси и замыкаются общей стратоизогипсой. Первое несколько смещено к юго-востоку и отделено от Парфеновского и Прохоровского значительным прогибом, выполненным породами верхнего кембрия.

Осинский купол при протяженности 10—12 км имеет ширину 6—7 км, амплитуда поднятия составляет всего лишь 15—20 м. В своде

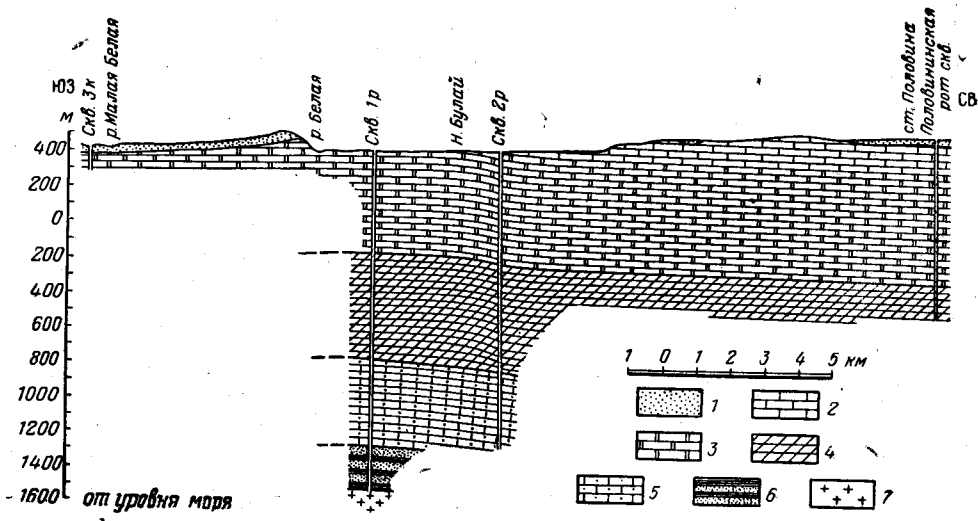


Рис. 53. Геологический разрез через Бельскую куполовидную структуру. Составил В. С. Карпышев

1 — юрские отложения; 2 — ангарская свита ($Сп_{1+2}$); 3 — бельская свита ($Сп_{1+2}$); 4 — соленосная свита ($Сп_{1+2}$); 5 — мотская свита ($Сп_1$); 6 — ушаковская свита ($Сп_1$); 7 — кристаллические породы фундамента

структура сложена карбонатными породами ангарской свиты, на крыльях — красноцветными отложениями верхоленской свиты.

Прохоровское поднятие, в своде которого также обнажены доломиты и известняки нижнего кембрия, имеет длину около 6 км при ширине 5 км и амплитуде около 35—40 м. Свод структуры оказывается приподнятым по сравнению с Осинским куполом примерно на 25—30 м.

Парфеновское поднятие, в отличие от первых двух, является более вытянутым. Протяженность его около 14 км, ширина 8—9 км. Абсолютная высота свода структуры и амплитуда такие же, как и у Прохоровского поднятия. Благодаря общему повышению рельефа складка на поверхности сложена породами верхнего кембрия.

Как видно из приведенного описания, господствующее простирание всей полосы поднятий, как и отдельных структур, северо-западное. В то же время в обнажениях этого района, сложенных породами кембрия, весьма отчетливо наблюдаются дислокации северо-восточного простирания, которые фиксируются по отдельным замерам элементов залегания, а также небольшие складки того же простирания. Данное обстоя-

тельство послужило причиной того, что при первоначальных исследованиях простирающиеся осинских структур считалось северо-восточным.

Бурение глубоких скважин на Осинской и Парфеновской структурах показало значительное изменение их с глубиной, выраженное прежде всего общим выполаживанием и уменьшением амплитуд этих складок в мотских отложениях в пределах разбуренной части площади.

Пологие куполовидные структуры выявлены в районе сел Тыреть—Залари (Унгинская, Наймодайская, Укейская и Багантуйская) и в некоторых других районах. Все они характеризуются широкими и пологими очертаниями, размерами по длинной оси 8—15 км и относительно небольшими амплитудами, порядка 30—50 м.

К иному типу структур можно отнести Атовское поднятие, расположенное в верховьях р. Уды (правого притока Ангары), в 40 км к северо-востоку от с. Малышовка. По данным сейсморазведочных работ, структура имеет простирающие, близкое к меридиональному, и амплитуду по кровле пачки доломитов усольской свиты около 120 м. Размеры ее по замкнутым стратоизогидам 8×4 км. По кровле ангарской свиты (данные колонкового бурения) структура выражена значительно слабее: амплитуда ее составляет около 30 м, а простирающие меняются на северо-западное.

Две глубокие скважины подтвердили значительное погружение пород на западном крыле структуры и выполаживание этого крыла по более высоким горизонтам. Кроме того, одна из этих скважин, пробуренная в своде поднятия, показала некоторое уменьшение мощности мотской свиты и резкое сокращение (до 40—60 м) мощности ушаковской свиты, сложенной песчано-сланцевыми породами, залегающими на кристаллическом фундаменте платформы, по сравнению с другими районами амфитеатра.

Совокупность всех этих данных позволяет рассматривать Атовское поднятие как структуру, в значительной степени связанную с локальным выступом фундамента и облеканием осадками нижнего кембрия этого выступа. Кроме того, район испытал и тектонические движения положительного знака, поскольку структура прослеживается по более высоким горизонтам кембрия.

Гребневидные складки. Резкие, линейно вытянутые в северо-восточном направлении антиклинальные складки протягиваются полосой в бассейне верхнего течения рек Непы, Нижней Тунгуски и Нюи. К югу и юго-западу эта полоса заметно расширяется и отдельные структуры представляют собой разрозненные, далеко отстоящие друг от друга антиклинали, к каковым относятся Тубинская, Литвинцевская, Каймоновская, Усть-Кутская (Турукская) и целый ряд других, выраженных менее явно и изученных хуже.

Характерными особенностями такого типа складок является отсутствие четко выраженных синклиналиных прогибов, отвечающих резким положительным дислокациям. Это особенно хорошо обнаруживается при рассмотрении южной части зоны, где отдельные антиклинальные структуры разобщены между собой большими, в несколько десятков, а то и сотен километров пространствами с горизонтальным или слабо волнистым залеганием пород.

В непечной полосе сближенных гребневидных складок основные черты их морфологии проявляются наиболее отчетливо. По Д. А. Туголесову (1952), развитые здесь антиклинальные поднятия сложены в ядрах известняками и доломитами нижнего—среднего кембрия.

Обычная ширина складок по выходам ленских известняков в ядрах структур составляет 250—350 м, но отдельные сложно построенные антиклинали достигают ширины свыше 1,5 км. Амплитуда поднятия

по кровле ленских известняков в среднем равна 150 м. По стратиграфически более высоким слоям верхнего кембрия и ордовика она определяется в несколько сотен метров. Затухание складок этого типа на глубине установлено в отдельных случаях бурением. Среди складок Непско-Тунгусской зоны часто встречаются антиклинали с оборванным крылом. В силу большой устойчивости доломитов и известняков нижнего — среднего кембрия по сравнению с красноцветными породами верхоленской свиты первые оказываются отпрепарированными денудацией и представляют собой как бы моноклиальное крыло. Впечатление резко оборванной моноклинали производят и некоторые антиклинали более южных районов, как, например, Каймоновская по р. Куте. На самом деле эта выделяющаяся в рельефе гряда является взброшенным или надвинутым крылом узкой антиклинальной складки.

На рис. 54 изображен схематический разрез небольшого участка нижнего течения р. Непы протяженностью около 15 км. Большинство антиклинальных структур, пересекаемых в этом районе р. Непой, осложнено разрывными нарушениями. В зонах нарушений наблюдаются тектонические брекчии и зеркала скольжения. Амплитуды отдельных разрывов достигают 150—200 м. Характерно, что разрывные нарушения приурочены не только к северо-западным, обычно более крутопадающим крыльям, но встречаются также в сводах структур и на более пологих юго-восточных крыльях.

Описываемые антиклинальные складки имеют протяженность до 50—60 км и более. Детальным геологическим картированием устанавливается их пологая волнистость, ундуляция шарниров и постепенное затухание.

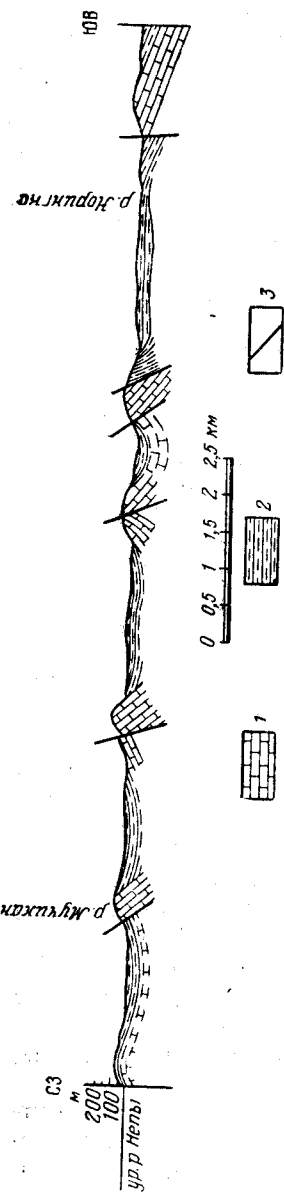


Рис. 54. Схематический разрез по р. Непе
1 — известняки и доломиты (Сп₁+2); 2 — мергели и песчаники (Сп₃); 3 — линии тектонических разрывов

В южной и юго-западной частях амфитеатра складки подобного характера встречаются лишь спорадически и обычно не имеют столь резко выраженных очертаний. Исключение в этом отношении представляет крупная Тутурская антиклиналь, пересекающаяся р. Леной, вблизи пос. Жигалово.

Тутурская антиклиналь имеет северо-восточное (около 60°) простирание при длине 95—100 км. Свод складки сложен карбонатными

породами, а крылья — песчано-мергельными отложениями верхнего кембрия. Ось складки, испытывая погружение на юго-запад у с. Знаменка, претерпевает вновь воздымание, благодаря чему обнаруживается другое большое антиклинальное поднятие, протягивающееся вдоль долины р. Тыпты. Ундуляцией оси этого большого (протяженностью около 50 км) поднятия образуются две брахиантиклинальные структуры — Тыптинская и Балыхтинская, сложенные в своде отложениями нижних горизонтов верхоленской свиты, а на крыльях — верхними горизонтами этой же свиты и породами ордовика.

Ширина Тутурской антиклинали, измеренная по крайним выходам карбонатной свиты в долине р. Лены, около 3 км, амплитуда складки здесь составляет 600—700 м. Однако погружение ее крыльев прослеживается и по породам верхоленской свиты, и полная ширина и амплитуда антиклинали превышают указанные размеры.

Свод структуры осложнен второстепенными, но довольно крутыми складками. Более крутое юго-восточное крыло имеет падение около 35—40°, северо-западное — 25—30°. Описанное в литературе (Катушенок, 1940) сбросовое нарушение вдоль всего юго-восточного крыла, по последним данным, отсутствует, так как встреченные здесь карбонатные брекчии, принятые за тектонические, являются обычными брекчиями седиментации.

Бурение глубоких скважин на Тутурской структуре выявило весьма существенные черты ее строения по более глубоко залегающим горизонтам. Как было показано А. И. Кононовым (1951 г.), крутизна складки и большая амплитуда объясняются участием в складчатых процессах этого участка платформы масс соли, подстилающих карбонатные отложения района в виде мощной соленосной толщи. С глубиной, начиная с соленосной толщи, амплитуда антиклинали резко убывает, а разница между абсолютными отметками высоты залегающих кровли мотской свиты в трех скважинах не превышает нескольких метров, что не может идти ни в какое сравнение с поднятием ядра складки по карбонатной толще (рис. 55).

Резко выраженные антиклинали северо-восточного простирания известны и в юго-западной присаянской части амфитеатра, как, например, Пономаревская антиклиналь на р. Ангаре вблизи деревни одноименного названия, две смежные антиклинальные структуры — Илотская и Пелепцинская, описанные В. С. Карпышевым (1943 г.) по р. Большой Белой, и структуры у ст. Камышет. Последние особенно интересны в том отношении, что захватывают верхнедевонские отложения в непосредственной близости от предгорья Восточного Саяна, т. е. древней складчатой области, имеющей северо-западное простирание.

В районах развития Пономаревской, Илотской и Пелепцинской антиклиналей юрские отложения не обнаруживают заметной дислоцированности.

В южной части Сибирской платформы можно выделить следующие этапы формирования ее структуры, начиная с нижнего палеозоя и до четвертичного периода.

Нижнепалеозойский (каледонский) этап. Колебательные движения, положившие начало формированию Присаяно-Тасеевской впадины, а позднее перерыв в отложении осадков в среднем кембрии — салаирский тектогенез. Заложение Прибайкальской зоны складок се-

веро-восточного простирания и гребневидных складок в результате последующих фаз тектогенеза. Раскалывание докембрийского фундамента с движениями отдельных глыб, вызвавшими деформации осадочного покрова с участием в этих дислокациях соляных масс, отжимавшихся в нарушенные зоны в форме соляных штоков. Оформление структуры внутреннего поля Иркутского амфитеатра.

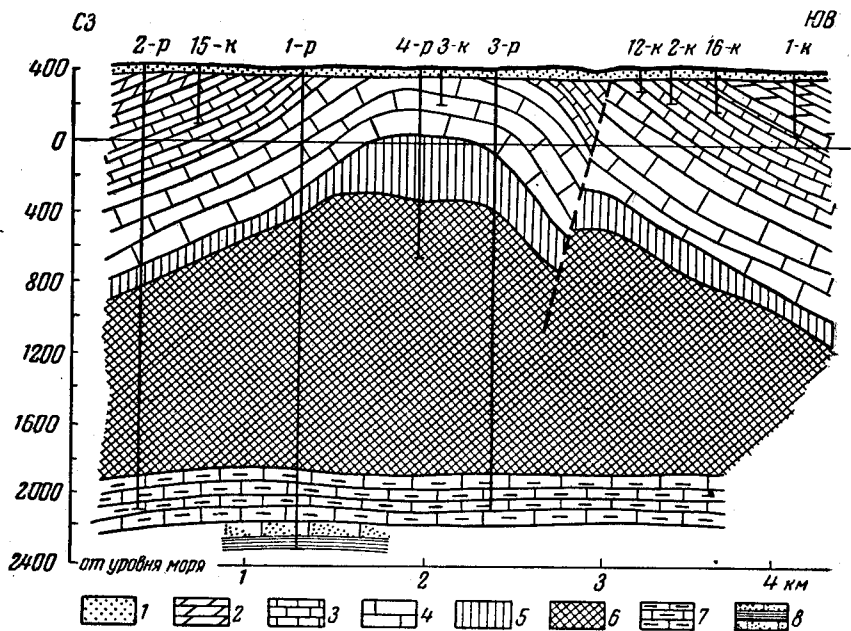


Рис. 55. Поперечный геологический разрез через центральную часть Жигаловской антиклинали (по А. И. Кононову, 1953 г.)

1 — аллювий. Верхоленская свита (Cm_3); 2 — мергели. Ангарская свита (Cm_{1+2}); 3 — карбонатные отложения с прослоями терригенных пород. Бельская свита (Cm_{1+2}); 4 — карбонатные отложения; 5 — сульфатно-карбонатные отложения. Соленосная толща (Cm_{1+2}); 6 — каменная соль, чередующаяся с карбонатно-сульфатными отложениями. Мотская свита (Cm_1); 7 — карбонатно-терригенные отложения; 8 — терригенные отложения

Верхнепалеозойский — нижнемезозойский этап. Заложение Тунгусского прогиба в конце палеозоя, захватывающего и северную часть Иркутского амфитеатра. Продолжающиеся дислокации фундамента и образование Тунгусской вулканической зоны. Образование нарушений осадочного покрова и возникновение подводящих каналов главной массы трапповых интрузий и связанных с ними железорудных месторождений и поверхностных излияний траппов.

Мезозойский этап (киммерийские или яньшаньские движения). Глыбовые движения в докембрийской складчатой зоне — внешнем обрамлении Иркутского амфитеатра; внутри амфитеатра — образование прогибов центральной юрской депрессии. Внедрение последних порций трапповой магмы в дайковой фации.

Обновление движений и дальнейшее развитие гребневидных складок в зоне антиклинальных структур северо-восточного простирания.

Кайнозойский (и позднемезозойский) этап. Глыбовые движения докембрийского фундамента платформы и в прилегающих складчатых зонах. Формирование Байкальской зоны разломов. Образование во внутреннем поле платформы пологого волнообразного Чуно-Бирюсинского поднятия. В результате движений происходит частичный размыв юрских отложений и разобщение их на отдельные поля, располагающиеся в опущенных участках. Поднятие горных сооружений, обрамляющих Иркутский амфитеатр, образование нарушений по периферии внутреннего поля Иркутского амфитеатра и внутри поднимающихся участков докембрийской складчатой зоны, заложение и развитие предгорного прогиба вдоль Саянского нагорья и более мелких депрессий вдоль Прибайкальского склона внутреннего поля амфитеатра.

ОБЩИЙ ОЧЕРК ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ

Геологические исследования последних лет, геофизические и геологосъемочные работы, произведенные на территории Иркутской области, значительно уточнили представления о тектонической структуре южной части Сибирской платформы и ее горно-складчатого обрамления. В результате появились работы, освещающие с новых позиций общие вопросы тектонического строения и истории структурного развития территории Иркутской области и смежных частей Восточной Сибири (Павловский, 1948в; Одинцов, Хренов, Флоренсов, 1957, 1958в; Васильев, Каленов и др., 1957а; Мордовский, 1958; Спизарский, 1958; Одинцов, 1958а и др.).

Кратко обобщая материалы по тектонике рассматриваемой территории, можно наметить следующую общую картину формирования ее структуры.

Древнейший этап геологической истории, доступный изучению на юге Восточной Сибири, — архейский — характеризуется, по-видимому, существованием пангеосинклинального режима на всей территории. Архейская эра завершилась в Восточной Сибири возникновением складчатых структур, образовавших консолидированные участки — жесткие глыбы, ставшие центрами прогрессирующей стабилизации коры. Такими глыбами явились: Байкальская, обнаженная в берегах котловины оз. Байкал, в ее средней и южной частях, а также в юго-восточной части Саяна, и на севере Северно-Муйская и Чарская глыбы, лишь частично захватывающие территорию Иркутской области. Внутреннее строение архейских массивов изучено еще совершенно недостаточно. Архейские глубоко метаморфизованные породы сложены в относительно простые крупные складки, имеющие северо-северо-восточное простирание в северной части Байкальской глыбы (о-в Ольхон, п-ов Святой Нос) и северо-западное и запад-северо-западное простирание в районе ст. Слюдянка и в Юго-Восточном Присаянье. Это свидетельствует о том, что характерные для юга Восточной Сибири «байкальское» (северо-восточное) и «саянское» (северо-западное) направления простираний тектонических структур появились уже в архее. Для Чарской и Северно-Муйской глыб характерны субмеридиональные и северо-северо-восточные простирания архейских пород.

Сравнительно простые по форме основные складки архейских пород значительно усложнены и часто замаскированы сложной плейча-

тостью и мелкой птигматитовой складчатостью, сопровождаемыми инъекцией магматического вещества.

Архейские образования, по-видимому, присутствуют также в виде небольших блоков и в других районах Восточного Саяна и, возможно, Байкало-Патомского нагорья, будучи включенными в складчатые структуры протерозоя, но такие блоки архея еще очень слабо изучены.

О распространении архейских пород и их структуре в пределах внутреннего поля Иркутского амфитеатра, под покровом палеозойских отложений, можно говорить лишь предположительно, но присутствие их в составе докембрийского фундамента амфитеатра не вызывает сомнений. На юго-востоке амфитеатра, в Присаянье, архейские отложения непосредственно погружаются под нижнепалеозойские отложения внутреннего поля амфитеатра, образуя глыбу, залегающую под кембрийскими породами (Иркутский массив, по С. П. Ситникову). Как показывает дешифрирование геофизических материалов, в восточной части внутреннего поля амфитеатра породы кристаллического фундамента имеют субмеридиональное простирание, совпадающее с простиранием архейских пород в Байкало-Патомском нагорье. Это позволяет предположить широкое распространение архейских масс в восточной части внутреннего поля амфитеатра. Если это справедливо, то можно считать, что архейский этап развития закончился на юге Восточной Сибири образованием крупной консолидированной структуры — аналога Алданского и Анабарского древних массивов.

Следующий этап структурного развития — протерозойский — отличается большой сложностью и имеет очень большое значение для формирования структуры той части юга Восточной Сибири, которая включает Иркутскую область и смежные с ней территории. Процессы структурного развития территории на протяжении протерозойской эры были весьма разнообразны, но общим для них являлась консолидация коры и формирование платформенной структуры Иркутского амфитеатра. В нижнем протерозое, по-видимому, на всей территории юга Восточной Сибири, за пределами архейских массивов, существовал геосинклинальный режим, унаследованный от архейской эры. Тектономагматический цикл, охватывающий нижний протерозой, вероятно, не создал устойчивых структур, так как и в Байкало-Патомском нагорье и в Восточном Саяне среднепротерозойские отложения геосинклинального типа перекрывают породы нижнепротерозойского возраста, а местами, возможно, связаны с ними постепенными переходами.

Наиболее существенное влияние на развитие структуры рассматриваемой территории оказал среднепротерозойский тектоно-магматический цикл, который протекал, по-видимому, в условиях инверсии геосинклинали и изживания геосинклинального режима. В это время намечается дифференциация отдельных частей геосинклинальной области.

Ликвидация геосинклинального режима и определенно выраженная стабилизация коры к концу среднего протерозоя наметились в западной части Байкало-Патомского нагорья, в Прибайкалье и в северо-восточной части современного Восточно-Саянского нагорья, тогда как в юго-западной части Саяна и во внутренних районах Байкальской горной области эти процессы происходили значительно позже. Это обстоятельство указывает на начавшееся в среднем протерозое формирование южного выступа Сибирской платформы — Иркутского амфитеатра. Очевидно, к этому же времени должно относиться и заложение глубинных краевых разломов, составляющих, по мнению

С. В. Обручева и некоторых других геологов (Одинцов, Флоренсов, Хренов, 1957), истинное структурное ограничение Сибирской платформы в Присяянье и Прибайкалье.

Внутреннее строение ниже- и среднепротерозойских отложений Саяно-Байкальской горной области весьма сложно и еще далеко не расшифровано. На этом этапе геологического развития, по-видимому, имело место несколько складкообразовательных циклов, но характерной особенностью складчатых структур нижнего и среднего протерозоя является подчинение их «байкальскому» и «саянскому» простирианиям. В то же время складчатые структуры этого этапа имеют часто очень сложные формы, с изоклинальными и запрокинутыми складками, разрывами, сложной гофрировкой основных структур складками более высоких порядков.

Складчатые структуры нижнего и среднего протерозоя погружаются под верхнепротерозойские и палеозойские отложения на северо-восточном склоне Саяна и в Западном Прибайкалье и составляют, вероятно, вместе с архейскими массами основу складчатого фундамента юга Сибирской платформы.

Верхнепротерозойский этап в развитии тектонической структуры юга Восточной Сибири протекал в существенно изменившейся обстановке. К этому времени была уже сформирована южная часть Сибирской платформы — выступ Иркутского амфитеатра, отграниченный от окружающей его с юго-запада и юго-востока мобильной геосинклинальной зоны системами краевых разломов. Верхнепротерозойские отложения, обнаженные в краевых частях амфитеатра (уже на платформе), сформированы в условиях эпиконтинентального, мелеющего бассейна и образуют очень простые пологие складки платформенного типа.

В мобильной зоне, окаймлявшей амфитеатр, распространение верхнепротерозойских отложений («байкальского комплекса») ограничено. С верхним протерозоем, по-видимому, связаны значительные глыбовые движения по краевым глубинным разломам с поднятиями во внешней мобильной зоне, питавшей эпиконтинентальный верхнепротерозойский бассейн амфитеатра терригенным материалом.

Именно в верхнем протерозое (мы включаем в это понятие и «синий», как определенную геологическую эпоху) завершено было формирование основы современной тектонической структуры Иркутского амфитеатра. При этом в состав сформировавшейся платформы вошли и части Байкальской горной области и Восточно-Саянского нагорья, ныне расположенные между зонами краевых разломов платформы и внутренним полем амфитеатра, в которых отложения байкальского комплекса и его стратиграфических аналогов имеют характер платформенных осадков и во многом близки нижнекембрийским отложениям. Как Восточный Саян, так и Байкальская горная область являются, таким образом, в структурном отношении гетерогенными образованиями.

Следующий, раннекаледонский, или салаирский, этап структурного развития территории во многом сходен с верхнепротерозойским. Для мобильной геосинклинальной зоны (внешней по отношению к краевым разломам амфитеатра) эта эпоха имела несколько различное содержание в ее северо-восточной (Байкало-Патомской) и юго-западной (Восточно-Саянской) частях. В Байкало-Патомском нагорье в нижнем и среднем (?) кембрии, видимо, завершился процесс консолидации

в результате глыбовых дислокаций, захвативших кембрийские отложения в среднем течении р. Витима (по Л. И. Салопу и В. Л. Тихонову). В мобильной внешней зоне Восточного Саяна складкообразование первой половины кембрия не создало устойчивых структур. В то же время дислокации этой эпохи уже дают более разнообразную ориентировку складок. Разломы, охватывающие кембрийское поле в среднем течении р. Витима, не подчинены «байкальской», северо-восточной, ориентировке, так же как и складки в кембрийских породах, ориентировка которых контролируется этими разломами.

Во внешней зоне Восточного Саяна хотя и сохраняется в общем субширотное и северо-западное простирания складчатых структур нижнего палеозоя, но можно наблюдать и частые отклонения от этих простираний, вызванные приспособлением складок к различно ориентированным жестким структурам более древнего возраста.

Для внутреннего поля Иркутского амфитеатра этот этап характерен спокойным режимом, и, как можно предположить, заложением крупного пологого прогиба — Присяно-Тасеевской впадины. Конец нижнего кембрия был ознаменован, однако, общим поднятием южной части амфитеатра и вызванным этим перерывом в осадконакоплении, что совпадает с довольно интенсивными фазами саларского тектогенеза в Саяно-Алтайской геосинклинальной зоне, и складкообразованием в Присянской периферии амфитеатра.

Более полно собственно каледонские движения проявились в пределах рассматриваемой территории на протяжении ордовикского и силурийского периодов. Для Прибайкалья и Байкало-Патомского нагорья отсутствие соответствующих отложений не позволяет пока выявить созданных ими структур, но во внешней зоне Восточного Саяна они привели к завершению консолидации бывшей геосинклинальной области и присоединению ее в качестве относительно стабильной складчатой зоны к более древней структуре Иркутского амфитеатра.

Этот этап структурного развития создал и основные тектонические структуры нижнего палеозоя во внутреннем поле Иркутского амфитеатра: Прибайкальскую зону линейных складок северо-восточного простирания, расположенных вдоль окраин Байкало-Патомского нагорья; своеобразные гребневидные складки Непско-Тунгусской зоны и аналогичные им изолированные складки, примером которых служит Жигаловская (Тутурская) антиклиналь, а также пологие куполовидные складки расплывчатых очертаний, характерные для Присянской и центральной частей внутреннего поля амфитеатра. На основании того, что в этих дислокациях участвуют верхнекембрийские, ордовикские и силурийские отложения, время их формирования относится ко второй половине каледонского диастрофического цикла.

Заслуживает упоминания то обстоятельство, что Присяно-Тасеевский прогиб продолжал существовать как устойчивая структура опускания в течение всего нижнего палеозоя, сохраняясь и в девоне.

Средний палеозой (девонский период и первая половина каменноугольного периода) совпадает с довольно значительной паузой в структурном развитии Иркутского амфитеатра. Лишь в северо-западной части Восточного Саяна, в пределах консолидированной каледонской складчатой зоны, были проявлены глыбовые дислокации, а по окраинам Присяно-Тасеевской впадины верхнедевонские отложения смяты (например, у с. Камышет) в крутые, но мелкие складки.

Для нижне-среднепалеозойского этапа структурного развития юга Восточной Сибири характерно преобладание поднятий на периферии Иркутского амфитеатра — формирование, начиная с верхнего кембрия, краевых антеклиз в районах современного Восточного Саяна и Байкальской горной области, о чем свидетельствует фациальный и палеогеографический анализ нижнепалеозойских отложений внутреннего поля амфитеатра (Одинцов, 1954а).

Верхний палеозой и ранний мезозой (верхний карбон, пермь и особенно нижний триас) были эпохой формирования на Сибирской платформе своеобразной Тунгусской структурно-вулканической области (Одинцов, Флоренсов, Хренов, 1957; Одинцов, 1958в).

В карбоне и перми северные районы Иркутской области оказались вовлеченными в пологие опускания грандиозной впадины Тунгусского бассейна, но уже со второй половины перми они сменились поднятиями, сопровождавшимися разрывными дислокациями и прорывом в верхние слои литосферы и на поверхность громадных порций основной магмы (Солоненко, 1949; Одинцов, 1953; Спижарский, 1955). Этот этап структурного развития характеризуется преимущественно разрывными нарушениями, имеющими характер трещин растяжения, которые нередко использовались трапповой магмой как пути для проникновения в верхние слои земной коры с образованием даек. Характерно, что вертикальные смещения по разрывным нарушениям часто отсутствуют или являются ничтожными, несмотря на то что разрывы протягиваются в длину на десятки километров (Труфанова, 1956). Нарушения такого типа охватывают нижне- и верхнепалеозойские и нижнетриасовые породы. Ориентировка их не подчинена определенной закономерности и, по-видимому, связана с локальными куполовидными центрами поднятий.

Весьма активно проявились на юге Восточной Сибири тектонические процессы второй половины мезозоя, соответствующие яньшаньскому тектоническому циклу, охватившему геосинклинальные области северо-востока Сибири и Забайкалье. Юрский период начался в Иркутском амфитеатре заложением системы депрессий, протягивавшихся от юго-западной периферии Ленско-Вилюйской впадины до Присаянья, где располагался Иркутско-Канский прогиб, вытянутый с юго-востока на северо-запад (Одинцов, 1953).

Присутствие юрских отложений в тектонических впадинах в Восточном Саяне и их грубообломочный характер свидетельствуют о распространении в горной периферии Иркутского амфитеатра отдельных котловин. Последующие тектонические движения имели различный характер в отдельных районах рассматриваемой территории. Во внутреннем поле амфитеатра юрские отложения в большинстве случаев залегают горизонтально или участвуют в очень пологих дислокациях типа плоских куполов или мульд.

На севере области (в некоторых местах) известны разрывные нарушения — сбросы небольшой амплитуды, контролирующие контуры полей юрских отложений на геологических картах (например, в долине р. Чулы, в верхнем течении р. Нижней Тунгуски и др.).

Более сложная картина наблюдается на южной окраине Иркутского амфитеатра. В Юго-Восточном Присаянье и у истоков р. Ангары юрские отложения имеют тектонический контакт с докембрийскими породами, полого надвинутыми на юру (Маслов и Лавров, 1933; Тетяев, 1934б; Данилович, 1941). Образование ангарского надвига, продол-

жение которого обнаруживается на восточном берегу оз. Байкал, в приустьевой части долины р. Селенги, связано с широко развитыми послелюрскими глыбовыми дислокациями Забайкалья.

Последний этап тектонического развития юга Восточной Сибири, кайнозойский, выразился, во-первых, в колебательных движениях, существенно повлиявших на геоморфологические особенности внутреннего поля амфитеатра, но наиболее ярко он проявился в образовании громадных сводовых поднятий Саянского и Байкальского нагорий аркогенетического типа и формировании системы байкальских впадин и разломов. Заложение впадин, вошедших в котловину оз. Байкал или же находящихся вне ее (Баргузинская, Торская, Тункинская, Мондинская и др.), по имеющимся материалам, должно быть отнесено к неогену. Общая северо-восточная ориентировка байкальских впадин у южной оконечности оз. Байкал изменяется на широтную, а у монгольской границы становится меридиональной, соответствующей направлению оз. Косогол на территории Монгольской Народной Республики. Пространственное положение этих впадин в значительной степени совпадает с зоной краевых разломов, окаймляющих с востока и юго-востока южный выступ Сибирской платформы. Будучи заложеными, как указывалось выше, еще в докембрии, эти разломы сохранили, видимо, свое значение до настоящего времени и были обновлены новейшим тектогенезом. Помимо котловины оз. Байкал, большей частью лежащей на территории Бурятской АССР, в пределах Иркутской области расположена слабо выраженная впадина, выполненная верхнетретичными и четвертичными отложениями, протягивающаяся вдоль долины р. Куды к верховьям р. Манзурки. Кудинская впадина имеет северо-восточную ориентировку, как и Байкальские впадины, и представляет собой подобие недоразвившейся впадины байкальского типа.

Образование Саянского и Байкальского сводовых поднятий сопровождалось разрывными нарушениями как по периферии их, вдоль границ с внутренним полем амфитеатра, так и внутри нагорий. Вдоль подножия Восточно-Саянского нагорья в четвертичном периоде был сформирован сравнительно узкий и неглубокий предгорный прогиб, выполненный четвертичными отложениями.

Разломы, контролирующие Байкальские впадины, являются действующими и в настоящее время, о чем свидетельствуют частые землетрясения силой до 7—9 баллов, эпицентры которых лежат на линиях разломов, но преимущественно к востоку и югу от котловины оз. Байкал, на территории Бурятской АССР.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ СРЕДНЕ-СИБИРСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Обширная территория, простирающаяся на север от Саяно-Байкальской горной области, носит название Средне-Сибирского плоскогорья. Как бы высоко ни были приподняты отдельные участки этой области, поверхность их всегда имеет равнинный характер, что объясняется следующими причинами:

- 1) более или менее спокойным залеганием нормально-осадочных и пирокластических пород,
- 2) преобладанием среди многочисленных трапповых интрузий пластовых тел,
- 3) отсутствием дифференцированных движений большой амплитуды,
- 4) сравнительно медленными тектоническими движениями небольшой амплитуды в мезозое и кайнозое.

В пределах Иркутской области Средне-Сибирское плоскогорье характеризуется плавными изменениями высот, за исключением единичных участков на западе, где трапповые формы местами создают впечатление резко расчлененного низкогорного рельефа. Больше всего приподнята поверхность на востоке, в пределах Приленской плоской возвышенности, где абсолютные отметки достигают на водоразделе рек Лены и Киренги 1464 м. Отсюда на север и запад рельеф постепенно понижается. Наиболее низкое положение занимает западная часть Иркутской области, расположенная в бассейнах левых притоков Ангары: Ковы, Муры, Чуны и Бирюсы (отметки водоразделов во многих пунктах не превышают 300 м).

Наиболее крупные формы рельефа возникли в кайнозое (Одинцов, 1953; Воскресенский, 1956а, 1957а, 1957б, 1958) в результате дифференцированных движений земной коры; менее крупные образовались деструкционным путем в процессе проявления двух главных экзогенных факторов — эрозии и денудации. Размеры, площадь распространения, группировки, ориентировка в пространстве и, наконец, многообразие деструкционных форм теснейшим образом связаны с геологическими структурами и литологией горных пород. Поэтому в основу геоморфологического районирования должен быть положен структурно-литологический принцип с учетом новейших движений земной коры.

Начиная с середины прошлого столетия до недавнего времени почти все предлагавшиеся схемы районирования рельефа Сибири, в частности Средне-Сибирского плоскогорья, имели в основном орографическое содержание (Степанов, 1835; Третьяков, 1869; Черский, 1888б; Богданович, 1896; Гижиш, 1897; Берг, 1914; Крашенинников, 1935; Обручев, 1936б). И только в последние десятилетия стали появляться геоморфологические схемы и карты для всей территории Средне-

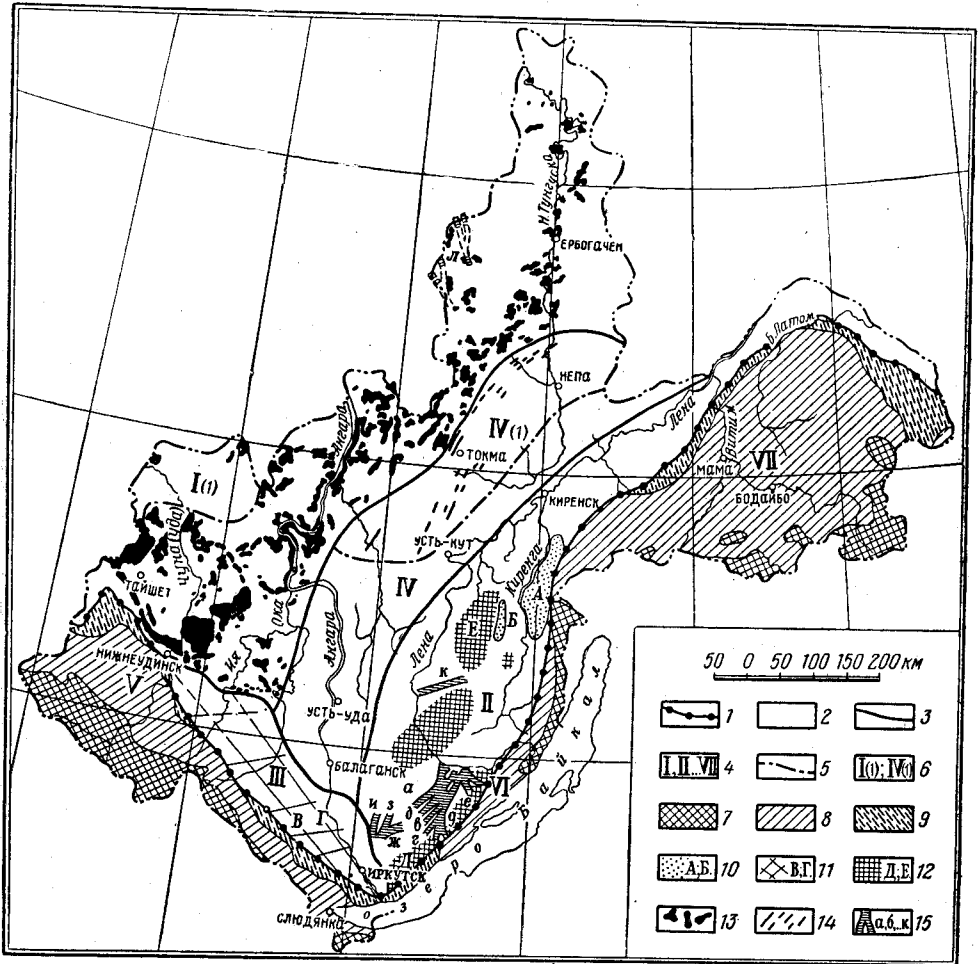


Рис. 56. Схема геоморфологического районирования Иркутской области
Составил А. Г. Золотарев

Геоморфологические области, районы, подрайоны и их границы. 1—граница геоморфологических областей: Средне-Сибирского плоскогорья и Саяно-Байкальской горной области; 2—Средне-Сибирское плоскогорье; 3—граница геоморфологических районов; 4—геоморфологические районы: район развития траппового рельефа (I), Приленская плоская возвышенность (II), Присаянские кайчозойские депрессии (III), Ангарская плоская возвышенность (IV), Восточный Саян (V), горы Прибайкалья—Приморский и Байкальский хребты (VI), Северо-Байкальское и Патомское нагорья (VII). 5—граница геоморфологических подрайонов. 6—геоморфологические подрайоны: островного распространения трапповых форм [I(1)], линейно-грядового структурно-денудационного рельефа [IV(1)]. Типы рельефа Саяно-Байкальской горной области. 7—альпийский среднегорный и высокогорный рельеф с широко распространенными гляциальными формами (абс. выс. 1800—2500 м); 8—среднегорный рельеф с реликтами (в водораздельных участках) древнего, слабо расчлененного рельефа и островным распространением гляциальных форм (абс. выс. 1000—1800 м). 9—низкогорный рельеф предгорий и южной части Приморского хребта (абс. выс. до 1000 м). Основные макро- и мезоформы Средне-Сибирского плоскогорья. 10—тектонические депрессии: А—Киренско-Ульканская; Б—Верхне-Хандийская. 11—Оси зон современных тектонических прогибов (по С. С. Воскресенскому): В—Бельская; Г—Ангарская (пунктиром обозначено предлагаемое продолжение осей). 12—наиболее крупные тектонические поднятия: Д—Онготская возвышенность; Е—Орленский «хребет» (абс. выс. 1464 м). 13—Участки широкого распространения трапповых форм. 14—Отдельные структурно-денудационные гряды. 15—древние долины: а—Апхайско-Кырманская; б—Вайтукская; в—Хоготская; г—Хамнейская; д—Бугульдейская; е—Иликтинская; ж—Ордынская; з—Кудинская; и—Кударейко-Дулейская; к—Чиканская; л—древние долины бассейна р. Нижней Тунгуски

Сибирского плоскогорья или отдельных его частей, основанные на генетическом принципе (С. И. Другов, 1942, 1947 гг.; Каманин, 1947; Суслов, 1947; Одинцов, 1949; Воскресенский, 1957б). В геоморфологической схеме Средне-Сибирского плоскогорья, предложенной в 1947 г. С. П. Суловым, не совсем удачно выделяются такие районы, как Тунгусский угленосный бассейн, Ангаро-Илимский железорудный район и другие, являющиеся по сути геологическими районами Сибирской платформы.

На территории Средне-Сибирского плоскогорья в пределах Иркутской области можно выделить следующие геоморфологические районы и подрайоны (рис. 56):

1. Район развития траппового рельефа.
 - а) Подрайон островного распространения трапповых форм.
2. Приленская плоская возвышенность.
3. Присаянские кайнозойские депрессии.
4. Ангарская плоская возвышенность.
 - а) Подрайон линейно-грядового структурно-денудационного рельефа.

РАЙОН РАЗВИТИЯ ТРАППОВОГО РЕЛЬЕФА

Район развития траппового рельефа совпадает с областью распространения траппов и представляет собой обширную приподнятую равнину, осложненную диабазовыми плато- и хребтообразными возвышенностями.

Поверхность равнины сформировалась на породах нормально-осадочного и пирокластического комплексов в результате продолжительной деятельности эрозионно-денудационных процессов*, которые в связи с пульсирующим характером колебательных движений Сибирской платформы протекали во времени неравномерно. В результате там, где эти движения имели положительный знак, образовался ряд обширных поверхностей выравнивания, именуемых иначе эрозионными ступенями, эрозионно-денудационными поверхностями; уровнями и т. п.

Первые данные об эрозионно-денудационных ступенях Средне-Сибирского плоскогорья содержатся в работах П. А. Кропоткина (1875) и А. Я. Тугаринова (1925); более четко положения об их формировании были высказаны несколько позднее С. В. Обручевым (1932), С. Л. Кушевым (1934) и В. П. Тебеньковым (1939).

В 1947 г. и позже в восточной части Тунгусского бассейна были выделены две эрозионно-денудационные ступени: нижняя возрастная граница верхней ступени относится к мезозою, нижней — к неогену (Одинцов и др., 1948а; Одинцов и Золотарев, 1948в; Золотарев, 1958в). На поверхности верхней ступени, имеющей в бассейне верхнего течения р. Нижней Тунгуски абсолютные отметки 400—500 м, сохранились остатки древней долинной сети «дотунгусского этапа эволюции рельефа», сток в которой, согласно исследованиям автора, осуществлялся в начале палеогена в соответствии с общим наклоном топографической поверхности — на юго-восток. Тектонические поднятия неогенового времени несколько изменили наклон топографической поверхности и акти-

* Автор присоединяется к мнению исследователей, которые не считают эрозию частным случаем денудации, ограничивая деятельность последней склонами.

визировали эрозионно-денудационные процессы, что обусловило развитие «тунгусского этапа эволюции рельефа» и формирование нижней ступени. Все это сопровождалось перехватами, перестройкой древней и формированием новой гидрографической сети (Золотарев, 1958в).

Б. А. Иванов (1947) в южной части Тунгусского бассейна (р. Ангара в районе притока Илим) выделяет две эрозионные ступени высотой 500—550 м и 300—350 м, возраст которых определяется им как неогеновый и четвертичный.

В бассейне среднего течения рек Ангара и Чуны работами, проведенными Центральной аэрогеологической экспедицией под руководством Г. Ф. Лунгерсгаузена, было установлено три поверхности выравнивания со следующими относительными отметками над уровнем главных рек: 500 м и более (верхняя ступень), около 350 м (средняя ступень) и 200 м (нижняя ступень). В. П. Рыловникова и А. К. Рюмин устанавливают для верхней ступени мезозойский возраст, для средней — палеогеновый и для нижней — неогеновый. В. К. Хлебников возраст нижней ступени определяет как четвертичный.

Э. И. Равский (1954) в бассейне среднего течения р. Ангара выделил две разновозрастные поверхности выравнивания: верхняя ступень (500—700 м) имеет верхнеюрский или нижнемеловой возраст, нижняя (300—500 м) — неогеновый.

В бассейне р. Поливо (правый приток Ангара) В. И. Рыбаков отмечает три разновозрастные ступени, в формировании которых играли большую роль бронирующие свойства трапповых интрузий.

А. А. Чумаков (1940—1941 гг.) считает, что Удинско-Ийская часть описываемого района в силу разнозначных глыбовых движений гипсометрически выше Удинско-Топорокской части. Таким образом, он поддерживает ранее выдвинутую И. Д. Черским (1888б) точку зрения о тектоническом происхождении ступеней.

Большинство исследователей выделяет ряд обширных поверхностей выравнивания, объясняя их происхождение одновременно проявившимися в мезо-кайнозойе двумя-тремя эрозионно-денудационными этапами или циклами. Трапповые интрузии, предохраняя от быстрого разрушения древние эрозионные ступени, способствуют их длительному сохранению в рельефе.

И. И. Краснов рекомендует осторожнее подходить к оценке возраста выделенных поверхностей, придавая структурно-денудационным факторам большое значение в происхождении некоторых обширных ступеней. Этому же мнения придерживается и В. В. Шарков, считая структурными выделенные им в бассейне р. Чуны два плато.

С. С. Воскресенский в своих последних работах (1956а, 1957б, 1958) развивает положение о разновозрастном рельефе. Он допускает существование на Средне-Сибирском плоскогорье реликтов одной древней поверхности выравнивания, сформировавшейся в плиоцене, но считает, что эти реликты не обязательно должны сохраняться только на водораздельных участках и занимать там самое высокое гипсометрическое положение, образуя как бы верхний ярус древнего рельефа. По мнению С. С. Воскресенского, древняя поверхность выравнивания была в плиоцен—голоценовое время деформирована (искривлена) дифференцированными тектоническими движениями на фоне общего поднятия Средне-Сибирского плоскогорья. В результате этого ее реликты занимают сейчас самое различное гипсометрическое положение, а в Предсаянье и у подножия Байкальской горной области она ока-

залась погребенной под молодыми озерно-речными отложениями. С. С. Воскресенский считает удаленность от крупных водных артерий не единственным и не обязательным условием для сохранения древних поверхностей выравнивания. Сохранению древнего рельефа способствуют также: 1) небольшая амплитуда тектонических поднятий; 2) сравнительно интенсивные локальные поднятия в устьевых частях главных рек, задерживающие распространение молодой эрозии; 3) наличие устойчивых пород, тормозящих эрозионные процессы.

Согласно исследованиям Б. Н. Леонова, вследствие дифференцированности (в широком смысле слова) неотектонических движений в пределах Сибирской платформы отдельные поверхности выравнивания занимают в различных частях Средне-Сибирского плоскогорья неодинаковое гипсометрическое положение как над уровнем моря, так и относительно друг друга; местами они сливаются между собой.

В пределах описываемого геоморфологического района широко распространены трапповые формы рельефа, имеющие довольно резкие очертания. Платообразные формы достигают в отдельных случаях относительной высоты 200 м и протяженности в несколько десятков километров. Большинство исследователей считает трапповые столовые возвышенности отпрепарированными пластовыми интрузиями, и лишь некоторые авторы склонны видеть в них остатки крупных покровов.

Трапповые хребты и гребни имеют размеры, колеблющиеся в широких пределах; так, относительная их высота варьирует от 1—3 до 100 м, а протяженность от нескольких метров до 10—15 км. Генетически хребтообразные формы представляют собой или расчлененные эрозией плато, или отпрепарированные трапповые дайки различных размеров. Одной из разновидностей отпрепарированных секущих тел являются кольцевые дайки — хребты, образующие своеобразные замкнутые и полузамкнутые амфитеатры с поперечником в несколько километров. По мнению автора, исследовавшего в 1949 г. эти формы в бассейне р. Нижней Тунгуски, кольцевые дайки сформировались на прерывистых структурах (Золотарев, 1958б).

Трапповые холмы и сопки высотой до 80—100 м представляют собой последнюю стадию эрозионного расчленения плато и хребтов или (реже) являются отпрепарированными лакколитами и штоками.

В западной части района трапповые формы рельефа встречаются сравнительно редко, на основании чего мы, вслед за Л. Г. Каманиным (1947), выделяем здесь подрайон островного распространения трапповых форм. Это наиболее пониженная часть всей территории Иркутской области с широким распространением древнеозерных ландшафтов (Одинцов, 1937а).

Особенно сложный высокий трапповый рельеф в описываемом геоморфологическом районе наблюдается в полосе северо-восточного простирающаяся, протягивающейся от верховьев р. Нижней Тунгуски до отрогов Восточного Саяна (близ г. Тулуна), которую С. С. Воскресенский (1957б) выделяет в самостоятельный геоморфологический район — Средне-Ангарский край.

Долинный рельеф района характеризуется двумя особенностями: 1) хорошо выраженным четкообразным планом и 2) ступенчатым продольным профилем. Эти особенности объясняются различной устойчивостью пород. Расширенные, иногда озеровидного характера участки долин с пологим продольным профилем приурочены к выходам сравнительно малоустойчивых пород нормально-осадочного и пирокластиче-

ского комплексов. Суженные участки долин с крутым продольным профилем приурочены к выходам траппов и достигают в отдельных случаях протяженности 15 км и более. В таких местах долины, имеющие на осадочных породах ширину около 3—4 км, суживаются до 300 м. На р. Ангаре к выходам траппов приурочены пороги: Шаманский, Падунский, Пьяный и др., которые в свое время были описаны Г. Ф. Крашенинниковым (1933, 1935).

На формирование современной долинной сети оказали влияние общий наклон поверхности, унаследованные направления древних долин, простирающие структур, трещиноватость. В некоторых местах реки заложили свои долины вдоль крупных тектонических трещин. Так, например, р. Нижняя Тунгуска у пос. Преображенка течет вдоль линии крупного разлома.

Во всех долинах бассейна р. Нижней Тунгуски высота террас, а также их количество постепенно уменьшаются в направлении от низовий к верховьям рек (Золотарев, 1958в и др.)*. В долине р. Нижней Тунгуски, согласно исследованиям М. И. Плотникова, А. П. Труфановой и Н. В. Кинд, прослеживается комплекс террас, приведенный в табл. 17.

Таблица 17

Схема террас долины р. Нижней Тунгуски

Наименование террас	Высота близ устья притоков, м		
	Непы	Б. Еремы	Тетей
Пойма низкая	1,5—2	2—3	4—5
Пойма высокая	3—4	4—7	6—8
1-я надпойменная терраса	6—7	8—11	10—11
2-я " "	12—15	12—15	12—15
3-ья " "	18—25	18—25	18—25
4-я " "	28—33	28—35	30—35
5-я " "	40—42	50	50—52
6-я " "	50	60—65	70—72
7-я " "	—	—	100

Низкая и высокая поймы, а также первая надпойменная терраса по своему строению аккумулятивные, остальные террасы — скульптурно-аккумулятивные и скульптурные. Возраст отмеченных выше террас, по материалам М. М. Одинцовой и О. Г. Румянцевой, четвертичный. М. И. Плотникова условно относит к неогеновому времени образование 6-й и 7-й террас, другие же авторы, в частности П. П. Середкин, аллювиальное происхождение рыхлых отложений этих террас и их неогеновый возраст ставят под сомнение.

В долинах притоков р. Нижней Тунгуски отчетливо прослеживаются пять террас, синхроничных пяти нижним террасам р. Нижней Тунгуски. Река Непа имеет до семи террас, причем не на всех своих участках, а только в верховьях, что, если учесть ее своеобразный план и наличие древних долин, заставляет предполагать разный возраст отдельных звеньев этой реки и принадлежность их в прошлом к различным бассейнам.

* За исключением р. Непы, о чем будет сказано ниже.

участке долины р. Уды выделили девять надпойменных террас, высота и возраст которых приведены в табл. 18.

Таблица 18

Террасы р. Уды (на участке между г. Нижнеудинском и пос. Мироново)

По В. Г. Андрианову и др.			По А. Г. Золотареву и Н. К. Молоткову		
Наименование террас	Высота, м	Возраст	Наименование террас	Высота, м	Возраст
Низкая пойма	0—3	Q ₄	Низкая пойма	2—3	Q ₄
Высокая пойма	4—6	(голоцен)	Высокая пойма	5	Q ₃ ⁴ —Q ₄
Надпойменные:			Надпойменные:		
1-я	6—8	Q ₄	1-я	6—7	Q ₃ ⁴
2-я	10—12	(голоцен)	2-я	8—10	Q ₃ ³⁻⁴
3-я	18—20		3-я	12—15	
4-я	30—35	Q ₃	4-я	18—20	Q ₃ ²⁻³
5-я	40—60	Q ₂	5-я	30—35	Q ₃ ¹
6-я	80—100		6-я	40—50	Q ₂ ²
7-я	110—120	Q ₁	7-я	60—70	Q ₂ ¹
			8-я	80—100	Q ₁ ²
			9-я	100—120	Q ₁ ¹ —Tr (?)

В долине р. Бирюсы С. В. Эпштейн устанавливает для элювия 1-й и 2-й террас высотой 1,5—3,5 и 5—7 м послеледниковый возраст; средний и древний отделы четвертичного периода представлены аллювием 5-й и 6-й террас, высота которых варьирует от 70 до 120 м. К такому же в общем заключению пришел и С. Г. Боч, работавший в бассейне р. Поймы (левый приток Бирюсы).

Итак, возраст средних и нижних террас основных рек района развития траппового рельефа — четвертичный; все верхние террасы, переходящие в поверхности эрозионно-денудационных ступеней водоразделов, большинством исследователей относятся к неогену.

Из микроформ района заслуживают внимания небольшие озерные котловины, преимущественно термокарстовые. В бассейне р. Нижней Тунгуски имеют место также псевдокарстовые процессы, развивающиеся на вулканических туфах, которые, по мнению автора, целесообразно называть туфо-карстовыми явлениями (А. Г. Золотарев, 1958а).

ПРИЛЕНСКАЯ ПЛОСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Приленская плоская возвышенность расположена вдоль западных склонов Байкальской горной области и охватывает бассейны рек Куды (правый приток Ангары), Лены и Киренги.

В тектоническом отношении район характеризуется двумя особенностями: 1) сравнительно большой мобильностью земной коры, обусловленной положением на границе платформы и складчатой зоны, и 2) однообразным простираем геологических структур в северо-восточном направлении. Эти особенности определили основные геоморфологические черты описываемой территории, отличающие ее от других районов. Так, относительная подвижность литосферы обусловила

развитие тектонических форм рельефа и обилие древних долин, вызванное частой перестройкой гидрографической сети, приспособляющейся к изменениям топографической поверхности и колебаниям базисов эрозии. И, наконец, однообразное простираие структур определило третью характерную черту рельефа — преобладание северо-восточного или северо-северо-восточного направления долин и водораздельных возвышенностей.

Таким образом, название «Приленская плоская возвышенность» не совсем точно отражает главную геоморфологическую особенность этого района — широкое распространение тектонических форм. Но мы сохраняем его (с некоторой долей условности), чтобы избежать введения новых терминов.

Четко граница Приленской плоской возвышенности выражена только на востоке (к северу от южной оконечности Байкальского хребта), где она представлена крутым склоном Байкальского нагорья высотой около 400 м (Каманин, 1938; Павловский, 1938а), образование которого Н. В. Думитрашко (1952) объясняет дизъюнктивными дислокациями неогенового периода.

Среди тектонических форм рельефа в первую очередь нужно отметить крупное валообразное поднятие субмеридионального простираия, прослеживающееся в западной части Приленской плоской возвышенности. Его северо-восточная, наиболее приподнятая часть получила наименование Орленгского хребта (см. рис. 56), изученного в свое время Н. В. Фроловой. Хребет вытянут в меридиональном направлении, имеет ширину около 10 км и протяженность в несколько десятков километров. В сложении хребта и окружающей равнины принимают участие однообразные в литологическом отношении породы ордовика. Этот хребет представляет собой куполообразное поднятие постплиоценового возраста.

Рядом с Орленгским хребтом на востоке прослеживается тектоническая депрессия, получившая наименование Верхне-Хандинской по названию левого притока Киренги—Ханды. Депрессия вытянута в меридиональном направлении и имеет ширину около 10—12 км. Еще далее на восток, в правобережной части бассейна р. Киренги, находится самая крупная тектоническая депрессия типа синклиналиного прогиба, получившая название Киренгско-Ульканской. По наблюдениям Н. В. Фроловой (1940—1941 гг.), П. И. Преображенского (1912 г.), М. М. Лаврова, Н. В. Думитрашко и др., она начинается на севере, в районе правого притока р. Киренги — Кутимы, и протягивается на юг до верховьев рек Киренги и ее правого притока Улькана. Депрессия хорошо выражена в рельефе и отделяется местами от окружающего приподнятого рельефа уступами высотой в несколько десятков метров (Н. И. Фомин).

По мнению Н. В. Фроловой, рассмотренные выше тектонические формы рельефа генетически связаны с мезо-кайнозойскими сводовыми движениями Байкальской горной области; в частности, Киренгско-Ульканская депрессия является предгорным прогибом. М. М. Одинцов считает, что тектонические формы рельефа имеют кайнозойский возраст.

Древние долины Приленской плоской возвышенности сосредоточены в основном в южной ее части (Думитрашко, 1936, 1952; А. С. Кульчицкий, А. В. Бутенко, 1948 г.; Павловский и Фролова, 1941б; Павловский, 1948в; Н. И. Фомин и В. М. Румянцева, 1947 г.; Н. В. Фролова, 1940—1941 гг.). Здесь в первую очередь нужно отме-

тить систему «палео-Лены», в которую входят следующие древние долины (с запада на восток): 1) Апхайско-Кырминская (на юге — двойная), 2) Байтукская, 3) Хоготская, 4) Хамнейская, 5) Бугульдейская, 6) Иликтинская, (Павловский и Фролова, 1941б). Ширина долин от 2 до 15 км. Они не согласуются с планом современной гидрографической сети; сток в них осуществлялся в основном на северо-восток, и только у правых притоков главных артерий, стекавших со склонов Приморского хребта, сток имел северо-западное и северное направление. В древнем аллювии содержится галька кристаллических пород Байкальской горной области. Согласно исследованиям Е. В. Павловского (1938), верховья Бугульдейской долины, возможно, находились близ пос. Листвянка, но позднее в результате погружения побережья были затоплены. Есть основания считать, что верховья и других древних рек «обрезаны окраинными разломами впадины Байкал» (Павловский, 1948в).

Вторая система древних долин, приуроченная к бассейну р. Куды, имела сток, по всей вероятности, на юго-запад (Н. И. Фомин и В. М. Румянцева, 1947 г.; Павловский и Фролова, 1941б). Здесь отчетливо выделяются три долины: Ордынская, Кудинская и Кударейко-Дулейская. Ордынская древняя долина прослеживается вдоль левого борта современной долины р. Орды, остальные не совпадают с современными эрозионными формами. Ложа древних долин располагаются на уровне высоких террас современных долин (35—50 м). Глубина врезаания их в поверхность водоразделов около 100 м, максимальная ширина 10 км. Древние долины бассейна р. Куды приурочены к синклинальным структурам: Ордынская долина к Ордынской синклинали, Кудинская — к Сухокуядской, Кударейко Дулейская — к Харзагайской.

Несколько обособленно в смысле простираения и связи с описанными выше древними долинами стоит Чиканская древняя долина, в западной части которой располагаются верховья современного притока Лены — Чикана.

В ряде реликтовых долин как бассейна Лены, так и Куды были обнаружены, кроме четвертичных, более древние отложения. Так, например, в Ордынской древней долине, на водоразделе Анги и Бугульдейки, констатированы неогеновые отложения, в Апхайско-Кырминской и некоторых других долинах — юрские (Павловский, 1938а, 1948в; Н. И. Фомин и В. М. Румянцева, 1947г; Павловский и Фролова, 1941б). Е. В. Павловский (1948в) считает, что древние долины, будучи тектоническими по происхождению, начали формироваться с юрского времени.

Б. А. Иванов (1950) не разделяет точку зрения Е. В. Павловского о большой роли кайнозойских движений в этом процессе, но в свете последних работ, в частности Н. А. Логачева и Т. К. Абрамовой (1958в), взгляды, высказанные в свое время Павловским, находят все большее подтверждение.

По мнению многих исследователей (Думитрашко, 1936, 1952; Павловский, 1948в; Н. И. Фомин, 1947 г.; Н. В. Фролова, 1940—1941 гг.; Угланов, 1958), отмирание древней долинной сети произошло в связи с молодыми тектоническими движениями конца неогенового и начала четвертичного периодов.

На Лено-Хандинском водоразделе Н. В. Фроловой были обнаружены две эрозионные ступени с абсолютными отметками 700—750 и 900 м, из которых верхняя (наиболее древняя) пользуется ограничен-

ным распространением. Как реликтовые, так и современные долины врезаны в поверхность нижней ступени; кроме того, на плоских водоразделах нижней ступени были обнаружены широкие ложбины — следы древнего эрозионного рельефа (Павловский, 1938а), возраст которого не определен. На наличие двух поверхностей выравнивания указывает также Н. В. Думитрашко (1952).

Однообразие плоских водоразделов нарушается кое-где останцами устойчивых пород, наиболее крупными из которых являются хребты Ворой и Сыинок в верховьях р. Киренги. Относительное превышение их над окружающей местностью не более 100 м. Наиболее устойчивыми породами здесь являются известняки нижнего кембрия, окруженные быстро разрушающимися отложениями верхоленской свиты, и нижнего ордовика.

Основные черты современной гидрографической сети определяются северо-восточным простирием геологических структур; кроме того, некоторые реки используют частично древние долины. Резкие повороты современных долин объясняются в основном двумя причинами: во-первых, как отмечал еще И. Д. Черский, тектоническими трещинами и, во-вторых, перехватами (Н. И. Фомин).

Долины крупных рек Лены и Киренги в плане имеют четкообразный вид. Озеровидные расширения в долинах бассейна р. Лены образуются при впадении крупных притоков и на выходах малоустойчивых пород верхоленской свиты (Н. И. Фомин). Некоторые из них приурочены к древним котловинам, включенным в современную долинную сеть; наиболее древние из этих котловин одновозрастны с древней долинной сетью (Думитрашко, 1936).

В современных долинах бассейна р. Лены (Е. В. Павловский и Н. В. Фролова, 1939 г.) наблюдаются следы двух эрозионных циклов. Первый цикл (более древний) проявляется в верховьях и отчасти в средних участках притоков Лены и Киренги. Здесь долины имеют большую ширину, пологие склоны; реки характеризуются спокойным течением. Второй цикл имеет место в долинах Лены, Киренги и в нижних участках их притоков.

О количестве речных террас мнения исследователей расходятся. Так, Е. В. Павловский (1930а) в долине р. Лены, близ Жигалово, насчитывает четыре надпойменные террасы. Столько же террас выделяет и Н. И. Фомин (1949 г.), указывая для них следующие высоты: 1-я терраса 5 м, 2-я 10—15 м, 3-я 30—40 м, 4-я 120—150 м.

Н. В. Думитрашко (1936) насчитывает до 11 террас в долине р. Лены, причем прослеживаются они до высоты 300 м (между Качугом и д. Кистеневой).

Э. И. Равский, М. Н. Алексеев и Н. С. Чеботарева в 1957 г. дали следующую схему террас р. Лены (в среднем течении) и их возрастного деления:

	Высота, м	Возраст
Русло и пойма		Q ₄
1-я терраса	18—20	Q ₃
2-я "	25—30	Q ₂
3-я "	35—40	
4-я "	50—60	
5-я "	70—80	
6-я "	100—120	Q ₁
7-я "	150—170	эоплейстоцен
8-я "	200—250	неоген

В долине р. Лены (между Качугом и Усть-Кутом) А. Г. Золотарев и Н. И. Семенов выделили в 1958 г. 12 надпойменных террас, высота и возраст которых приводятся ниже.

	Высота, м	Возраст
Низкая пойма	до 2	Q ₄
Высокая пойма	3—3.5	Q ₃ ⁴ —Q ₄
1-я надпойменная терраса	4—4.5	
2-я " "	5	Q ₃ ⁴
3-я " "	6	
4-я " "	8—9	Q ₃ ³⁻⁴
5-я " "	12	
6-я " "	14—16	
7-я " "	22	Q ₃ ²
8-я " "	30	Q ₃ ¹
9-я " "	40	Q ₂ ²
10-я " "	50—60	
11-я " "	73—76	
12-я " "	80—100	Q ₂ ¹

В долине р. Куды Н. И. Фомин выделяет четыре террасы: 1-я терраса 1,5—2 м (пойма), 2-я 3—5 м, 3-я 12—15 м, 4-я 35—50 м (высоты даны над поймой). Н. И. Соколов и Н. В. Тюменцев (1949) выделяют в долине Куды близ пос. Оёк шесть террас вместе с поймой: шестая терраса скульптурная, имеет высоту 55—60 м. С. С. Воскресенский здесь выделяет три комплекса террас до высоты 150 м.

Е. В. Павловский (1930а) считает, что в продольном профиле долины р. Лены высота и количество террас увеличиваются в направлении от верховьев к низовьям. Н. В. Думитрашко (1952), в противоположность мнению Е. В. Павловского, утверждает, что высота террас в продольном профиле не изменяется.

В долинах бассейна р. Лены встречаются псевдотеррасы в виде оползней и структурно-денудационных уступов. Довольно широкое распространение в бассейне р. Лены имеет карбонатный и гипсовый карст, развитый на кембрийских породах и приуроченный в основном к речным долинам (Думитрашко, 1952; Маслов, 1947; Павловский и Фролова, 1941б; Круглов, 1933).

В противоположность мнению А. Г. Ржонсницкого и М. М. Тетяева, В. А. Обручев, Е. В. Павловский и Н. В. Думитрашко считают, что рельеф Приленской плоской возвышенности с основными чертами современной гидрографической сети сформировался в доледниковое время в результате тектонических поднятий, имевших место в конце неогена. В четвертичное время тектонические движения неоднократно активизировались, особенно (по исследованиям Н. В. Думитрашко) после максимальной фазы оледенения, что привело к некоторой перестройке гидрографической сети путем перехватов и образованию в долинах бассейна р. Лены пяти нижних террас.

ПРИСАЯНСКИЕ КАЙНОЗОЙСКИЕ ДЕПРЕССИИ

Район присаянских кайнозойских депрессий занимает в основном территорию Иркутского угленосного бассейна. Он характеризуется двумя геоморфологическими особенностями, обусловленными тектоникой и литологией. Главной следует считать развитие тектонических форм кайнозойского возраста (Одинцов, 1953; Н. И. Соколов, 1952 г.

и др.). Они представляют собой системы крупных, синклинального типа депрессий, разделенных антиклинальными поднятиями. Основные тектонические формы имеют северо-западное простирание, соответствующее направлению структур саянского комплекса.

Второй особенностью рельефа, обусловленной сравнительно слабой устойчивостью песчано-глинистых пород юрского комплекса, является мягкость очертаний деструкционных форм и пологость склонов. Широкие долины района и низкие, с волнистой поверхностью водоразделы производят впечатление пологохолмистой равнины, контрастирующей с более резкими формами, развивающимися севернее на карбонатных породах нижнего палеозоя.

Юго-восточная граница рассматриваемого района проводится нами там, где северо-западное направление тектонических форм полностью сменяется северо-восточным (древние долины бассейна р. Куды), характерным для Приленской плоской возвышенности и подчиненным байкальским структурам. Таким образом, на востоке геоморфологическая граница проходит несколько западнее границы распространения юрских отложений.

В отличие от тектонического рельефа Приленской плоской возвышенности, тектонические формы района Присаянских кайнозойских депрессий имеют сравнительно небольшие размеры; в частности, относительные превышения не выходят за пределы десятков метров.

Н. И. Соколовым была описана Присаянская кайнозойская депрессия, выделяющаяся в рельефе своим низким гипсометрическим положением. На основании более детальных работ послевоенного времени Г. А. Покатиловым и В. Н. Щербаковым было установлено, что в бассейне рек Оки и Большой Белой Присаянская кайнозойская депрессия осложняется Хор-Тагнинским валообразным поднятием и Буртуйской антиклиналью, правда, не изменяющими заметно топографической поверхности. Как антиклинали, так и заключенный между ними синклинальный прогиб с приуроченными к нему долинами рек Каменки и Доброго Шарагуна имеют северо-западное простирание.

Юго-западнее Присаянской кайнозойской депрессии недавно был обнаружен С. П. Плешановым второй аналогичный прогиб синклинального типа, значительно меньших размеров. Обе депрессии разделены антиклинальным поднятием. С. П. Плешанов установил также, что между реками Окой и Китоем обе депрессии несколько осложняются валообразными тектоническими формами северо-восточного простирания, так что вторая депрессия разделяется как бы на четыре самостоятельные впадины, к которым приурочены веерообразно сходящиеся реки: 1) Большая Белая и Ерема, 2) Урик, Верхний Елохой и Елохой, 3) Малая Белая и Олот, 4) Моты, Харинтой, Малая Иреть, Камыжинская Шадура и др.

О двух зонах прогибания земной коры северо-западного простирания (Ангарской и Бельской), о пересечении их тектоническими линиями северо-восточного направления, о своеобразной в местах пересечения интерференции тектонических форм рельефа и образовании крупных депрессий пишут также С. С. Воскресенский и М. Г. Гроссвальд (19566).

Участки долин, приуроченные к отдельным впадинам и депрессиям, широки и очень заболочены. В районе меридионального участка бассейна р. Хайты (правый приток р. Белой) заболачивание развивается настолько быстро, что не исключена возможность появления в недале-

ком будущем озера. Такое происхождение, надо полагать, имеет оз. Алят. Н. И. Соколов и Н. В. Тюменцев (1949) отмечают, что в районе расширения долины Китоя река, заключенная между прирусловыми валами, расположена на 7 м выше окружающих болот. Это явление в свете последних работ С. С. Воскресенского (19576) может быть объяснено и иначе — формированием внутренних дельт у рек, стекающих с Восточного Саяна.

С. С. Воскресенский и М. Г. Гроссвальд (19566) считают, что к речным долинам, связанным с зонами прогибания земной коры, приурочено широкое развитие пойм, низких надпойменных и озерных террас, которые в этих местах сложены, как правило, мелкообломочным материалом.

Н. И. Соколов в 1952 г. указывал на интересный факт — уменьшение количества речных террас и их высоты в пределах депрессий; например, в долине р. Ангары на участке между Иркутском и Тельмой, где река пересекает Присаянскую депрессию, количество террас уменьшается вдвое. В отдельных случаях можно наблюдать, что аллювий нижних, более молодых террас погребает уступы верхнего комплекса террас. Все это свидетельствует о продолжающихся в тектонических депрессиях погружениях.

Иная картина наблюдается в участках долин, пересекающих антиклинальные поднятия. Здесь, в противоположность депрессиям, где господствуют боковая эрозия и аккумуляция, развивается интенсивное врезание рек. Например, реки, пересекающие Хор-Тагнинское поднятие, имеют долины прорыва с V-образным поперечным профилем. В участках долин, приуроченных к антиклиналям, возрастают также количество и высота террас (Соколов и Тюменцев, 1949 и др.). Перечисленные факты говорят о молодых, возможно продолжающихся поднятиях в антиклинальных формах рельефа.

В литературе неоднократно отмечалась однообразная асимметрия долин крупных рек: Ангары, Китоя, Большой и Малой Белой, Оки, Зимы и других, у которых правый борт крутой, слабо террасированный, левый — пологий, с полным комплексом хорошо развитых террас. Большинство исследователей считает, что это вызвано односторонним смещением рек на восток, происходящим, по мнению одних авторов, в направлении пологого падения пластов (Н. И. Фомин и В. М. Румянцева), по мнению других — в результате более интенсивных неотектонических поднятий на западе и менее активных на востоке (Г. А. Покатилов и В. Н. Щербаков).

В низовьях левых притоков р. Ангары * прослеживается ангарский комплекс террас (С. С. Воскресенский, Н. И. Соколов), но выше по течению, особенно близ Саянского нагорья, террасовый комплекс становится весьма специфичным. В низовьях р. Иркуты хорошо прослеживаются всего четыре нижние террасы ангарского комплекса, что связано с особенностями происхождения этого участка долины (Божинский, 1939, Думитрашко, 1952). В долине р. Китоя отмечаются, кроме поймы, террасы высотой до 4, 5, 7 и 10 м, а также комплекс высоких террас: 18—20 и 23—30 м. В долинах рек Большой и Малой Белой, вблизи их притоков Шарагуна и Большой Ирети, выделяются следующие террасы (кроме поймы): 7—8 м (самая широкая терраса), 10—

* Геоморфология долины р. Ангары будет рассмотрена в разделе «Ангарская плоская возвышенность».

12 м, 15—18 м и 20—25 м. Л. П. Серов для Малой Белой отмечает несколько иной комплекс террас, а для Большой Белой выделяет еще пятидесятиметровую террасу.

В районе трехречья (Ока — Зима — Тагна) Г. А. Покатилов и В. Н. Щербаков выделяют следующий комплекс террас: пойма 2—4 м, надпойменные террасы 7—10 м (самая широкая терраса, развитая по левобережью), 18—25 м и высокий комплекс террас, прослеживающийся на левобережье, 80—100 м. В долине Оки, близ притока Када, комплекс террас несколько меняется в сторону увеличения количества и высоты отдельных террас.

На основании геолого-геоморфологических и археологических исследований И. В. Арембовского (1951), Н. А. Флоренсова (1950 г.), А. П. Божинского (1939), В. И. Громова (1948), М. М. Герасимова (1940), А. П. Окладникова (1941), Н. И. Соколова (1937, 1949 г., 1952 г., 1958 г.), Н. В. Тюменцева (1941, 1949 г.) и др., производившихся в Южном Приангарье, следует, что в террасовых отложениях наиболее крупных долин запечатлены в той или иной форме плейстоценовые оледенения Восточного Саяна. Отсюда напрашивается вывод, что в основных чертах современный план долинной сети района Присаянских кайнозойских депрессий уже сформировался до оледенения. Исключение представляют, возможно, низовья Иркута, Китоя (гипотеза М. М. Тетяева) и, по мнению ряда исследователей, верховье Ангары, на чем мы специально остановимся ниже. Перестройка отдельных участков долин, возможно, происходила в постплиocene в связи с молодыми тектоническими движениями, но в подавляющем большинстве реки успевали производить компенсационное врезание в антиклинальных поднятиях, сохраняя тем самым старые направления.

План долинной сети предопределен главным образом простиранием геологических структур: северо-западным простиранием складок нижнепалеозойского комплекса и северо-восточным направлением трещин в юрских отложениях. В бассейне р. Кимильтея направление некоторых мелких притоков предопределяется северо-западным простиранием крупных песчаных гряд.

На известняках среднего кембрия, обнажающихся в ядрах антиклиналей, развит карст. Широким распространением на водоразделах и в долинах пользуются закрепленные дюны (Божинский, 1939 и др.).

АНГАРСКАЯ ПЛОСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Ангарская плоская возвышенность имеет четкие границы на севере, западе и юге, где они совпадают с геологическими границами распространения траппов и юрских отложений. На востоке граница расплывчатая; здесь происходит постепенный переход от Ангарской плоской возвышенности к Приленской.

Рельеф Ангарской плоской возвышенности представляет собой довольно однообразную пологоволнистую равнину, приподнятую в среднем на высоту 500—600 м в левобережной части и на 600—700 м в правобережной. Плоские поверхности водоразделов придают им иногда вид столовых возвышенностей, к числу которых относятся на Ангаро-Ленском водоразделе ошибочно выделявшиеся до недавнего времени «хребты» Илимский и Березовый.

В результате исследований последних десятилетий было установлено, что Ангарская плоская возвышенность в отдельных местах имеет ступенчатое строение, обусловленное различной устойчивостью пород. Каждая ступень представляет собой обширную структурно-денудационную поверхность. Так, в районе большой излучины р. Оки (близ притока Када) прослеживаются две ступени, из которых верхняя приурочена к породам ордовика, нижняя, относящаяся к соседнему геоморфологическому району, совпадает с площадью распространения юрских отложений. Ступени отделяются друг от друга уступом высотой 120 м.

В правобережной части бассейна р. Ангары, между населенными пунктами Усть-Оса и Заярск, И. В. Лучицкий (1947) отмечает две структурно-денудационные ступени, также отделенные друг от друга хорошо выраженным уступом. Верхняя ступень приурочена к сравнительно устойчивым известковым песчаникам устькутской свиты, нижняя — к песчано-мергелистым и глинистым породам верхоленской свиты. В пределах нижней ступени намечается еще один уступ, обусловленный выходом твердых песчаников устьалькинского горизонта. Все ступени имеют вид куэст, образовавшихся на фоне однообразного погружения нижнепалеозойского комплекса в северном направлении.

В пределах Иркутского амфитеатра ряд ступеней выделяет М. М. Одинцов, причем наиболее крупные из них, отчетливо выделяющиеся на гипсометрических картах, сформировались в результате неравномерных кайнозойских поднятий Сибирской платформы. Более мелкие ступени образовались в результате одновременного проявления эрозионных циклов и неравномерной денудации склонов на породах различной устойчивости.

Несколько поверхностей в пределах амфитеатра выделяет Н. И. Соколов. Им выделены три зоны (полосы) наивысшего поднятия поверхности первоначального пенеплена, а также ряд столовых возвышенностей — останцов наиболее древней поверхности выравнивания.

На севере, в бассейне р. Нижней Тунгуски, более или менее ровная поверхность Ангарской плоской возвышенности осложнена системой гряд и невысоких хребтов северо-восточного простирания. Эти формы приурочены к ядрам внутриплатформенных линейных складок, в которых на дневную поверхность выходят устойчивые известняки нижнего кембрия или породы нижнего ордовика, окруженные на крыльях быстро разрушающимися песчано-глинистыми отложениями верхоленской, мамырской и братской свит. Реки в тех местах, где они прорезают описываемые хребтообразные формы, имеют более крутое падение, долины в таких участках суживаются, борта становятся круче. На основании вышесказанного мы выделяем подрайон линейно-грядового структурно-денудационного рельефа, территория которого совпадает с площадью распространения внутриплатформенных линейных складок (см. рис. 56).

Приступая к описанию долины р. Ангары, заметим, что в целях сохранения полноты представления здесь будет также рассмотрена и истоковая часть, принадлежащая другому геоморфологическому району.

Особенности плана долины р. Ангары, в частности причины резких ее поворотов, еще недостаточно изучены, и многие положения высказываются в гипотетичной форме. Больше всего существует гипотез о происхождении верховьев. Так, например, М. М. Тетяев в свое время высказывал предположение о том, что Ангара в верховьях когда-то имела сток в оз. Байкал; В. В. Ламакин считает, что верховья Ангары более молодые, чем вся остальная часть долины; такого же мнения

в общем придерживается и Н. И. Соколов, считающий, что исток Ангары несколько раз перемещался с севера из района Мурина и Бугульдейки на юг вследствие неравномерных поднятий Приморского хребта. С. С. Воскресенский также допускает возможность посленеогенового образования современного истока Ангары.

Ниже Иркутска Ангара некоторое время течет по-прежнему на северо-запад, как бы подчиняясь простирацию структур присаянского комплекса, затем, близ г. Черемхово, поворачивает на север и до пос. Мамырь сохраняет меридиональное направление.

В литературе имеются прямые и косвенные указания на то, что в неогеновом периоде Ангара, возможно, продолжала свое течение на северо-запад мимо Черемхово, Кутулика и далее по древней долине, прослеживаемой на водоразделе рек Оки и Ии (Богданович, 1896; Н. И. Соколов, 1952 г.). У пос. Мамырь Ангара резко поворачивает на запад, так как здесь, по мнению Л. Г. Каманина (1934), она встречает южную границу распространения траппов, совпадающую к тому же с широтной полосой разломов, ограничивающих с юга обширную область молодых тектонических поднятий.

В планах долинных систем притоков верхнего участка р. Ангары (приблизительно до Усть-Уды) преобладают два направления, согласующиеся с северо-западным и северо-восточным простираанием присаянских и байкальских структур (бассейны рек Куды, Осы, Уды, Иркуты и Китоя). Поэтому нередки случаи, когда притоки (преимущественно правые) впадают в Ангару против ее течения.

Таким образом, на формирование плана долинной сети р. Ангары большое влияние оказало простираание геологических структур.

Поперечные профили долин бассейна р. Ангары асимметричны. Чаще всего крутыми являются склоны, обращенные на запад, что в Заангарье (Ангара, Куды) Н. И. Фомин объясняет «соскальзыванием» рек на восток в связи с общим падением пластов на юго-восток. Как отмечалось выше, аналогичную асимметрию для левых притоков Ангары В. Н. Щербаков и другие исследователи объясняют соскальзыванием рек на восток из-за неравномерных поднятий в районе Присаянских кайнозойских депрессий. В самых верховьях р. Ангары характер асимметрии иной, что объясняется литологическими условиями: крутой борт — левый, сложенный кристаллическими породами; пологий — правый (юрские осадочные породы). Кроме того, Н. И. Соколов видит причину этого явления в перемещении верховьев Ангары на юг в связи с более интенсивными поднятиями Приморского хребта на севере.

Ввиду зарегулированности стока берега Ангары довольно устойчивы. Этой же причиной объясняется обилие островов с цоколем из коренных пород. Острова имеют большие размеры и в отдельных случаях достигают протяженности до 20 км и ширины 4—5 км. Многочисленными островами Ангара как бы делится на два рукава, в которых разница уровней воды достигает 2 м, так что на некоторых протоках между рукавами ставят даже мельницы (о-в Маритуй). В верхнем участке Ангары правый рукав несет более или менее чистую байкальскую воду, левый же, принимая многочисленные притоки, бывает обогащен механическими взвесями. Поэтому на левобережье происходит нередко заиливание и часто встречаются сухие русла.

Переходя к рассмотрению террас р. Ангары, следует отметить, что несмотря на большое количество фактического материала, до сих пор

существуют еще самые противоречивые мнения по основным вопросам: о количестве и возрасте террас.

А. П. Божинский (1939) выделяет, кроме поймы, восемь террас до высоты 120 м, объединяя их на основании морфологической общности в четыре комплекса.

Л. Г. Каманин (1939) выделяет в общем такое же количество надпойменных террас, дополнительно две поймы, а также водораздельные плато, считая, что все эти формы образовались в результате четырех разновремененно проявившихся циклов:

- 1-й эрозионный цикл—водораздельные плато высотой 250—300 м
 2-й „ „ —образование 10 и 9-й террас высотой 150 и 100—120 м (возраст доплиоценовый)
 3-й „ „ —образование 8, 7 и 6-й террас высотой 80, 55—65 и 25—30 м (возраст плиоцен-четвертичный)
 4-й „ „ —образование, 5, 4, 3, 2 и 1-й террас высотой 15—18 10—12, 6—8 4 и 0,5—2 м; две нижние террасы пойменные (возраст современный).

М. М. Одинцов (1949) считает, что в пределах Иркутского амфитеатра имели место четыре разновремененно проявившихся эрозионных цикла. Первый цикл создал эрозионный рельеф водоразделов, возраст его — начало постплиоцена. Второй цикл — рисский — проявился в образовании древних долин и озерно-речного ландшафта. Два последних цикла — вюрмский и поствюрмский — нашли свое отражение в террасах нижних комплексов.

Н. И. Соколов выделяет до 14 террас и вместе с Н. В. Тюменцевым группирует их в четыре комплекса (Соколов и Тюменцев, 1949).

С. С. Воскресенский в своих последних работах дает следующую схему террас и стратиграфии рыхлых отложений долины р. Ангары:

	Высота, м	Возраст	
Низкая пойма	2—4	Q ₄ ²	
Высокая пойма	6—9	Q ₄ ¹	
Верхние горизонты аллювия террасы	10—12	Q ₃ ⁵	
Аллювий террасы	10—12	Q ₃ ⁴	Синхронична сартанскому оледенению
Аллювий террасы	14—16	Q ₃ ³	
Верхи аллювия террасы	20—22	Q ₃ ²	Синхронична зырянскому оледенению
Нижние горизонты аллювия террасы 20—22 м и аллювия террасы 32—36 м		Q ₁ ¹	
Террасы	45—60	Q ₂ ²	
Террасы	65—75	Q ₁ ¹	
Террасы	75—80	Q ₁	
Высокие террасы		N ₁ ²	

Для среднего участка бассейна р. Ангары Э. И. Равский, М. Н. Алексеев и Н. С. Чеботарева производят следующее возрастное деление террас:

	Высота, м	Возраст
Русло и поймы		Q ₄
I терраса	14—17	Q ₃
II "		
III "	20—25	Q ₂
IV "	30—36	
V "	40—45	
VI "	60—65	Q ₁
VII "	70—80	
VIII "	90—100	эоплейстоцен неоген
IX "	110—130	

И. В. Лучицкий (1947) считает, что из-за недооценки структурно-денудационных уступов и наклона речных террас создается ложное впечатление о множественности последних. Кроме поймы, он выделяет всего четыре террасы, верхняя из которых высотой до 200 м, возможно, имеет структурно-денудационное происхождение.

Большинство авторов считает, что возраст самых высоких террас (от 90 м и выше), переходящих в эрозионные уступы водоразделов, восходит к неогену. Это делается на основании находок остатков зюсенборнской лошади в отложениях VII террасы (70—80 м), датирующих эти отложения низами нижнего плейстоцена.

Еще в 1939 г. А. П. Божинский писал, что в направлении к верховьям высота террас в долине р. Ангары постепенно уменьшается. В дальнейшем было установлено, что уменьшается не только их высота, но и количество. Так, по данным Н. И. Соколова, выше Иркутска, близ населенного пункта Большая Речка, прослеживается уже не 14, а девять террас, а еще выше (у пос. Никола) — четыре террасы. Явление это объясняется регрессивным развитием эрозионных процессов, но Н. И. Соколов, кроме того, считает это следствием более молодого возраста верховьев Ангары по сравнению с остальной частью реки.

Наблюдается и вторая закономерность в изменении высоты террас р. Ангары в продольном профиле, изученная Н. И. Соколовым. Высота террас то уменьшается (в зонах новейших прогибов земной коры), то увеличивается (в областях поднятий), так что общий их вид в продольном профиле напоминает синусоиду. Иногда в зонах новейших опусканий несколько террас сливается, а некоторые погребаются аллювием более молодых террас; в таких случаях общее их количество заметно уменьшается. Например, на участке долины р. Ангары между Иркутском и Тельмой количество террас уменьшается с 14 до семи.

Довольно широко в Приангарье представлен карст (рис. 57), развивающийся на известняках, доломитах и гилсах кембрия (Гвоздецкий, 1952, 1954; Маслов, 1934а; Солоненко, 1949 и др.).

На крутых склонах долины р. Ангары имеют место оползни, приуроченные обычно к глинистым прослоям в верхоленской и мамырской свитах и юрских отложениях. Довольно часто в долине р. Ангары встречаются рвы отседания, развивающиеся не только на карбонатных отложениях, как это считали раньше (Е. В. Малиновский, В. П. Седов,

Н. И. Соколов), но и на других породах, в частности траппах (С. С. Воскресенский и др.). Почти на всех террасах верхнего участка р. Ангары прослеживаются закрепленные дюны (Божинский, 1939).

В некоторых работах по геоморфологии Средне-Сибирского плоскогорья отмечается, что исходной поверхностью для формирования современного рельефа являлась «поверхность третичного пенеплена». В свете последних данных такое представление не совсем точно, так как рельеф рассматриваемой территории настолько разнообразен, что не мог образоваться из какой-то одной поверхности, тем более что

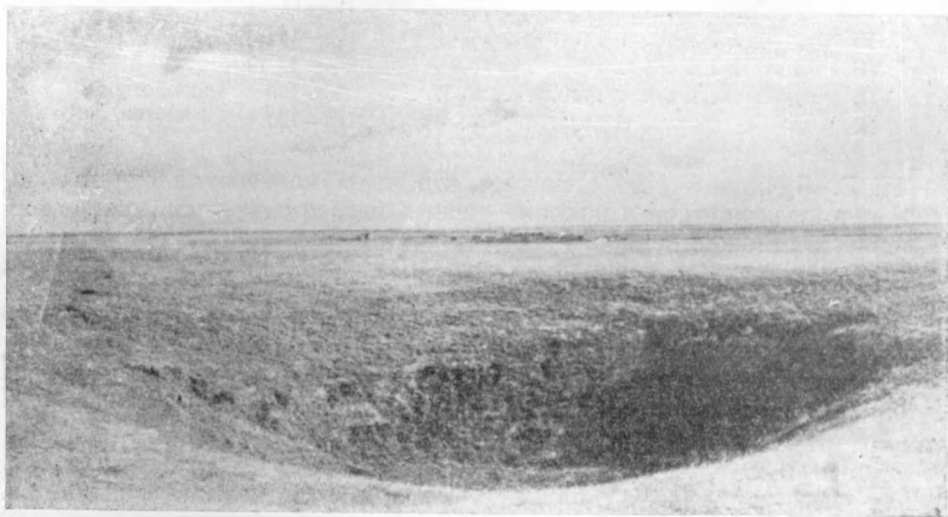


Рис. 57. Карстовая воронка в районе п. Налюр (левый берег р. Ангары).
Фото Е. К. Гречищева

отдельные типы и формы рельефа имеют различный возраст (от мезозоя до голоцена).

Еще в мезозое, надо полагать, начинают формироваться верхние эрозионно-денудационные ступени с осложняющими их трапповыми формами, а также наиболее древние долины Приленской плоской возвышенности. В начале палеогенового периода в юго-восточной части Средне-Сибирского плоскогорья существуют крупные реки с северо-восточным направлением стока и расположенные севернее (Тунгусский угленосный бассейн) их левые притоки.

Тектонические поднятия неогенового периода имели большое значение для всей последующей геоморфологической истории: начинают формироваться (тектоническим путем) современные наиболее крупные неровности топографической поверхности, усиливается развитие эрозионно-денудационных и структурно-денудационных ступеней. Ввиду оживления эрозионных процессов происходит массовая перестройка гидрографической сети; накануне оледенения оформляется в основных чертах современный план долин и образуются самые верхние террасы.

В четвертичном периоде все эти процессы продолжают, но, возможно, с меньшей интенсивностью. Большое значение в связи с развитием многолетней мерзлоты начинает приобретать солифлюкция.

Оформляются террасы среднего (плейстоцен) и нижнего (плейстоцен — голоцен) комплексов. При этом с частыми, хотя и небольшими по амплитуде изменениями климата и положения базисов эрозии связана неоднократная смена эрозионных процессов аккумулятивными: образуются аккумулятивные террасовые комплексы, в сложении которых принимают участие, кроме типичного аллювия, флювиогляциальные отложения, лёссовидные суглинки и эоловые образования. Приобретают современные черты тектонические формы в районе Приленской плоской возвышенности и в районе Присяянских кайнозойских депрессий, образуются antecedentные участки долин в бассейнах Оки, Белой, Китоа и других рек.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

ВОСТОЧНЫЙ САЯН*

До недавнего времени Восточный Саян считался самостоятельным орографическим комплексом. Наблюдения последних десятилетий показали, что его следует включить в состав единого Саяно-Тувинского нагорья, ограниченного на западе р. Енисеем, на северо-востоке Канско-Черемховской депрессией, на юге Косогольско-Тункинской системой межгорных впадин. К Восточному Саяну относится, таким образом, восточная часть Саяно-Тувинского нагорья, принадлежащая к бассейну р. Ангары.

В ландшафте Восточного Саяна господствуют в нижнем гипсометрическом поясе горнотаежные, в верхнем — гольцово-тундровые элементы. Гольцовый пояс по площади резко уступает таежному и таежно-тундровому. Гольцовые хребты имеют, как правило, округлые или плоские гребни. Альпийские формы свойственны немногим наиболее высоким хребтам.

Восточный Саян — сложное орографическое образование. В нем сочетаются все главнейшие элементы горного рельефа: плоскогорья и плато, линейные горные цепи разной ориентировки, продольные впадины. Своеобразное распределение и сочетание этих элементов и определяет геоморфологическую структуру нагорья.

В глубоких эрозионных врезках в южной части Восточного Саяна и западного Хамар-Дабана, там, где на древний фундамент налегают неогеновые образования, местами хорошо сохранился профиль очень древнего — доверхнемиоценового — рельефа. Его физическая поверхность сохранилась только отдельными обрывками, будучи погребенной под миоцен-плиоценовыми базальтовыми покровами. Эти покровы, прорезанные долинами рек и поднятые местами на абсолютную высоту 2000—2500 м, формировались в условиях относительно сглаженного рельефа.

Базальты занимали обширные площади, но южная часть Восточного Саяна и западное окончание Хамар-Дабана никогда не были покрыты ими целиком. Местами в современном рельефе подошва покровов в близлежащих пунктах находится на разной относительной высоте. Это объясняется последующими глыбовыми перемещениями, осложнившими

* Геоморфологическое описание Восточного Саяна и Прибайкалья составлено Н. А. Флоренсовым. — *Прим. ред.*

общую картину плавного пологого изгиба покровов вместе с их древним фундаментом.

В плиоцене стали отчетливо выявляться основные орографические элементы страны. Массовые извержения базальтовых лав происходили, вероятно, во многих пунктах, и можно думать, что некоторая часть еще уцелевших верхних покровов базальтов-плато сформировалась в плиоцене. В углублявшихся осевых впадинах извержения протекали прерывисто, сопровождалась выбросами больших масс туфового материала, переслаивающегося с песками и галечниками. Плиоценовые реки (влажность климата, выявленная по характеру ископаемого флористического комплекса, доказывает их бывшее существование) должны были стекать на север и на юг по главным покатостям свода, но и с осевыми впадинами, несомненно, была связана внутренняя система многочисленных, но коротких рек с малыми водосборами. В отдельные моменты (особенно в нижнем плиоцене) впадины заполнялись водой, образуя крупные озера, между которыми, судя по общности фауны моллюсков, губок и флоры диатомовых, существовала связь. Сводное изгибание южной части Саяна и всего Хамар-Дабана, распространявшееся далеко на северо-восток в пределы современного Байкальского нагорья, включало в себя на севере значительную краевую часть Сибирской платформы (северная часть и приангарское подножие Восточного Саяна). В плане поднятие последней не могло не быть косым, ибо в движение вовлекались древние, четко выраженные северо-западные структуры, расположенные под значительным углом к широтной оси особенно быстро воздымающегося Саяно-Хамар-Дабанского свода. Так, по-видимому, сформировалась восточная граница нагорья, а внутри последнего возник ряд протяженных горных ступеней и небольших структур опускания, «согласных» со складчатым строением своего фундамента, т. е. вытянутых на северо-запад. В них проникли плиоценовые базальты, описанные М. И. Бураковым и Э. Е. Федоровым (1954 г.) в бассейнах рек Ии и Уды.

В процессе очень медленного общего поднятия и нарастания местных контрастов высот был перейден рубеж верхнего плиоцена и раннего плейстоцена. По-видимому, речные долины к этому времени существенно перестроились под влиянием возникновения (или обновления) мощных широтных разломов внутри и вблизи осевых впадин и по крыльям свода. Таким образом, уже к началу плейстоцена развилась долинная сеть, которая в последующем перестраивалась только путем перегруппировки отдельных элементов, отмирания одних и усиленного роста других долинных отрезков, а также путем дополнительного «оперения» основных долинных стволов. Для развития консеквентных элементов эрозионной сети Восточного Саяна основное значение имел наклон поверхности широтного свода к северу, а также косой (по отношению к предыдущему) наклон поверхности северных частей нагорья на северо-восток; для субсеквентных элементов — древние складки и разломы северо-западного простирания. Условия первоначального заложения долинной сети и последующий тектонический режим, беспокойный и неодинаковый в разных частях нагорья, объясняют антецедентный характер отдельных крупных отрезков речных долин (Ильчи-Мотское ущелье р. Иркут, ущелье р. Оки в цепи Шили и др.).

Устройство поверхности северной части нагорья, относящейся к Иркутской области, проще, чем южной. Главные геоморфологические элементы здесь подчинены тектоническим линиям северо-западного про-

стирания, образуя три соответственно вытянутые горные ступени высотой 1000—1250 м, 1500—1800 м и 2200—2300 м. Над верхней ступенью возвышается пограничная с Тувинской областью гольцовая Удинская цепь с вершинами до 2800—3000 м. Ступени западной половины хребта, как указывает С. В. Обручев, соответствуют тому, что называют горными или предгорными ступенями (педиментами). Границы этих ступеней совпадают с линиями крупных древних, а в новейшее время вновь активизированных разломов. Сами ступени имеют разный состав и возраст слагающих их пород. Признаков сводового изгибания здесь не отмечалось, возможно, потому, что при отсутствии базальтов-плато или других заведомо древних поверхностей выявить их очень трудно.

В Восточном Саяне и Хамар-Дабане установлены по геологическим и геоморфологическим данным следы двух древних оледенений. Мнения о трех и даже четырех самостоятельных оледенениях (Н. С. Ильина, А. В. Львов, И. А. Молчанов) новыми наблюдениями не подтверждены. Неясно, имели ли здесь место две различные ледниковые эпохи, разделенные межледниковой эпохой, или отдельные стадии единого оледенения, так как фауна и флора в соответствующих отложениях однотипна и указывает на довольно суровые, местами тундровые, местами степные условия обитания. Первое оледенение прежде считалось покровным или полупокровным; С. В. Обручев и А. Рябчиков относят его к шницбергенскому типу и тем самым признают существование к началу оледенения расчлененного горного рельефа. Главным доказательством самого факта, а также и характера древнего оледенения (из осторожности С. В. Обручев предлагает называть его предпоследним) служат эрратические валуны на плоских поверхностях высоких гольцов. Северная граница предпоследнего оледенения не установлена. Нет оснований предполагать, что ледники этой стадии выходили за пределы Восточного Саяна во внутреннее поле Иркутского амфитеатра, как это допускали, например, И. А. Молчанов и Ю. А. Жемчужников. Вершинная часть Хамар-Дабана, несомненно, была им захвачена, но прямых геоморфологических свидетельств этого также не имеется.

Последнее оледенение относилось к долинному типу. В северной части Восточного Саяна (в пределах Иркутской области), а также в Хамар-Дабане оно было незначительным, ограничиваясь узкой водораздельной зоной и верховьями речных долин, преобразованными в трог и цирки. Климатические условия эпохи последнего оледенения и современного оледенения однотипны: юго-восточная часть горной страны, в силу большей сухости климата, была и осталась менее благоприятной для развития ледников, чем северная и западная.

Речные долины в описываемой области можно наблюдать в различных фазах развития. Многие из них отличаются большой шириной и малым падением в верховьях, узостью и крутизной продольного профиля в среднем течении и низовьях, т. е. как бы сочетанием двух различных эрозионных кривых («двухцикловые» долины).

Некоторые крупные долины, эпигенетически заложенные на поверхности базальтовых покровов, обладают сравнительно большим числом (пять-семь) аккумулятивных и смешанных террас. Сопоставление этих террас не проведено не только для всего Восточного Саяна и Хамар-Дабана, но даже и для бассейна одной какой-нибудь крупной реки: морфологические и морфометрические признаки для этой цели непригодны, а литолого-палеонтологические параллели затруднены грубым составом аллювия.

Частичное перераспределение долинной сети в четвертичном периоде под влиянием новейших опусканий, оледенений и образования ксе-где лавовых потоков привело, с одной стороны, к отмиранию отдельных отрезков долин, а с другой — к погребению раннечетвертичного аллювия под толщами лав и особенно морен.

В современную эпоху рельеф Восточного Саяна и Хамар-Дабана находится под влиянием медленно идущих поднятий и опусканий, имеющих характер блоковых движений на фоне широких плавных изгибов. Основное моделирующее значение имеет морозное выветривание и солифлюкция, ведущие к дальнейшей планации гольцовых поверхностей. За исключением узких осевых зон горных хребтов, где имеет место сильная глубинная эрозия, реки в основном перемывают и перераспределяют более древние рыхлые отложения, местами формируя при этом небогатые россыпи.

ПРИБАЙКАЛЬЕ

Восточный Саян и Хамар-Дабан, сливаясь у западной оконечности оз. Байкал, переходят в систему прибайкальских хребтов, которые вначале имеют северо-восточное, затем восточно-северо-восточное и, нако-

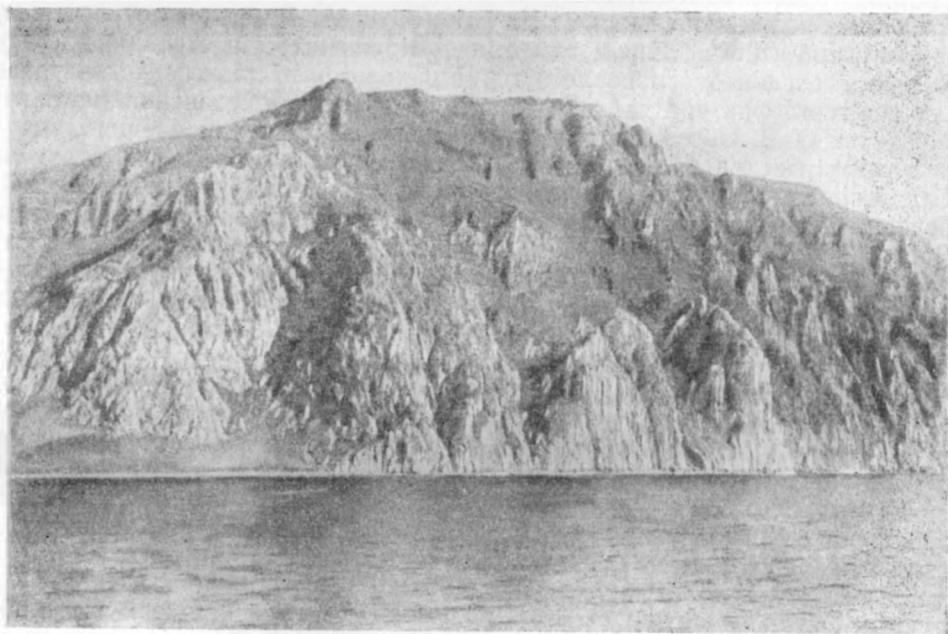


Рис. 58. Озеро Байкал. Мыс Орсо, сложенный породами верхнего архея.
Фото Е. К. Гречищева

нец, за 116-м меридианом — восточное направление. Число орографически индивидуальных хребтов при этом увеличивается, а весь горный пояс неравномерно расширяется, в соответствии с чем и внутренние горные впадины разбиваются на две или три ветви.

В рассматриваемой области, в отличие от Восточного Саяна, мы не находим следов единой древней поверхности, которую можно было бы

выявить геологическими методами. Однако можно думать, что и здесь уже в неогеновое время стали намечаться основные зоны поднятий и опусканий, которые затем не претерпели геоморфологической инверсии и выражены в современном рельефе лишь в менее подчеркнутом виде.

Если одни исследователи считают, что в создании рельефа Прибайкалья основное значение имели широкие складкоподобные изгибы,

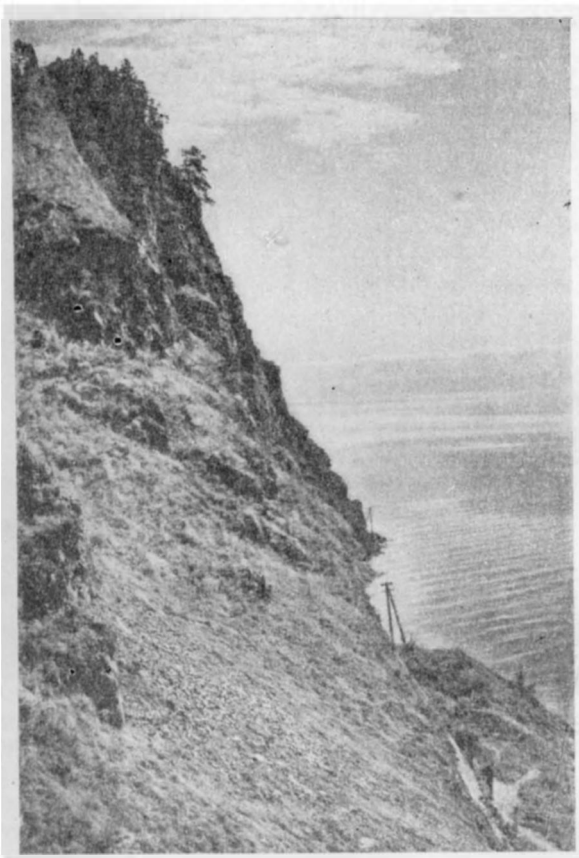


Рис. 59. Южная оконечность оз. Байкал. Район мыса Бакланий. Гнейсы нижнего архея шарыжалгайской свиты, утесами возвышающиеся над озером.

Фото Е. К. Гречищева

сочетающиеся с разломами, то другие придают главное или исключительное значение сбросовой тектонике. Например, для района, тяготеющего к Байкалу, Н. В. Думитрашко считает типичным сочетание глыб разной высоты и геоморфологического облика, разделенных депрессиями котловин. Распределение ступеней рельефа (выделяются два яруса: верхний, распадающийся на три ступени, и нижний, иногда также мелкоступенчатый) в плане неравномерно и мозаично; сводовый изгиб поверхности в пределах Станового поднятия отсутствует (Думитрашко, 1952). Приблизительно тех же взглядов на характер рельефа Прибай-

калья придерживаются С. И. Другов, Д. К. Зегебарт, А. С. Кульчицкий и др.

Все исследователи считают исходной формой развития рельефа Прибайкалья обширную поверхность континентального выравнивания, а заложение его основы в виде пологих горных поднятий и широких депрессий относят к мезозою.

История развития рельефа для Западного Прибайкалья рисуется следующим образом. В плиоцене уже наметились крупные озерные



Рис. 60. Северо-Западное побережье оз. Байкал. Мысы Солонцовые, образованные пролювиальными выносами; на заднем плане крутые коренные склоны побережья оз. Байкал

Фото Е. К. Гречищева

впадины и гористые деремычки между ними, но поверхность доплиоценового выравнивания* занимала еще большие площади. Речные долины, по Е. В. Павловскому, проникали своими верховьями в верхнюю часть Байкальского свода, ныне занятую впадиной оз. Байкал. К концу плиоцена наметились контуры всех крупных впадин байкальского типа, в общих чертах оформилось и их горное окружение. Это доказывается фациальным составом рыхлых толщ во впадинах. В озерных, речных, пролювиальных (а по Н. В. Думитрашко — даже в озерно-ледниковых) отложениях обнаружен разнообразный спорово-пыльцевой и фаунистический комплекс, указывающий на их средне- и верхнеплиоценовый возраст. Считалось, далее, что граница плиоцена и доплиоцена в Прибайкалье была отмечена очень крупными вертикальными движениями

* Судя по данным, приведенным для Восточного Саяна, а также по фациальной характеристике палеогеновой толщи на южном берегу Байкала, эта поверхность сформировалась в миоценовое или даже в олигоценное время.

(с амплитудой сбросов до 2000—2500 м), созданием больших глубин Байкала и его образованием, как единого водоема, на месте прежних сравнительно небольших озерных водоемов. Исследования последних лет показали, что рубеж неогенового и четвертичного периодов был отмечен некоторыми геологическими событиями и что намечается возможность выявить его также по фациальным признакам в толщах рыхлых отложений.

Четвертичный период ознаменовался мощным горным оледенением, распадавшимся, как и в Восточном Саяне, минимум на две фазы. К максимальному оледенению и последующей межледниковой стадии были приурочены мощные движения по древним сбросам, создавшим близкие к современным относительные высоты и контрасты рельефа. С таянием льдов максимальной фазы был связан значительный подъем уровня оз. Байкал (на 50—80—100 м, по данным разных авторов). Формирование байкальских террас протекало под влиянием меняющегося уровня Байкала, медленных волнообразных поднятий и опусканий его берегов и резких, значительных движений по кулисообразным окраинным сбросам, часть которых прекрасно выражена морфологически. До некоторой степени это нашло отражение в крутых, местами обрывистых склонах побережья Байкала (рис. 58, 59, 60).

Если в Прибайкалье — полосе крупных молодых осевых впадин — основное геоморфологическое значение имеют тектоногенные формы рельефа*, то в соседних Патомском и Приленском районах на первый план выступают формы деструкционные, развивающиеся на фоне тектонических поверхностей большого охвата, выходящего за пределы «ландшафтной» зримости.

ПАТОМСКОЕ И СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОЕ НАГОРЬЯ**

По степени геоморфологической изученности Патомское и Северо-Байкальское нагорья можно разделить на три района: 1) Патомское нагорье, наиболее изученный район; 2) долины крупных рек и их главные притоки: Мамакан, Мама и другие в северной части Северо-Байкальского нагорья; 3) южная часть Северо-Байкальского нагорья, наименее изученный район. В орографическом отношении оба нагорья представляют собой сочетание двух типов рельефа: низогорного и среднегорного; альпийские формы представлены в центральной и южной частях Северо-Байкальского нагорья.

Патомское и Северо-Байкальское нагорья, представляющие собой, по Е. В. Павловскому (1948в), северное ответвление Байкальского свода, существенно отличаются по устройству поверхности от расположенных южнее горных районов Восточной Сибири: Средне-Витимской горной области, Прибайкалья, Забайкалья и Восточного Саяна. Орографическое отличие заключается, во-первых, в отсутствии резких высотных контрастов близлежащих водоразделов, хотя абсолютные отметки последних и колеблются в среднем от 650—700 м (близ долины р. Витима) до 1500—1600 м (хребты Сынныр, Кропоткина и другие массивы)***. Эти высотные изменения растягиваются на десятки и

* Под тектоногенными формами мы понимаем неотектонические структуры, активно и непосредственно выраженные в рельефе, несмотря на быстроту их разрушения.

** Граница между нагорьями условно проходит по долине р. Витима.

*** Наивысшая точка Патомского нагорья — вершина горы Лонгдор — 1959 м; урез воды р. Витима у пос. Мамакан — 234,8 м.

сотни километров, так что в поле зрения наблюдателя водоразделы обычно находятся на одном уровне. Вторая орографическая особенность заключается в отсутствии закономерной ориентировки основных орографических линий, в частности хребтов, столь характерной для Прибайкалья, Забайкалья и Средне-Витимской горной области.

Морфологические особенности нагорий обусловлены некоторым своеобразием их тектонического развития в мезо-кайнозое, заключающимся в том, что дифференцированные движения не принимали активного участия в формировании рельефа. Некоторое исключение представляет южная половина Северо-Байкальского нагорья. Здесь в районе хр. Сынныр и у северо-западных склонов Делюн-Уранского хребта прослеживаются тектонические формы рельефа. В. Л. Тихонов (1956 г.) выделяет в верховьях рек Правого и Левого Мамакана горные массивы типа горстов и грабенообразные депрессии, к которым приурочены верховья вышеназванных рек; новейшие тектонические движения происходили по линиям разломов. В центральной части Северо-Байкальского нагорья следы дифференцированных неотектонических движений представляют собой редкое явление, отличаются небольшими масштабами и выявляются главным образом геоморфологическими методами при анализе рельефа речных долин (Золотарев, 1957). Неотектонический рельеф южной части Северо-Байкальского нагорья относится, по всей вероятности, к категории кайнозойских структур байкальского типа, представленных здесь в сравнительно небольших масштабах. По мнению С. И. Другова, к этому же типу структур относится выделенная им в южной части Патомского нагорья обширная, но сравнительно слабо выраженная в современном рельефе «Бодайбинская впадина».

Помимо южной части Северо-Байкальского нагорья, тектонические формы рельефа в виде высоких склонов встречаются по северной и западной окраинам нагорий, являясь их естественной границей с Приленской плоской возвышенностью (Думитрашко, 1952; Бурачек, 1952).

Таким образом, морфообразующая роль неотектонических движений в пределах нагорий сводилась главным образом к общим их поднятиям, стимулировавшим формирование наложенного (деструкционного) рельефа как основного генетического типа рельефа нагорий. Тектонические же формы, имеющие сравнительно ограниченную площадь распространения, не создают главного геоморфологического фона.

Наложный рельеф нагорий развивался под воздействием в первую очередь эрозионно-денудационных, водно-аккумулятивных и ледниковых процессов, из которых первым двум принадлежит ведущая роль. Главной геоморфологической чертой эрозионно-денудационного рельефа является ярусность, представленная двумя генетическими типами: структурно-денудационной и скульптурно-денудационной ярусностью. Первый тип ярусности связан с выходами различных по устойчивости комплексов пород, которые можно подразделить на три группы: 1) магматическая группа — наиболее устойчивые породы (в основном гранитоиды); 2) комплекс метаморфизованных пород вахской и валюктинской свит, в сложении которых видное место занимают плотные кварцитовидные песчаники; сюда же можно отнести и менее устойчивые метаморфизованные породы, бронированные крупными пегматитовыми жилами и гранитными интрузиями; 3) породы боракунской, имняхской, ныгринской и анангрской свит, в составе которых большую

роль играют известковистые сланцы, мраморизованные известняки и аркозовые песчаники.

Скульптурно-денудационная ярусность, играющая в наложенном рельефе нагорий более важную роль, чем структурно-денудационная, представлена обширными разновозрастными участками горного рельефа, занимающими различное гипсометрическое положение. Наиболее древние ступени занимают самое высокое положение, тяготеют к водораздельным узлам и характеризуются дряхлостью форм. Молодые ступени располагаются ниже, обычно ближе к крупным рекам (местным базисам эрозии) и обладают более высокой энергией рельефа. Происхождение скульптурно-денудационной ярусности связано в первую очередь с прерывистым во времени характером неотектонических поднятий; каждому более или менее крупному по амплитуде поднятию с последующим периодом относительного тектонического покоя или опускания соответствовал определенный этап (цикл) эрозионно-денудационной деятельности, начинавшийся с оживления глубинной эрозии и интенсивного вертикального расчленения. На фоне общих кайнозойских поднятий нагорий со сравнительно небольшим участием дифференцированных тектонических движений глубинная эрозия, как ведущий процесс каждого нового эрозионно-денудационного этапа, распространялась в основном регрессивным путем. В современном рельефе запечатлена в виде ярусности деятельность нескольких эрозионно-денудационных этапов (циклов), развивающихся последовательно: в направлении от крупных рек по их притокам к водораздельным узлам. Этапы разделяются на фазы, стадии и т. д., которым в рельефе соответствуют речные террасы или их комплексы. Нужно заметить, что в понятия «этап», «цикл», так же как в термины «стадия», «фаза», различные авторы вкладывают неодинаковое содержание в смысле их продолжительности, возрастных границ, характера и роли протекавших геоморфологических процессов.

Мнения исследователей о количестве этапов в развитии наложенного рельефа нагорий расходятся. Одна группа геологов (преимущественно исследователей Патомского нагорья) выделяет три (реже четыре) этапа (А. Р. Бурачек, В. В. Домбровский, В. Ф. Донцов, С. И. Другов, Г. Д. Карамышева, В. Г. Лебедев и др.). Другие исследователи геоморфологическую историю нагорий сводят к двум основным этапам, подразделяя последние на ряд стадий и фаз (В. А. Кузнецов, А. С. Кульчицкий, П. А. Смольский, А. К. Гусева, А. Г. Золотарев, В. М. Таевский и др.).

Рельеф первых этапов представлен древними денудационными уровнями. Большинство исследователей Патомского нагорья выделяет два уровня древней денудации, соответствующих двум первым этапам (циклам) развития наложенного рельефа. А. Р. Бурачек (1947) совместно с С. Г. Мирчинк выделили в южной части Патомского нагорья останцы наиболее древней пенепленизированной поверхности на высоте 1000—1400 м и более низкую вторую поверхность денудации на уровне 700—1000 м. Две денудационные поверхности с абсолютными отметками 1200—1500 м и 850—1100 м выделяют Е. Я. Синюгина и др. В бассейне р. Вачи, согласно исследованиям Г. Д. Карамышевой, два денудационных уровня имеют абсолютные отметки 1200—1300 и 800—1000 м. В бассейне р. Анангры высота двух уровней древнего рельефа определена В. М. Таевским и Ю. В. Белугиным в 1120—1330 м и 900—1200 м. Таким образом, у различных авторов наблюдается общность мнений о количестве и гипсометрическом положении древних денудаци-

рнных уровней Патомского нагорья. Для верхнего уровня денудации характерны плоские пенеппеноподобные поверхности; рельеф нижнего уровня — пересеченный.

Исследователи Северо-Байкальского нагорья расходятся в мнениях о количестве древних поверхностей денудации. В. Ф. Донцов насчитывает два уровня. Другие, например М. П. Михно, В. А. Глоба, Р. А. Добрянский, считают, что их гораздо больше. Многочисленную группу составляют исследователи (в основном сторонники двух эрозионно-денудационных этапов), выделяющие всего лишь один уровень дряхлого горного рельефа, над которым местами поднимаются в виде останцов гольцовые возвышенности, часто с уплощенными вершинами (В. А. Кузнецов, А. С. Кульчицкий, Л. И. Московская, П. А. Смольский, А. К. Гусева, А. Г. Золотарев, В. М. Таевский и др.). По мнению автора, плоские вершины многих остаточных возвышенностей гольцового типа не являются реликтами древнего пенеппена, а представляют собой результат морозной планации.

Сведений о коре выветривания древних денудационных уровней чрезвычайно мало. В бассейне р. Вачи (Патомское нагорье) Г. Д. Карамышева обнаружила глинистый элювий, приуроченный к депрессиям. Кроме того, ряд исследователей отмечает на низких водоразделах (не выше 100 м) небольшие скопления галечниковых и галечниково-валунных отложений. На более высоких водоразделах встречаются отдельные эрратические валуны и галька. Все эти отложения лишены достоверных палеонтологических остатков. Поэтому определения возраста древних поверхностей денудации условны, так как базируются обычно на косвенных данных, главным образом на сопоставлениях с соседними районами. Условно время формирования древних денудационных поверхностей определяется как мезозой — неоген.

Последний этап развития эрозионно-денудационного рельефа, ознаменовавшийся формированием современной долинной сети, был обусловлен активными тектоническими поднятиями, начавшимися, по всей вероятности, на границе неогенового и четвертичного периодов. Многочисленная группа исследователей Патомского нагорья (А. Р. Бурачек, Е. Я. Синюгина, Г. П. Левин, Т. М. Дембо и др.) считает, что в это время или в начале четвертичного периода имело место первое (наиболее древнее) оледенение покровного типа, названное Лебедевым Жуинским. Его следы видны в эрратических валунах на высоких водоразделах, песчано-галечниковых скоплениях на низких водоразделах и на высокой террасе, выделенной в свое время А. Р. Бурачком под названием Аканакской. Эта терраса в среднем участке долины р. Бодайбо имеет высоту 100—200 м; к верховью она постепенно выклинивается в продольном профиле. Ширина ее достигает 4 км, поверхность состоит из целой серии более мелких террас, за что она иначе именуется в литературе полигенетической. Аналогом Аканакской террасы в бассейнах крупных рек Северо-Байкальского нагорья: Мамакана, Мамы, Чуи являются, по всей вероятности, террасы и плечи трогов высотой 200—250 м. В долине р. Витима возраст террасы высотей 225 м С. Г. Мирчинк определен как раннеплейстоценовый (на основании сопоставления с террасами р. Лены).

После образования высоких террас (200—250 м) наступил период глубокого врезания рек, формирования комплекса золотоносных террас (ныне погребенных) и древних тальвегов, которые в долинах многих рек до настоящего времени находятся гипсометрически ниже современ-

ных русел. Закончился этот период накоплением мощных толщ (от 80 до 300 м, по данным различных авторов) рыхлых отложений и продолжительной боковой эрозией. В состав рыхлых отложений, помимо аллювия, входят моренные и флювиогляциальные образования, которые в свое время В. А. Обручев (1891, 1903) расчленил на две ледниковые (нижнюю и верхнюю) и одну межледниковую толщ.

В нижнем участке долины р. Бодайбо большинство геологов выделяет пять (реже четыре) погребенных золотоносных террас. Погребенные террасы имеют следующую высоту над древним золотоносным тальвегом: 1-я 15 м, 2-я 25 м, 3-я 35 м, 4-я 55 м, 5-я 75 м; глубина погребенного тальвега относительно современного — около 30 м.

В системе р. Большого Патомы насчитывается четыре уровня погребенных террас: 5—7 м, 10—12 м, 16—20 м и 30—35 м.

Образование в долине р. Бодайбо золотоносных террас и мощной толщи погребаящих их рыхлых отложений происходило в два этапа. Вначале сформировались верхние террасы, которые затем были погребены под аллювиальными и моренными отложениями второго оледенения Патомского нагорья — Накатаминского, общая мощность этих отложений А. Р. Бурачком определяется в 50 м. Возраст Накатаминского оледенения Г. Д. Карамышева и Е. Я. Синюгина считают среднеплейстоценовым. Затем образовались нижние золотоносные террасы и древний тальвег, которые были погребены под еще более мощными (более 100 м) накоплениями так называемой Андреевской аккумуляции. В строении второй толщи большую роль играют моренные и флювиогляциальные отложения третьего оледенения — Патомского, которое Е. Я. Синюгина и Г. Д. Карамышева на основании находок фауны *Elephas primigenius* считают верхнеплейстоценовым. Андреевский этап аккумуляции закончился формированием в долине р. Бодайбо поверхности широкой «увальной» террасы высотой до 100—120 м.

С. Г. Мирчинк, производившая исследования в долине р. Витима и в низовьях р. Бодайбо, выделяет также два комплекса рыхлых отложений, погребаящих древние золотоносные террасы, но датирует их иначе, чем Е. Я. Синюгина. Она считает, что в долине р. Витима ледниковые отложения широкой террасы высотой 70—80 м и синхроничные отложения Патомского оледенения имеют среднеплейстоценовый возраст. Соответственно более древние ледниковые образования террасы высотой 150 м датируются как раннеплейстоценовые. Возраст террас р. Витима С. Г. Мирчинк определяет на основании сопоставлений с террасами долины р. Лены.

Иных взглядов на генезис мощных толщ рыхлых отложений, погребаящих золотоносные террасы рек Патомского нагорья, придерживаются С. И. Другов и Г. Л. Юдин, считающие их аллювиальными образованиями и отрицающие вообще крупные масштабы плейстоценового оледенения нагорья (Юдин, 1938).

С. И. Другов в долине р. Мамы выделил несколько погребенных террас; роль ледниковых процессов в формировании погребаящих их рыхлых отложений им отрицается. Согласно исследованиям А. Г. Золотарева, толща рыхлых отложений мощностью около 110—120 м, выполаживающая древнюю долину р. Мамы, имеет двучленное деление: в основании лежат моренные отложения второго оледенения (средний плейстоцен), сверху залегает толща флювиогляциальных отложений того же возраста.

В ряде долин Патомского нагорья, как уже отмечалось выше, эпоха накопления мощных моренно-аллювиальных отложений закончилась образованием широких поверхностей современных террас среднего уровня («увальная» терраса р. Бодайбо, террасы высотой 60—80 м и 110—150 м в долине р. Мамы и др.), заложенных не только в рыхлых отложениях, но и в коренных породах. В результате древние долины с погребенными золотоносными россыпями оказались местами врезанными в коренные породы этих террас. Следы древней долины р. Мамы прослеживаются местами в виде вытянутых неглубоких депрессий на поверхности V надпойменной террасы высотой 110—150 м.

По мнению М. П. Михно и В. А. Глоба, на поверхности террас среднего уровня в долинах р. Мамы и ее притока Кункудеры имеются следы моренных, флювиогляциальных и озерно-моренных отложений ледников, которые продвигались по долинам названных рек до их слияния. Эти масштабы долинного оледенения, по нашему мнению, преувеличены: на поверхности IV (60—80 м) и V (110—150 м) террас р. Мамы прослеживаются следы третьего — верхнеплейстоценового (Золотарев, 1959) — оледенения, начиная от притока Каверга и выше, а по долине р. Кункудеры — только от притока Якса и выше.

Аналогом мамской террасы высотой 110—150 м в долине р. Чуи является терраса высотой 120—150 м, а в долинах рек Правая и Левая Мама выделенная А. А. Яценко (1956) VI терраса высотой 60 м.

После периода формирования древних долин с золотоносными террасами и мощными выполняющими их аллювиально-ледниковыми отложениями, после образования широких поверхностей террас среднего уровня наступил последний период в формировании долинного рельефа нагорий, получивший у исследователей бассейна р. Бодайбо наименование «бодайбинского цикла». Он ознаменовался врезанием, образованием пойм и террас нижнего уровня, часть из которых является вложенными, а часть — прислоненными (наложенными). Их возраст и на Патомском и на Северо-Байкальском нагорьях большинство исследователей определяет интервалом: верхний плейстоцен — голоцен (Г. Д. Карамышева, Е. Я. Синюгина, А. Г. Золотарев).

Если в процессе врезания какой-либо реки положение молодой долины «бодайбинского цикла» совпадало с положением древней, то, по выражению А. Р. Бурачека, происходило образование «совмещенных» широких долин. Если такого совпадения не было, то новая долина врезалась в коренные породы и приобретала облик типичной эпигенетической, суженной долины. Обычно вдоль русел крупных рек наблюдается чередование совмещенных и эпигенетических участков долин.

Во второй половине «бодайбинского» эрозионно-аккумулятивного цикла имела место небольшая вспышка (в верховьях притоков) долинно-карового оледенения, названного В. Г. Лебедевым лонгдорским. Следы этого четвертого оледенения хорошо видны как на Патомском, так и на Северо-Байкальском нагорьях.

Такова в общих чертах история развития эрозионно-денудационного, водно-аккумулятивного и ледникового рельефа нагорий, в частности речных террас, список которых (за исключением погребенных) по отдельным долинам приводится в табл. 19.

Высота всех перечисленных выше террас в направлении к верховью уменьшается. Исключение представляет, по мнению В. Л. Тихонова, 100-метровая терраса р. Среднего Мамакана, которая в верховьях приобретает высоту 280 м.

Таблица 19

Террасы Патомского и Северо-Байкальского нагорий

Название реки	Номера террасы (римские цифры) и ее высота в м
Витим между притоками Нерпо и Мамакан и низовья р. Бодайбо	Пойма; I—8—12; II—12—15; III—30—33; IV—50—60; V—70—80; VI—150; VII—240
Большой Патом и Маракан	Пойма; I—4—5; II—7—11; III—15—20; IV—25—55
Вача (средний участок)	Пойма—1; I (высокая пойма)—2—3; II—4—5; III—9—14; IV—20—25
Мамакан	I—3—5; II—7—8; III—10—11; IV—18—20; V—до 40; VI—70; VII—до 100; VIII—до 150; IX—до 185
Правая и Левая Мама	I (пойма)—1,5—2; II—до 7—8; III—до 12—15; IV—20—30; V—35—40; VI—50—60; VII—100—140; VIII—140—160; IX—170—180; X—200—220
Мама (средний участок), по материалам Л. И. Московской	Пойма—2—6; I—10—15; II—25—40; III—60—80; IV—100—150; V—200—300
Мама (средний участок), по материалам А. Г. Золотарева	Пойма—1—6; I—7—12; II—15—20; III—30—40; IV—60—80; V—110—150; VI—200—250
Мама и Чуя	Пойма—0,5—3; I—8—12; II—12—20; III—25—35; IV—60—80; V—120—150; VI—220—276

Одним из наиболее сложных, далеко еще не разрешенных вопросов развития наложенного рельефа остается проблема древнего оледенения и его морфообразующей роли. Сам факт мощного древнечетвертичного оледенения до настоящего времени подвергается сомнению С. И. Друговым и Г. А. Юдиным (1938), с которым в свое время полемизировал И. М. Иванов (1941). Еще раньше А. К. Мейстер возражал против гипотезы о ледниковом происхождении эрратических валунов, каров и других форм.

Но и среди сторонников древних оледенений нет единого мнения ни о их характере, ни о кратности. Сторонниками двух оледенений являются В. А. Обручев, Е. В. Павловский, В. Г. Дитмар; о двух оледенениях с несколькими стадиями говорит В. Г. Лебедев. Два-три оледенения признают В. В. Домбровский и А. А. Яценко. Следы трех-четырех оледенений выделяют С. Г. Мирчинк, Г. Д. Карамышева, А. Р. Бурачек, Е. Я. Синюгина, А. Г. Золотарев и ряд других исследователей.

Многие из перечисленных выше авторов считают, что первые оледенения были покровными или близкими к норвежскому и шпицбергенскому типам. Так, например, на геоморфологической карте Ленского золотоносного района районирование Витимо-Патомского нагорья основано на выделении территорий со следами и без следов покровного оледенения. Спор о характере оледенений восходит ко второй половине прошлого столетия: П. А. Кропоткин (1873), В. А. Обручев (1903) и А. П. Герасимов (1901) стояли на позициях покровного характера древних оледенений, в то время как М. Н. Козьмин (1890) и П. И. Преображенский (1913) считали их долинными.

Заслуживают внимания высказывания Е. Я. Синюгиной и Г. П. Левина о том, что оледенения Патомского нагорья были своеобразны и, возможно, заслуживают выделения их в специальный тип: бодайбинский или ленский (Г. М. Дембо и др.).

Среди других генетических категорий и типов наложенного рельефа заслуживают внимания в первую очередь структурно-денудационные формы. Здесь, кроме вышеописанной структурно-денудационной ярусности и мелкой ступенчатости склонов, следует отметить линейно-грядовые формы водоразделов, представляющие собой отпрепарированные устойчивые пласты метаморфизованных пород. В отдельных случаях крупные водораздельные гряды приобретают облик настоящих куэст (бассейны рек Додохты, Тахтыги и др.). Г. Д. Карамышевой и Е. Я. Синюгиной описываются долиноподобные депрессии, образующиеся в результате избирательной деструкции на неустойчивых породах.

В большом количестве встречаются разнообразные мезо- и микроформы, связанные с многолетней мерзлотой и интенсивным морозным выветриванием: нагорные и солифлюкционные террасы, каменные кольца и многоугольники, термокарстовые ванны и др.

Несмотря на большую распространенность карбонатных отложений, в пределах обоих нагорий не наблюдается широкого развития карстовых явлений. В этом, вероятно, не последнюю роль играет многолетняя мерзлота, препятствующая свободной циркуляции подземных вод. Карстовые формы (в том числе небольшие пещерки) были обнаружены Ю. П. Казакевич и С. С. Николаевым в верховьях рек Таймендры, Угахана и Ныгри. А. Р. Бурачек установил по буровым скважинам подземный карст в низовьях погребенной долины р. Маракана.

Подведем итоги краткому геоморфологическому обзору Патомского и Северо-Байкальского нагорий.

1. В устройстве поверхности Патомского и Северо-Байкальского нагорий основную роль играет не тектонический, а наложенный рельеф. Существенного различия в развитии рельефа северной части Северо-Байкальского нагорья и Патомского нагорья нет; некоторое исключение представляет южная половина Северо-Байкальского нагорья, в формировании поверхности которой заметную роль играли дифференцированные неотектонические движения.

2. В настоящее время наиболее важными геоморфологическими проблемами являются следующие: а) решение вопроса о количестве, характере древних оледенений и их морфообразующей роли в различных районах Патомского и особенно Северо-Байкальского нагорий; б) увязка террас различных бассейнов рек и корреляция их отложений.

Решение этих проблем позволит заполнить последние пробелы в представлениях о геоморфологической истории нагорий, поможет дальнейшему изучению неотектонических движений, а также решению практических вопросов по выявлению россыпных и коренных месторождений золота.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Южная часть Восточной Сибири, в которой расположена Иркутская область, включает в себя южный выступ Сибирской платформы — внутреннее поле Иркутского амфитеатра с южной и юго-восточной окраинами Тунгусского бассейна и горно-складчатое обрамление амфитеатра — сложно построенные нагорья Восточного Саяна и западной части Байкальской горной области. Геологическая история этой Сибири весьма неоднородной в структурном отношении части Восточной Сибири отличается большой сложностью. Геологические процессы, протекавшие в ее пределах и создавшие в итоге ее современную структуру, в различные эпохи имели далеко не одинаковое содержание в отдельных ее частях.

История геологического развития описываемой территории начинается в архейскую эру накоплением мощных толщ осадков, по-видимому, происходившим в условиях пангеосинклиналиного режима. Осадочные толщи архея, представленные парагнейсами различного состава, мраморами и отчасти кварцитами, испытали воздействие высокого и однородного глубинного метаморфизма (гиперстеновая, гранулитовая фации) и прорваны довольно разнообразным комплексом магматических пород, из которых наиболее характерна формация аляскитовых гранитов. Архейские толщ, смятые в сравнительно простые крупные складки, составляют древнейшие ядра в геологической структуре юга Восточной Сибири — Байкальскую глыбу, обрамленную на западном и южном берегах Байкала и в юго-восточной части Восточного Саяна, Северо-Муйскую и Чарскую глыбы в Байкало-Патомском нагорье, а также отдельные небольшие архейские массивы, включенные в более молодые складчатые структуры Восточного Саяна. Архейские глыбы входят, помимо того, и в состав складчатого фундамента юга Сибирской платформы, погружаясь под палеозойские и верхнепротерозойские отложения по южному краю внутреннего поля Иркутского амфитеатра в Прибайкалье и в Присяянье.

Судя по составу и условиям залегания последующих протерозойских формаций, в архейскую эру не произошло образования устойчивых геологических структур. На рассматриваемой территории в протерозойской эре выявлены три крупных тектоно-магматических цикла с присущими каждому из них специфическими особенностями осадко-накопления, магматизма и тектогенеза.

Нижнепротерозойские отложения в Саянском нагорье и Байкальской горной области представлены серией осадков геосинклиналиного типа, среди которых видную роль играет эффузивно-терригенная спилито-кератофировая формация.

По сравнению с архейскими породами метаморфизм нижнепротерозойских отложений менее глубок и достигает амфиболитовой фации. Сравнение разрезв позволяет уловить некоторую дифференциацию

осадконакопления в нижнепротерозойском бассейне. В направлении с северо-востока на юго-запад от Байкало-Патомского нагорья к Восточному Саяну отмечается уменьшение в разрезе количества вулканических образований и увеличение количества карбонатных пород. Это позволяет предположить, что область Байкало-Патомского нагорья была расположена ближе к центральной части нижнепротерозойской геосинклинальной зоны.

Помимо эффузивов спилито-кератофирового состава, нижнепротерозойская формация включает в себя разнообразные интрузивные образования — от ультраосновных (нижнеангарский офиолитовый комплекс) до кислых (гранитоиды муйского, мамско-оронского и чуйско-кодарского комплексов).

Складкообразование нижнепротерозойского этапа не привело к существенному изменению геосинклинального режима, хотя, вероятно, имело следствием некоторое увеличение размеров жестких ядер, основой которых служили архейские глыбы. Но в складчатой структуре нижнего протерозоя уже отчетливо выражены два направления простиранья складок, наметившиеся в архее, — саянское (северо-западное) и байкальское (северо-восточное).

Наибольшее значение в формировании структурной основы Иркутского амфитеатра и, в частности, его горно-складчатого обрамления имел среднепротерозойский тектоно-магматический цикл. Он завершился в условиях инверсии геосинклинали и отмирания геосинклинального режима на большей части рассматриваемой территории. Среднепротерозойская формация характеризуется широким развитием в ее составе преимущественно кислых эффузивов (кварцевые порфиры), наряду с красноцветными терригенными и терригенно-карбонатными осадками. Почти повсеместно отложения среднепротерозойских осадков проходило в условиях мелеющих бассейнов, на что указывает широкое развитие в разрезах красноцветных пород и мелководных и прибрежных терригенных осадков. Лишь в северо-восточной части Восточного Саяна среднепротерозойские отложения представлены глубоководными, в том числе карбонатными осадками.

Интрузивные комплексы среднего протерозоя еще слабо изучены, но, по-видимому, достаточно разнообразны. Они включают в себя как основные (габброиды, диабазы), так и кислые (гранитоиды) породы.

Складкообразование конца среднего протерозоя, по-видимому, в основном завершило формирование складчатого фундамента южного выступа Сибирской платформы — Иркутского амфитеатра. Обособление амфитеатра, как самостоятельной устойчивой структуры, противостоящей еще сохранившимся остаткам геосинклинальных зон, связано с формированием в среднем протерозое глубинных краевых разломов, составляющих структурное ограничение платформы с юго-запада и юго-востока внутри Восточно-Саянского и Байкальского нагорий.

Эти древние глубинные разломы оказали влияние на все последующие стадии геологической жизни юга Восточной Сибири.

Верхнепротерозойский тектоно-магматический цикл развивался уже в иной геологической обстановке. После среднего протерозоя сложилась основа современной структуры юга Восточной Сибири — платформенная масса Иркутского амфитеатра с ограничивающими ее с юго-запада и северо-востока зонами глубинных разломов и окаймляющая выступ Иркутского амфитеатра, сохранившая мобильность геосинклинальная зона.

В Восточной Сибири отложения верхнего протерозоя еще недостаточно изучены, поэтому нет возможности обоснованно выделить отложения синийской системы. В связи с этим отложения, которые многие авторы считают синийскими (байкальский комплекс и его стратиграфические аналоги), включены нами в верхний протерозой, что, разумеется, не исключает возможности выделения их в дальнейшем в самостоятельную стратиграфическую единицу.

Верхнепротерозойские отложения по периферии платформенной структуры Иркутского амфитеатра к северо-востоку и северо-западу от краевых глубинных разломов представлены отложениями байкальского комплекса и аналогичными им, сформированными в условиях эпиконтинентального бассейна с явной тенденцией к обмелению, что выразилось в изменении характера фаций по вертикали от голоустенской свиты до качергатской (Прибайкалье). Отложения эти сравнительно слабо дислоцированы, образуют простые, плавные складки и сравнительно мало затронуты метаморфизмом и магматическими внедрениями.

Вне амфитеатра, в сохранившей мобильность геосинклинальной зоне, верхнепротерозойские отложения, особенно верхние их части, очень слабо распространены, что, возможно, связано с поднятиями, охватившими в верхнем протерозое часть геосинклинальной области, прилегавшую к вновь сформированной платформе. Это обстоятельство затрудняет и выделение магматических комплексов верхнего протерозоя, хотя магматическая деятельность этого цикла в мобильной зоне и по краевым разломам, несомненно, была достаточно интенсивной. В частности, можно предположить, что некоторые крупные интрузии гранитоидов и связанные с ними редкометалльные пегматиты (в Присяянье, а возможно, и в Байкальской горной области) имеют верхнепротерозойский или синийский возраст. Следует упомянуть и о том, что геологическая обстановка конца протерозоя во многих отношениях была близка к нижнекембрийской. Это, с одной стороны, местами затрудняет выявление нижней границы кембрийских отложений, а с другой — дало основание Н. С. Шатскому выдвинуть идею о «байкальском» этапе складчатости, охватывающем верхнепротерозойские и раннекаледонские движения в едином цикле. Нельзя не признать, что для такого предположения имеется много оснований.

Следующий этап геологического развития южной части Восточной Сибири — нижнепалеозойский — протекал уже в условиях отчетливо выраженной структурной дифференциации ее территории.

Внутреннее поле Иркутского амфитеатра в течение всего нижнего палеозоя представляло собой типичный эпиконтинентальный бассейн, в котором происходило накопление лагунных, прибрежных и мелководных терригенных и хемогенных осадков, включающих несколько красноцветных серий. Отдельные довольно значительные площади бассейна спорадически испытывали поднятия с ликвидацией морского режима и сменой осадконакопления размывом. В то же время в геосинклинальных бассейнах, унаследованных от допалеозойской стадии развития, к юго-западу от амфитеатра в Восточном Саяне и к северо-востоку в бассейне среднего течения Витима, происходили геологические процессы, имевшие своим результатом замирание геосинклинального режима в этих бассейнах и превращение их в относительно консолидированные складчатые зоны.

В соответствии с этим нижнепалеозойские осадки геосинклинальных зон представлены карбонатно-сланцевыми отложениями и эффузив-

ными породами в Восточном Саяне (верхнее течение рек Уды и Тагула) и преимущественно терригенными отложениями переходной зоны между геосинклинальной областью и платформой в бассейне среднего течения Витима.

Нижнепалеозойские отложения во внутреннем поле амфитеатра начинаются ушаковской и мотской свитами алданского яруса нижнего отдела кембрийской системы, представленными кластогенными, часто красноцветными осадками. В западной части амфитеатра они подстилаются более древними породами карагасской свиты, возможно, синийского возраста. Образование осадков карагасской свиты, вероятно, началось вместе с формированием Присаяно-Тасеевского прогиба. Вышележащие кембрийские отложения — соленосная толща и сульфатно-карбонатная толща — принадлежат ленскому ярусу нижнего отдела системы. Карбонатной толще ленского яруса внутреннего поля амфитеатра, видимо, соответствуют терригенные кембрийские отложения в Байкальской горной области; параллелизация кембрийских отложений внутреннего поля с отложениями геосинклинальной зоны Восточного Саяна пока невозможна.

Южная и центральная части внутреннего поля амфитеатра в конце нижнекембрийской эпохи и в среднем кембрии испытала поднятие, доказываемое выпадением здесь из разреза среднекембрийских осадков.

Вышележащая красноцветная гипсоносная верхоленская свита верхнекембрийского возраста залегает в южных районах области на нижнекембрийских, а в северных районах — на среднекембрийских отложениях.

В Байкальской горной области также присутствует средний отдел кембрия, но отложения верхнего отдела системы неизвестны. Красноцветные отложения верхнего кембрия внутреннего поля условно можно сопоставлять с вулканогенными толщами геосинклинальной зоны Восточного Саяна. Ранние фазы каледонского тектоно-магматического цикла, соответствующие его салаирскому этапу, привели к ликвидации остатков геосинклинального режима в Байкальской горной области (Витим) и оказали влияние на развитие структур осадочного покрова внутреннего поля амфитеатра и геосинклинальной зоны Восточного Саяна. В последней они не привели, однако, к созданию устойчивой складчатой структуры.

В ордовикском периоде во внутреннем поле Иркутского амфитеатра продолжалось накопление мелководных терригенных и карбонатных осадков, причем их значительно увеличенная мощность (как и верхнекембрийских) в Присаяно-Тасеевской впадине подчеркивает продолжавшееся развитие этой структуры. Фациальный и палеогеографический анализ ордовикских отложений, представленных всеми тремя отделами системы, указывает на поднятие в ордовике периферической части амфитеатра — его краевых антеклиз. При этом в восточной части складчатого обрамления амфитеатра, в Байкальской горной области, ордовикские отложения неизвестны, а в юго-западной — в Восточном Саяне — они не отделены от кембрийских, и присутствие их в геосинклинальной зоне Восточного Саяна допускается условно.

Силурийские отложения, по-видимому, присутствуют только в северных районах области, что является результатом поднятий юга Иркутского амфитеатра в конце нижнего палеозоя.

Тектонические движения второй половины каледонского тектоно-магматического цикла проявились интенсивнее, чем движения салаир-

ского этапа, и сыграли большую роль в формировании тектонической структуры области. Ими была завершена консолидация геосинклинальной области Восточного Саяна, и сформированная на месте ее складчатая зона вошла в состав складчатого обрамления платформы. По-видимому, каледонские движения в зонах краевых разломов амфитеатра привели к их оживлению, возможно, к появлению новых разрывных нарушений и глыбовым движениям по ним. В осадочном покрове внутреннего поля амфитеатра каледонский тектогенез создал основной рисунок структур нижнего палеозоя — Прибайкальскую зону складок в нижнепалеозойских породах, Непскую зону гребневидных складок и, вероятно, пологие куполовидные дислокации центральных районов.

Магматические процессы каледонского цикла, сосредоточенные в нижнепалеозойских мобильных зонах, возможно, захватывали и прилегавшие к последним периферические части краевых антеклиз амфитеатра. В геосинклинальной зоне Восточного Саяна они нашли свое выражение в образовании спилито-кератофирового и диабазового эффузивных комплексов, а также в интрузиях гранитоидов и, возможно, гипербазитов. Некогорыми геологами допускается и нижнепалеозойский возраст гранитоидов и связанных с ними пегматитов в зоне краевых разломов амфитеатра в Присаянье, между реками Белой и Окой.

В Байкальской горной области нижнепалеозойский вулканизм проявился в основном восточнее р. Мамы. Магматические породы этого возраста представлены субщелочными гранитоидами (мамаканский комплекс) и несколько более древними порфирами и кварцевыми диоритами, прорывающими фаунистически охарактеризованные отложения среднего кембрия. С известной долей условности к нижнему палеозою могут быть отнесены и основные, габброидные породы бирамынского комплекса.

Как вытекает из сказанного, для рассматриваемой территории нижний палеозой явился временем окончательного изживания геосинклинального режима и завершения консолидации ее в форме жесткой структуры. К более древней платформенной части Иркутского амфитеатра в результате этого процесса присоединились каледонские складчатые структуры, вошедшие в состав складчатого обрамления амфитеатра.

Среднепалеозойский этап геологического развития относительно небогат событиями. Выше уже указывалось на ограниченное распространение силурийских отложений в северных районах области; девонские отложения имеют еще более ограниченное развитие. В девонском периоде в пределах каледонской складчатой зоны Восточного Саяна и в смежных участках более древних складчатых структур происходило накопление вулканогенно-обломочных отложений, проходившее в условиях горно-впадинного рельефа на фоне глыбовой складчатости, что типично для начальных стадий постгеосинклинального режима только что сформированной складчатой зоны. Возможно, что с этим вулканическим циклом связано появление щелочных ультраосновных пород в Присаянье (альмёитов, слюдяных кимберлитов и др.).

Внутри амфитеатра в девоне продолжалось отложение эпиконтинентальных осадков в юго-восточной окраине сокращающегося Присаяно-Тасеевского прогиба, заходящего на территорию Иркутской области между Тайшетом и Нижнеудинском. Девонские отложения в этом районе собраны в мелкие складки, в которых не участвуют верхнепалеозойские и юрские породы, что может свидетельствовать об имевших

место в конце верхнего девона небольших складкообразовательных движений в Присаяно-Тасеевском прогибе.

Верхний палеозой для Сибирской платформы в целом и для Иркутского амфитеатра явился временем проявления сложных тектономагматических процессов, нашедших свое выражение в формировании грандиозной структуры Тунгусского бассейна, южная и восточная части которого охватывают северные районы Иркутской области. Общая история развития Тунгусского бассейна тесно связана с развитием в верхнем палеозое прилегающих к Сибирской платформе геосинклинальных зон и, в первую очередь, Урало-Таймырской геосинклинальной области. Южная и юго-восточная части Тунгусского бассейна, в пределах Иркутской области, по-видимому, начали свое развитие со среднекаменноугольной эпохи, может быть с нижнего карбона. В верхнем палеозое, начиная с карбона, южная часть Иркутского амфитеатра с его горноскладчатым обрамлением были вовлечены в поднятия, сохраняя эту тенденцию длительное геологическое время. Верхнепалеозойское осадконакопление здесь отсутствовало (за исключением Присаяно-Тасеевского прогиба), а краевые антеклизы амфитеатра и отчасти его внутреннее поле явились областью размыва и источником питания терригенным материалом верхнепалеозойских бассейнов южной и восточной окраин Тунгусского бассейна.

Осадконакопление в южной периферии Тунгусского бассейна началось в среднем карбоне формированием континентальных угленосных кластогенных осадков, к которым в более северных районах (более удаленных от источников питания) присоединились и хемогенные отложения (ереминская свита).

В нижнепермскую эпоху характер седиментации незначительно изменился. В составе осадков наряду с кластическими и биогенными (торфяники) отложениями появились туфы и туффиты основного состава, фиксирующие первые фазы траппового вулканизма на юге Тунгусского бассейна. На границе нижне- и верхнепермской эпох южная часть Тунгусского бассейна испытала поднятия, вызвавшие перерыв в отложении осадков, а новые опускания в верхнепермскую эпоху охватили меньшую территорию, так как верхнепермские отложения известны лишь на севере области, в среднем течении Нижней Тунгуски. Верхнепермские угленосные отложения включают многочисленные пласты туфов, что свидетельствует об усилении вулканических процессов к концу верхней перми (стрелкинская и инаригдинская свиты). Конец пермского периода ознаменовался региональными поднятиями во всей Тунгусской синеклизе, охватившими полностью и ее юго-восточную периферию. Можно предположить, что эти поднятия сопровождались и складчатостью, так как нижнетриасовые туфогенные отложения залегают на юге и юго-востоке Тунгусского бассейна несогласно на слабо складчатых породах нижней и верхней перми.

Геологическая история описываемой территории в мезозойскую эру отчетливо разделяется на три этапа, резко различных по характеру протекавших в них геологических процессов и месту их проявления. Первый из них совпадает с триасовым периодом (или его первой половиной), второй охватывает нижне- и среднеюрскую эпохи, а третий — верхнюю юру и мел.

Для первого этапа, совпадающего с индо-синийским тектономагматическим циклом Восточной Азии, было характерно массовое поднятие и прорыв в верхние слои коры и на земную поверхность громадных

порций основной магмы сибирских траппов. Следствием этого явилось образование толщи туфогенных пород, слагающих обширные поля севернее устья р. Илимма, гипабиссальные интрузии (преимущественно пластовые) в нижне- и верхнепалеозойских породах периферии Тунгусского бассейна и Иркутского амфитеатра, а также дайки и секущие интрузии, рвущие туфогенную толщу триасового возраста. По-видимому, трапповый вулканизм в рассматриваемых районах протекал в несколько фаз; начавшись первыми извержениями еще в нижнепермскую эпоху, он дал в своих конечных стадиях дайки и интрузии, рвущие триасовые отложения. Последние же отголоски вулканизма в этих районах доходят до юрского периода.

Грандиозный трапповый вулканизм протекал на фоне движений земной коры. К сожалению, тектонические структуры, созданные этим этапом геологического развития, еще очень плохо изучены и тектоническая история его во многом неясна.

Налегание туфогенных отложений триаса на размытые складчатые структуры перми свидетельствует о внедрении трапповой магмы и формировании туфогенной толщи в условиях поднятия, а не прогибания. Поднятия (и растяжения) земной коры должны были создать разрывные нарушения типа расколов, которые могли служить путями проникновения трапповой магмы в породы фундамента и осадочного покрова. Такие нарушения, захватывающие нижнепалеозойские, каменноугольные, пермские и триасовые отложения, в настоящее время широко известны как в Тунгусском бассейне, так и в северных районах Иркутского амфитеатра.

Область широкого распространения траппов и разрывных дислокаций, связанных с единым процессом поднятия коры и глубинных магматических масс, вполне заслуживает выделения в самостоятельный структурный элемент Сибирской платформы (Тунгусская структурно-вулканическая область). Вне пределов этой области неизвестны отложения триаса или вулканические породы этого возраста.

Второй этап геологического развития внутреннего поля Иркутского амфитеатра и его складчатого обрамления, охватывающий нижнюю и среднюю юру, протекал в иной обстановке и имел совершенно другое геологическое содержание.

В лейясе, очевидно в связи с первыми фазами яньшаньского тектогенеза, тектонические процессы в Верхоянской геосинклинальной области нашли свое отражение на Сибирской платформе в образовании Приверхоянского краевого прогиба и сопряженной с ним Лено-Вилюйской впадины. На территории Иркутской области отражением этого же процесса явилось формирование зоны опусканий, выполненной юрскими континентальными отложениями, протянувшейся от юго-западного края Лено-Вилюйской впадины далее на юго-запад до Присаянья, через окраину Тунгусского бассейна и центральные части внутреннего поля амфитеатра. Морские отложения лейяса с северо-востока доходили до границ Иркутской области (р. Чона), но, вероятно, не распространялись западнее ее. Наибольшее опускание имело место внутри этой зоны в юго-восточной части Тунгусского бассейна, в Тунгусско-Чонской впадине. В Присаянье эта зона депрессий сливалась с другим прогибом, вытянутым с северо-запада на юго-восток, — Иркутско-Канским. Последний в свою очередь представлял одно из звеньев в системе мезозойских депрессий, протягивавшихся от Чулымо-Енисейского бассейна на северо-западе до Забайкалья на юго-востоке.

Иркутско-Канский прогиб испытал наибольшее погружение с довольно значительным осадконакоплением в конце лейаса и преимущественно в доггере. Горное обрамление внутреннего поля Иркутского амфитеатра также было, по крайней мере частично, вовлечено в тектонические процессы, имевшие характер аркогенетических (Павловский, 1948). Об этом свидетельствуют юрские отложения, сохранившиеся в тектонических котловинах в Восточном Саяне и на северо-востоке Байкало-Патомского нагорья.

Осадконакопление в мезозое закончилось в конце доггера, и третий этап этой стадии геологического развития территории знаменуется более интенсивным тектогенезом и преобладанием размыва над седиментацией.

Юрские (лейас и доггер) отложения оказались значительно нарушенными последующими тектоническими движениями. Во внутренних районах амфитеатра их контуры (в северо-восточной части области) нередко контролируются разломами, преимущественно северо-восточного и субмеридионального простирания, а на периферии амфитеатра, в При-Саянье и в Южном Прибайкалье, юрские отложения часто тектонически соприкасаются с древними, докембрийскими и нижнепалеозойскими породами, будучи местами перекрыты ими (Ангарский надвиг). Кое-где в Иркутском бассейне юрские отложения участвуют и в пликвативных дислокациях.

Глыбовый тектогенез и аркогенетические движения, вызвавшие резкие нарушения в юрских отложениях по периферии внутреннего поля Иркутского амфитеатра, особенно широко были проявлены в верхнем мезозое в Забайкалье, за пределами Иркутской области. Вероятно, с этим тектогенезом связаны и вулканические проявления в краевых антеклизмах Иркутского амфитеатра. По мнению некоторых исследователей, именно к этому тектоно-магматическому циклу должны быть отнесены в значительной степени субщелочные и щелочные породы (нефелиновые сиениты, граносиениты, сиенит-порфиры и др.), параллелизуемые с послепалеозойскими щелочными и субщелочными интрузиями Алданского щита (алданский комплекс), развивавшимися в сходной геологической обстановке. Что касается вулканических процессов этого этапа в Тунгусской структурно-вулканической области, то имеются указания на прорывание юрских отложений трапповыми дайками последних генераций и на воздействие рудоносных гидротерм на породы, содержащие верхнеюрскую или нижнемеловую фауну (Октябрьское месторождение магнетита).

Таким образом, третий этап геологического развития территории в мезозойской эре характеризуется отсутствием осадконакопления и интенсивными проявлениями яньшаньского тектоно-магматического цикла.

Кайнозойская эра истории развития юга Восточной Сибири была достаточно насыщенной важными геологическими событиями. Среди них главная роль должна быть отведена грандиозным сводовым поднятиям — Саянскому и Байкальскому, создавшим сложно построенные горные сооружения, и заложению системы разломов и впадин Байкальской зоны. Образование впадин байкальского типа, имеющих на интересующей нас территории общую северо-восточную ориентировку, относится, видимо, к неогену, но их структурное развитие продолжается до настоящего времени, о чем свидетельствует высокая современная сейсмическая активность этой зоны. С развитием впадин байкальского типа и глыбовым тектогенезом в сводовых поднятиях сопряжены и вулкани-

ческие процессы кайнозоя (неогена и квартера), выразившиеся в излияниях эффузивов трахибазальтового комплекса. Последние наиболее широко развиты к юго-востоку от границ Иркутской области — на территории Бурятской АССР, но вулканические явления имели место и в отдельных участках Восточного Саяна и в Слюдянском районе, в пределах области. Неотектонические явления кайнозоя во внутреннем поле амфитеатра выразились в локальных поднятиях, приведших к местному смыву юрских отложений (Чуно-Бирюсинское поднятие верхнего мезозоя или кайнозоя), а также в образовании отдельных прогибов, таких как Кудинская неогеновая депрессия и Присаянский и Хандинский прогибы четвертичного возраста. Колебательные движения четвертичного периода совместно с эрозией и денудацией, воздействуя на разнообразные геологические структуры, создали современное многообразие форм рельефа. При этом в горно-складчатом обрамлении Иркутского амфитеатра очень важную рельефообразующую роль сыграло горное оледенение. Как Восточный Саян, так и Байкальская горная область в четвертичном периоде пережили по меньшей мере две ледниковые эпохи.

Резюмируя ход геологического развития территории Иркутской области и смежных с ней частей Восточной Сибири, можно сделать следующие выводы:

1. Ведущим направлением в развитии геологической структуры юга Восточной Сибири было последовательное отмирание геосинклинального режима на ее территории и формирование южного выступа Сибирской платформы — Иркутского амфитеатра, как основного ядра этой структуры.

2. Начало становления Иркутского амфитеатра — его краевых антеклиз и внутреннего поля, как элемента стабильной структуры Сибирской платформы, относится к концу среднего протерозоя, а окончательное оформление ее — к началу палеозойской эры.

3. Ликвидация геосинклинального режима в районах, прилегающих к Иркутскому амфитеатру геосинклинальных зон, составляет основное содержание нижнепалеозойского этапа развития. С его завершением связаны отступление моря из пределов амфитеатра, заложение и оформление основных элементов тектонической структуры рассматриваемой территории.

4. Последующие геологические процессы развивались в постгеосинклинальных условиях, на сложной платформенной структуре, состоящей из разнородных и разновозрастных элементов. Основным содержанием их являются глыбовые и колебательные движения и сопряженные с ними магматические процессы и частный тектогенез в верхних структурных ярусах.

5. Наибольшее влияние на структурное развитие Иркутского амфитеатра в постгеосинклинальную стадию оказали раннемезозойский, верхнемезозойский и позднекайнозойский тектоно-магматические циклы.

6. Крупнейшие геологические структуры, такие, как Тунгусская структурно-вулканическая область, Байкальская зона впадин и разломов и др., обладают многими специфическими чертами и не имеют полных аналогов в других континентальных сооружениях, хотя и обнаруживают некоторое сходство с подобными им мировыми типами структур.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев М. Н. 1958. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Виллюйской впадины и долины нижнего течения р. Лены. Автореф. дисс.
- Алексеева О. П. и Титов Д. В. 1958. О возрасте карагасской свиты При-Саянья. Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 3.
- Алихова Т. Н. 1953. Руководящая фауна брахиопод ордовикских отложений северо-западной части Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, Госгеолиздат.
- Алихова Т. Н. 1957. К вопросу о расчленении ордовикской системы. Сов. геол., сб. 55.
- Андреева О. Н. 1955. Стратиграфия ордовикских отложений р. Лены и р. Илима. Мат. по геол. Сибирской платформы. Мат. ВСЕГЕИ, вып. 7.
- Андреева О. Н. 1957. Новые находки членистоногих в Восточной Сибири. Ежегодник Всес. палеонт. об-ва, г. XVI.
- Андреева О. Н. 1959. Стратиграфия ордовика Ангаро-Окинского района. Мат. ВСЕГЕИ, вып. 23.
- Аникеев Н. П. и Зорин В. П. 1934. Ангаро-Илимские железорудные месторождения Восточной Сибири (первые итоги разведки). Тр. Вост.-Сиб. геол.-геодез.-гидрол. треста, вып. 5.
- Аникеев Н. П. 1936. Геология и минералогия Ангаро-Илимских железорудных месторождений. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. 19.
- Арембовский И. В. 1951. К проблеме стратиграфии отложений антропогена Иркутского амфитеатра. Тр. Иркутск. гос. ун-та, сер. геол., т. V, вып. 2.
- Арембовский И. В. 1958. Стратиграфия четвертичных отложений Юга Восточной Сибири. Тр. Иркутск. ун-та, т. 14, вып. 2.
- Арсентьев А. В. 1922. Прибайкальский угленосный район. Тр. Центр. упр. пром., вып. 2.
- Арсеньев А. А. 1938. Северо-Западное Прибайкалье. Тр. Геол. ин-та АН СССР, сер. геол., вып. VI, № 1.
- Арсеньев А. А. и Нечаева Е. А. 1945. Кембрий Заангарья (Восточная Сибирь). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Арсеньев А. А. и Нечаева Е. А. 1947. Геология района Литвинцевской структуры и ее возможная нефтеносность. Мат. по поискам нефти в Вост. Сибири, вып. 1, Иркутск.
- Арсеньев А. А. 1953а. О книге Ю. К. Дзевановского и Н. Е. Чернышевой «Кембрийские отложения Верхнего Приангарья, их фауна и положение в общем разрезе кембрия центральных частей Сибирской платформы». Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Арсеньев А. А. и Нечаева Е. А. 1953б. Магматические породы Байкальского нагорья. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 2.
- Арсеньев А. А. и Иванова В. А. 1954. К стратиграфии палеозоя и мезозоя среднего течения р. Виллой. Вопр. геол. Азии, вып. 1. Изв. АН СССР.
- Арсеньев А. А. и Нечаева Е. А. 1955. Оливиновые лейцититы р. Молбо (Сибирская платформа). Докл. АН СССР, т. 104, № 6.
- Артемьев Б. Н. 1924. Геология и полезные ископаемые Ольхонского края. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва.
- Артемьев Б. Н. 1926. Очерк геологического строения и полезных ископаемых Ольхонского края. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, сб. секц. землеведения, вып. 3.
- Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. 1933. Схема тектоники СССР. БМОИП, отд. геол., т. XI, вып. 4.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. и др. 1937. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. АН СССР.

- Архангельский А. Д. 1939а. Геологическое строение и геологическая история СССР. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. 1937 г., т. II.
- Архангельский А. Д. 1939б. О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР. Изд. АН СССР.
- Архангельский А. Д. 1947. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. I. Изд. 4.
- Архангельский А. Д. 1948. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. II. Изд. 4.
- Асаткин Б. П. 1932. Ecardines из нижнего силура Сибирской платформы. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. 51, вып. 32.
- Атласов И. П. 1958а. История развития тектонических движений северовосточной части Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 85.
- Атласов И. П. 1958б. Структура северовосточной части Сибирской платформы на разных этапах ее развития. Геол. сб. Львовского геол. об-ва, № 5—6.
- Бабкова М. С. 1951. Новая свита в разрезе древних толщ Присаянья. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. 5, сер. геол., вып. 2.
- Белов И. В. 1957. Магматические формации Саяно-Байкальской горной области и спорные вопросы их возрастных соотношений. Тр. 4 сессии комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд. АН СССР.
- Белов И. В. 1958. Основные черты вулканизма Саяно-Байкальской горной страны. Тр. I совещ. по металлоген. Зап. Забайкалья. Иркутск.
- Белов И. В. 1959. Мезо-кайнозойские магматические формации Байкальской субплатформенной зоны. Зап. Вост.-Сиб. отделения Всес. минерал. об-ва, вып. 1.
- Беляев А. П. 1956. Погребенные золотоносные россыпи среднего течения р. Витима и их перспективы. Совещ. по металлогении Зап. Забайкалья. Тезисы докл., Иркутск.
- Берг Л. С. 1914. Устройство поверхности Средне-Сибирского плоскогорья. В кн.: Азиатская Россия. Т. II. Изд. Пересел. упр-ния.
- Берг Л. С. 1955. Природа СССР.
- Бобин Е. С. 1940а. О взаимоотношении кембрия и докембрия в Восточном Саяне. Сов. геол., № 1.
- Бобин Е. С. и Лермонтова Е. В. 1940б. О древнепалеозойских движениях в восточной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Богданович К. И. 1896. Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской губернии. Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской ж.-д. Вып. 2.
- Богомолов А. И., Васильева Г. М. 1956. Состав и свойства осинской нефти Иркутской области. Тр. ВНИГРИ, геол. сб., вып. 95, № 2.
- Божинский А. П. 1939. К истории четвертичного периода прииркутского участка долины р. Ангары. БМОИП, т. XLVII, отд. геол., вып. 6.
- Борисяк А. А. 1923. Геологический очерк Сибири.
- Брусницын Ф. Н. 1889. Геологические исследования и разведки в восточной части Енисейского округа. Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской ж. д. Вып. XIII.
- Бураков М. И. и Федоров Э. Е. 1954. Базальты междуречья Ии и Уды (Восточный Саян). Вопр. геол. Азии, вып. 1. Изд. АН СССР.
- Бурачек А. Р. 1947. Древнее оледенение Патомского нагорья. Вопр. геогр., сб. 3.
- Бурачек А. Р. и Мирчинк С. Г. 1948. К стратиграфии метаморфизованных осадочных пород Патомско-Витимского нагорья. Сов. геол., сб. 32.
- Бурачек А. Р. 1950. Гидрогеология и вечная мерзлота в бассейне р. Энгажимо и на прилегающей части правобережья р. Витим. Тр. Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева, т. VII. Изд. АН СССР.
- Бурачек А. Р. 1952. Основные черты формирования долин, рыхлого покрова и россыпей Патомско-Витимского нагорья. Тр. НИГРИЗолото, вып. 19.
- Бурачек А. Р. 1955. Вопросы литологии ледниковых отложений Витимо-Патомского междуречья. Вопр. геол. Азии, т. II.
- Вангенгейм Э. А. 1957. Новые данные о четвертичной фауне млекопитающих юга Сибирской платформы. Тр. Межд. совещ. по стратигр. Сибири. Гостоптехиздат.
- Васильев В. Г., Карасев И. П. 1956. О геологической структуре южной части Сибирской платформы и проблеме нефтегазоносности кембрийских отложений. Нефт. хоз., № 11.
- Васильев В. Г., Каленов Е. Н., Карасев И. П. и др. 1957а. Геологическое строение юга Сибирской платформы и нефтеносность кембрия. Гостоптехиздат.

- Васильев В. Г., Карасев И. П. и Кравченко Е. В. 19576. Основные направления поисково-разведочных работ на нефть и газ в пределах Сибирской платформы. Геол. нефти, № 1.
- Васильев В. Г., Гришин Г. Л., Карасев И. П. 1959. Пути практического решения проблемы нефтегазоносности Восточной Сибири. Гостоптехиздат.
- Великославинский Д. А. 1956. Стратиграфия докембрия Мамско-Чуйского района Северо-Байкальского нагорья. Тезисы докл. на совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г. Секц. стратигр. докембрия.
- Великославинский Д. А. 1957а. Краткий очерк геологического строения северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья и сопоставление геологических данных с цифрами абсолютного возраста. Тр. 4 сесс. Комис. по определ. абс. возраста геол. формаций. Изд. АН СССР.
- Великославинский Д. А. и др. 19576. Геология северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья. Тр. Лабор. докембрия АН СССР, вып. 7.
- Вербицкая Н. Г., Ильохина Н. П. и Ковбасина В. М. 1959. Стратиграфия и литология верхнепалеозойских угленосных отложений юго-западной окраины Тунгусского бассейна. Мат. ВСЕГЕИ, вып. 23.
- Владимиров Б. М. 1958. К вопросу о возможном образовании месторождений железа и титана при выветривании траппов. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 14.
- Вознесенский А. В. 1930. Карта климатов СССР. Тр. по с.-х. метеорологии, вып. XXI.
- Войлошников В. Д. 1958. Антропоген территории бассейна р. Унги (левобережное Приангарье). Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 3.
- Вологдин А. Г. 1940. К истории развития Сибирской платформы. Реферат. Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 4.
- Вологдин А. Г. и Елисеев Н. А. 1948. О сферондальных образованиях из пермской толщи Тунгусского угленосного бассейна. Зап. Мин. об-ва, 2 сер., ч. 77, вып. 2.
- Вологдин А. Г. 1955а. Пузырчатая водоросль из верхнепротерозойских отложений низовья р. Ангары. Докл. АН СССР, т. 102, № 2.
- Вологдин А. Г. 19556. Разгадка происхождения строматолитов. Природа, № 9.
- Вологдин А. Г. 1955в. О конофитонах протерозоя и кембрия Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 102, № 5.
- Вологдин А. Г. 1958. О кембрии Байкальского нагорья по данным изучения его органических остатков. Докл. АН СССР, т. 121, № 4.
- Воропинов В. С. 1958. О некоторых особенностях контакта между карбонатным кембрием и верхоленской свитой на юге Сибирской платформы. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 8.
- Воскресенский С. С. 1956а. Условия формирования и сохранения поверхностей выравнивания на Средне-Сибирском плоскогорье. Уч. зап. МГУ, вып. 182. Геоморфология.
- Воскресенский С. С., Гросвальд М. Г. 19566. Об отражении новейшей тектоники в геоморфологии Юго-Восточного Присаянья. Уч. зап. МГУ, вып. 182. Геоморфология.
- Воскресенский С. С. 1957а. К стратиграфии четвертичных отложений южной части Средне-Сибирского плоскогорья (бассейн р. Ангары). Тр. Межд. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратиграф. мезозойских и кайнозойских отложений.
- Воскресенский С. С. 19576. Геоморфология Сибири (Курс лекций) Геогр. ф-т МГУ.
- Воскресенский С. С. 1958. Вопросы геоморфологии Сибири. Автореф. дисс. Востокова В. А. 1955. Гастроподы ордовика Ленинградской области и Прибалтики. Вопр. палеонтол., т. 2.
- Гаврилов Ф. М. 1935а. Геологический очерк центральной части Братского района Восточно-Сибирского края. Тр. Вост.-Сиб. геол.-геодез.-гидрол. треста, вып. 5/а.
- Гаврилов Ф. М. 19356. Материалы по геологии южной оконечности Тунгусского угленосного бассейна. Тр. Вост.-Сиб. геол.-геодез.-гидрол. треста, вып. 5/а.
- Гаврилов Ф. М. 1935в. Геологические исследования в среднем течении р. Ангары. Тр. Вост.-Сиб. геол.-геодез.-гидрол. треста, вып. 6.
- Галушко Я. А. 1958. Поверхность выравнивания в трапповой зоне Средне-Сибирского плоскогорья. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1.
- Гвоздецкий Н. А. 1952. Карстовые явления в Приангарье. Уч. зап. МГУ, вып. 160, География.
- Гвоздецкий Н. А. 1954. Карст Приангарья и его влияние на природные комплексы. Уч. зап. МГУ, вып. 170.

- Геер О. 1878. Юрская флора Иркутской губернии и Амурского края. Тр. Сиб. экспед. Русск. геогр. об-ва, физ. отд., т. III, геол. часть, вып. 2.
- Геология советской Арктики. 1957. Тр. НИИГА, т. 81.
- Герасимов А. П. 1897. Реферат о дневнике Витимской экспед. И. А. Лопатина. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 28, № 2.
- Герасимов А. П. 1900. Очерк Олекминской системы золотых приисков. Зап. Минер. об-ва, т. 38, вып. 2.
- Герасимов А. П. 1901. Геологические исследования в бассейнах рр. Вачи и Кадали в Ленском горном округе в 1900 г. Геологические исследования в золотоносных обл. Сибири. Ленский район. Вып. 1.
- Герасимов А. П. 1903. Геологические исследования в бассейнах рр. Кадали и Энгажимо в Ленском горном округе в 1901 г. Геологические исследования в золотоносных обл. Сибири. Ленский район. Вып. 2.
- Герасимов А. П. 1904. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Описание листа II-6. Геологические исследования в золотоносных обл. Сибири. Ленский район. Вып. 3.
- Герасимов А. П. 1905. Геологические исследования в Ленском горном округе в 1902 г. Геологические исследования в золотоносных обл. Сибири. Ленский район. Вып. 3.
- Герасимов А. П. 1907а. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Описание листа III-6. Геологические исследования в золотоносных обл. Сибири. Ленский район. Вып. 4.
- Герасимов А. П. 1907б. Геологические исследования в Ленском горном округе в 1903 г. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 4.
- Герасимов А. П. 1910. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Описание листа I-6/7. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 5.
- Герасимов А. П. 1926. Граниты окрестностей Константиновского прииска и их роль в образовании золотоносных россыпей. Мат. по общей и прикл. геологии. Вып. 50.
- Герасимов М. М. 1935. Раскопки палеолитической стоянки в селе Мальте. Изв. Акад. по изучению матер. культуры. Вып. 118.
- Герасимов М. М. 1940. Поздние палеолитические стоянки на р. Белой. Бюлл. Комисс. по изуч. четв. периода АН СССР, № 6/7.
- Герасимов М. М. 1958. Палеолитическая стоянка Мальта (раскопки 1956—1957 гг.). Сов. этнография, № 3.
- Гижиш К. 1897. Орографический очерк Северной Сибири. Зап. имп. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., т. 31, № 1.
- Гинзбург А. И., Нечаева Е. А., Лавренев Ю. Б., Пожарицкая Л. К. 1958. Редкометалльные карбонатиты. Сб. «Геология месторождений редких элементов». Вып. 1, ВИМС, Госгеолтехиздат.
- Глико О. А. 1946. Геологическая структура и оруденение центральной части Ленского золотоносного района (Патомско-Витимское нагорье). Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Глоба В. А. 1956. Некоторые вопросы геоморфологии и геологического строения верховьев р. Китоя. Совещ. по металлогении Западного Забайкалья. Тез. докл. Иркутск.
- Головенок В. К. 1957. К стратиграфии северо-восточной окраины Патомского нагорья. Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., вып. 4, № 24.
- Гоньшакова В. И. 1951. Некоторые особенности траппов Ангаро-Илимского района. Докл. АН СССР, нов. сер., т. LXXX, № 5.
- Гоньшакова В. И. 1953. О траппах Ангаро-Илимского района (юго-западная часть Сибирской платформы). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 147, петрогр. сер., № 43.
- Гоньшакова В. И. 1954а. Некоторые данные о связи траппового вулканизма с тектоникой на Сибирской платформе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Гоньшакова В. И. 1954б. О проявлении траппового вулканизма в посленижнеюрское время на Сибирской платформе. Докл. АН СССР, нов. сер., т. XCV, вып. 4.
- Гоньшакова В. И. 1958. Некоторые особенности размещения и механизма внедрения трапповых интрузий в юго-восточной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер., геол., № 8.
- Громов В. И. 1948. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 64, сер. геол., № 17.

- Горячев А. И. 1959. Фации нижнекембрийских отложений юга Сибирской платформы. Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. Госоптехиздат.
- Данилович В. Н. 1941. Тектоника юго-восточной окраины прибайкальской юры. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр. Вып. 29. Иркутск.
- Деев Ю. П. и Румянцева О. Г. 1953. Угли юго-восточной части Иркутского угленосного бассейна. Изв. Физ.-хим. науч.-исслед. ин-та Иркутск. гос. ун-та, т. 1, вып. 1—2.
- Дембо Т. М. 1953. О двух периодах тектонических движений, метаморфизма и гидротермальной деятельности в южной части Патомского нагорья. Докл. АН СССР, т. LXXXIX, № 5.
- Дембо Т. М. 1954. Стратиграфия южной части Патомского нагорья. Вопр. геол. Азии. Вып. 1. Изд. АН СССР.
- Демин А. А. 1910. Геологические исследования в бассейнах рр. Жуи и М. Патомы в Ленском горном округе в 1908 г. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 5.
- Демоскидов К. К., Чернышева Н. Е., Писарчик Н. К. и Некрасова О. М. 1958. Стратиграфия и фации кембрия Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 80.
- Дитмар В. Г. 1934. Геологические исследования в верховьях р. Вилюя. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. LXVI, вып. 1.
- Дитмар В. Г. 1947а. Государственная геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000, лист О-49.
- Дитмар В. Г. 1947б. Государственная геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000, лист О-50.
- Докторович-Гребницкий С. А. 1925. Изучение железных месторождений Николаевского завода в окрестностях с. Братска. Изв. Геол. ком. (1921), т. 40, № 7.
- Докторович-Гребницкий С. А. 1931. Очерк железных месторождений Николаевского завода Иркутской губернии. Тр. Гл. геол.-разв. упр., вып. 33.
- Домбровский В. В. 1934а. Геологическое строение, литологический состав и полезные ископаемые окрестностей Иркутска. Тр. Вост.-Сиб. геол.-геодез.-гидрол. треста, вып. 8, Иркутск.
- Домбровский В. В. и Яржемский Я. Я. 1934б. К литологии иркутской юры. Тр. Вост.-Сиб. геол. гидро-геодез. треста, вып. 8, Иркутск.
- Домбровский В. В. 1940. Геология Байкало-Патомского нагорья. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 26, Иркутск.
- Драгунов В. И. 1959. Геологическое строение южной части западного обрамления Тунгусской синеклизы. Мат. ВСЕГЕИ, вып. 23.
- Другов С. И. 1958. Стратиграфия докембрия Байкало-Патомского нагорья. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири, 1956 г. Доклады по стратиграфии докембрийских отложений. Изд. АН СССР.
- Думитрашко Н. В. 1936. Геоморфологический очерк бассейна верхнего течения рек Лени и Киренги. Тр. ин-та физ. геогр. АН СССР, вып. 23.
- Думитрашко Н. В. 1952. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. LV. Мат. по геоморфологии и палеогеографии СССР, вып. 9.
- Елизарьев Ю. З. и Голдырев Г. С. 1958. Архейские мраморы месторождения «Перевал» (геологический очерк). Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 14, сер. геол.
- Ермолаев Д. И. 1958. К вопросу о возрасте угленосных отложений Иркутского угольного бассейна. Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 3.
- Ефремов И. А. 1939. Первый представитель древнейших четвероногих из Сибири. Докл. АН СССР, т. 23, № 1.
- Жемчужников Ю. А. 1924. Систематическая съемка и выяснение границ Иркутского угольного бассейна. Изв. Геол. ком., т. 43, № 2.
- Жемчужников Ю. А. 1926а. К вопросу о так называемых третичных отложениях в Иркутской губернии. Изв. Геол. ком. (1924), № 10.
- Жемчужников Ю. А. 1926б. О месторождениях богхеда Приангарского района в Иркутском бассейне. Изв. Геол. ком. (1924), т. 43, № 8.
- Жемчужников Ю. А. 1927. Геологические исследования в правобережной приангарской части Иркутского угленосного бассейна. Изв. Геол. ком. (1925), т. 44, № 2.
- Жемчужников Ю. А. 1934. Иркутский бассейн. Атлас энергетических ресурсов СССР, т. II, вып. 13, Вост.-Сиб. край.
- Жемчужников Ю. А. 1950. Угленосные провинции, области и пояса. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XXIV.

- Завалишин М. А. и Львова Н. А. 1954. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района. Тр. Гипронисслюда, вып. 1 (3).
- Заварицкий А. Н. 1950. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Заварицкий А. Н. 1955. Вулканы Камчатки. Тр. Лаборат. вулканологии, вып. 10.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С., Кваша Л. Г. и др. 1958. Новые диаграммы для определения состава высокотемпературных плагиноклазов. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 87, вып. 5.
- Зайцев Н. С. и Покровская Н. В. 1950. Стратиграфия и тектоника нижнепалеозойских отложений района среднего течения р. Лены. Очерки по геол. Сибири, вып. 15. Геол. ин-т АН СССР.
- Зайцев Н. С. 1954. О тектонике южной части Сибирской платформы. Вопр. геол. Азии, вып. 1. АН СССР.
- Залесский М. Д. 1912. О *Cordaites aequalis* Goerpert sp. из Сибири и о тождестве его с *Noeggerathiopsis Hislopi* Bunbury sp. флоры Гондваны. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 86.
- Залесский М. Д. 1918. Палеозойская флора ангарской серии (текст к атласу). Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 174.
- Залесский М. Д. и Чиркова Е. 1938. Распределение ископаемой флоры по геологическим разрезам антраколита в Кузнецком и Минусинском бассейнах и разделение его на основании этой флоры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Зегебарт Д. К. 1935. О геологическом исследовании палеозоя и мезозоя между речьями рр. Лены, Нижней Тунгуски и Чоны. БМОИП, нов. сер., отд. геол., т. XIII, вып. 2.
- Злобин М. 1832. Геогностическое описание гор по реке Слюдянке, текущей из горы Хамар-Дабана, находящейся на Культучной стороне Байкала. Горн. журн., ч. IV, № 11.
- Злобин М. 1835. Об открытии каменного угля и железных руд близ Иркутска. Горн. журн., ч. III, № 9.
- Золотарев А. Г. 1957. Некоторые вопросы методики геоморфологических исследований при геологическом масштаба 1:200 000. Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 1 (XXII).
- Золотарев А. Г. 1958а. Туфокарст. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. 24, сер. геогр., вып. 1.
- Золотарев А. Г. 1958б. Трапповые кольцевые формы рельефа в бассейнах рек Большая и Малая Ерема (левые притоки р. Н. Тунгуски). Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. 24, сер. геогр., вып. 1.
- Золотарев А. Г. 1958в. Некоторые вопросы геоморфологии и палеогеографии центральной части Средне-Сибирской плоской возвышенности. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. 24, сер. геогр., вып. 1.
- Золотарев А. Г. 1958г. Следы древнечетвертичного оледенения в бассейнах рек Малая Конкудера и Додыхга (восточная часть Северо-Байкальского нагорья). Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. III (XXIV).
- Золотарев А. Г. 1959. Стратиграфическая схема четвертичных отложений и геоморфологические условия золотоносности долины р. Мамы (выше устья притока Конкудеры). Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. V (XXVI).
- Зонов Б. В. 1949. Водные пути. Серия «Очерки природы и хозяйства Иркутской области». Иркутск.
- Зонов Б. В. 1950. Опыт выделения озерных районов на территории Восточной Сибири. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. III, вып. 3.
- Иванов А. Н., Мягкова Е. И. 1950. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя западного склона Урала. Тр. Горно-геол. ин-та, вып. 17, № 1.
- Иванов Б. А. 1947. Геологические исследования южной окраины Тунгусского бассейна. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 31.
- Иванов Б. А. 1949. Схема геологического районирования Восточной Сибири. Вост.-Сиб. упр-ние.
- Иванов Б. А. 1950. Структура и условия накопления осадков юго-восточной части Иркутского каменноугольного бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Иванов Б. А. 1954. Внутриплатформенная зона линейных антиклинальных складок. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 1.
- Иванов И. М. 1941. Еще раз о Ленском золотоносном районе. Сов. геол., № 2.
- Ивсенсен Ю. П. и Салун С. А. 1950. Стратиграфия и тектоника северо-восточной окраины Патомского нагорья. Очерки по геологии Сибири, вып. 15. Геол. ин-т АН СССР.
- Ижицкий Н. Л. 1896. Геологические исследования вдоль Сибирской ж. д. в 1894 г. Предв. отчет. Геологические исследования вдоль линии Сиб. ж. д., вып. 3.

- Ижицкий Н. А. 1898. Геологическое исследование в Иркутской губ. в 1895 г. Предв. отчет. Геологические исследования вдоль линии Сиб. ж.-д., вып. 7.
- Ижицкий Н. Л. 1899. Месторождения бурого угля в Тулуновской волости Иркутской губ. Предв. отчет. Геологические исследования вдоль линии Сиб. ж.-д., вып. 12.
- Ильясова З. Х., Лысова Л. А. 1959. Споры нижнекембрийских отложений южной части Сибирской платформы. Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. Гостоптехиздат.
- Казакевич Ю. П. 1956. Геология Ленского района, включая Патомское нагорье. Сөвещание по металлогении Западного Забайкалья. Тез. докл. Иркутск.
- Казакевич Ю. П., Жаднова Т. П., Стороженко А. А. и др. 1957. Стратиграфия центральной части Патомско-Витимского нагорья. Тр. ВНИГРИЗолото, вып. 25.
- Казаков А. Н. 1954. Петрология интрузий северо-западной части Мамского гранитного поля. Автореф. дисс. ЛГУ.
- Калинин П. В. 1939. Генезис флогопитовых месторождений. Флогопитовые месторождения Слюдянского района. Тр. ВИМС, вып. 150.
- Каманин Л. Г. 1934. Материалы по геологии и геоморфологии долины р. Ангары на пространстве между г. Балаганск и устьем р. Оки. Тр. СОПС АН СССР, сер. Сибирская, вып. 6.
- Каманин Л. Г. 1938. Геоморфологический очерк Средне-Сибирской плоской возвышенности. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 29, № 4—5.
- Каманин Л. Г. 1939. К геоморфологии Южного Приангарья. К вопросу о геоморфологическом строении реки Ангары и генезисе ее истока. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 31.
- Каманин Л. Г. 1947. Средне-Сибирская плоская возвышенность. Геоморфологическое районирование СССР. Тр. Комисс. по естественно-историческому районированию СССР, т. II, вып. 1.
- Каманин Л. Г. 1954. Некоторые черты палеогеографии Средней Сибири. Вопросы географии. Сб. 35. Физ. геогр. Азии.
- Карасев И. П. 1959а. Литолого-стратиграфическая и геохимическая характеристика пород южной части Сибирской платформы. Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. Гостоптехиздат.
- Карасев И. П., Лебедь Г. Г., Галимова В. С. 1959б. Фауна нижнего и среднего кембрия южной части Сибирской платформы. Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. Гостоптехиздат.
- Карпышев В. С. 1947. Геологическое строение разведочных районов юго-востока Сибирской платформы и задачи поисков и разведки нефти на ближайшие годы. В кн. «Конф. по изуч. произв. сил Ирк. обл.». Тез. докл.
- Катушенок И. И. 1940. Кембрий Лено-Байкальского водораздела. Очерки по геологии Сибири. Вып. 8. АН СССР.
- Катушенок И. И. и Калмыков А. Ф. 1950. Стратиграфия и тектоника древнего палеозоя Лено-Илимского водораздела. Очерки по геологии Сибири. Вып. 14. Изд. АН СССР.
- Келлер В. М. 1954. Ордовик Казахстана. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 154.
- Кириченко Г. И. 1950. К стратиграфии отложений нижнего палеозоя на р. Подкаменной Тунгуске. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 1.
- Кириченко Г. И. и Гурьянова В. Н. 1955а. К стратиграфии и литологии терригенных отложений нижнего кембрия северных предгорий Восточного Саяна (бассейн рек Ия и Уда). Мат. ВСЕГЕИ, вып. 7.
- Кириченко Г. И. и Туганова Е. В. 1955б. К вопросу о возрасте и составе «водораздельных галечников» юга Сибирской платформы. Мат. ВСЕГЕИ, вып. 7.
- Кирюшина М. Т. 1959. О проявлении мезо-кайнозойского вулканизма на северной окраине Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Князева Л. М. 1954. Южный Байкал. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР.
- Кобеляцкий И. А. 1947а. Геологический очерк верхнего течения рек Урика и Онога (Восточный Саян). Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 20, Иркутск.
- Кобеляцкий И. А. и Одинцов М. М. 1947б. Геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000, лист N-47 (Нижнеудинск). Объяснительная записка.
- Кожов М. М. 1947. Животный мир оз. Байкал. Иркутск.
- Козьмин Н. М. 1890. О ледниковых явлениях в Олекминско-Витимской горной стране и о связи их с образованием золотоносных россыпей. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. XXI, № 1.

- Козьмин Н. М. 1891—1892. О явлениях вечной мерзлоты в некоторых местностях Восточной Сибири. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 22, № 4/5.
- Колюн М. Н. 1959. Стратиграфо-литологический очерк верхоленской свиты кембрия среднего и верхнего течения р. Лены. Мат. ВСЕГЕИ, вып. 24.
- Комаров В. Л. 1924. Растительность Сибири. Мат. по изуч. естеств. произв. сил АН СССР, т. V.
- Коноплев С. П. 1937. Геологический очерк Бирюсинского слюдоносного района по данным геологических работ. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. 14.
- Коржинский Д. С. 1937а. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. Слюдя СССР.
- Коржинский Д. С. 1937б. Кристаллические толщи Юго-Западного Прибайкалья. Сб. «Сибирск. экскурс. Междунар. геол. конгр.», вып. 1, Восточная Сибирь.
- Коржинский Д. С. 1939. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. Стратиграфия СССР, т. 1.
- Коржинский Д. С. 1945. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 61, петрогр. сер., № 21.
- Коржинский Д. С. 1947. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 29.
- Коровин М. К. 1914. Новые данные по вопросу о генезисе месторождений золота в Витимском нагорье. Журн. Об-ва сиб. инж., № 11, Томск.
- Коровин М. К. 1921. Черемховский каменноугольный район. Предв. отчет о работах 1919—1920 гг. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., т. II, вып. 4, Томск.
- Коровин М. К. 1925. Геологические исследования центральной части Иркутского бассейна. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., т. IV, вып. 6, Томск.
- Коровин М. К. 1927. Усолское месторождение каменной соли в Иркутской губернии. Изв. Сиб. техн. ин-та, т. 48, вып. 3, Томск.
- Коровин М. К. 1933. Иркутский угленосный бассейн. Сб. Угленосные районы Сибири. Гос. науч.-техн. горн. изд-во.
- Коровин М. К. 1940. О структурах угленосных районов. Тр. Конфер. по изуч. произв. сил Сибири, т. II, Томск. гос. ун-т.
- Королюк И. К. 1956. Значение строматолитов для стратиграфии кембрия и докембрия на примере юга Сибирской платформы. Тр. Межд. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири.
- Королюк И. К. 1959. Волнисто-слоистые пластовые строматолиты (Stratifera) кембрия Юго-Восточной Сибири. БМОИП, т. 64, отд. геол., т. 34, вып. 3.
- Котельников Л. Г. 1929. Геологические исследования в районе между рр. Ока—Ия. Отчет Геол. ком. за 1926/27 г.
- Котельников Л. Г. 1930. Исследования в Тулунском округе между рр. Ия и Уда. Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 1.
- Котельников Л. Г. 1933. Маршрутные геологические исследования в районе рек Ока, Ия, Уда. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 228.
- Котельников Л. Г. 1934. Кристаллически-зернистые породы Ольхонского края. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 6.
- Котульский В. К. 1910а. Маршрутные исследования в Олекминском горном округе, в бассейнах правых притоков Б. Патома и левых притоков р. Хомолк в 1908 г. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 5.
- Котульский В. К. 1910б. Маршрутные исследования в Ленском горном округе в 1908 г. Предв. отчет. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 5.
- Котульский В. К. 1932. Геологические исследования в Витимканском золотоносном районе в 1909 г. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 197.
- Крамаренко Н. Н. 1952. Новые трилобиты из силура бассейна р. Подкаменной Тунгуски. Докл. АН СССР, т. LXXXVI, № 2.
- Краснов И. И. и Масайтис В. Л. 1955. Тектоника Оленекско-Вилуйского водораздела в связи со строением окраинных зон Тунгусской синеклизы. Мат. ВСЕГЕИ, вып. 7.
- Крашенинников Г. Ф. 1933. Геоморфологический очерк района Шаманского порога на Ангаре. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 65, вып. 5.
- Крашенинников Г. Ф. 1934. Геоморфологический очерк района Шаманского порога на р. Ангаре. Тез. докл. Тр. I геогр. съезда, вып. 3.
- Крашенинников Г. Ф. 1935. Геология Ангаро-Илимского железорудного района. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. 12.
- Крашенинников Г. Ф. 1936. Ангаро-Окинский район. Геологический очерк по работам 1934 г. Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. XIV, Новосибирск, ОНТИ.

- Криштофович А. Н. 1916. Загадочный отпечаток листа граба с Мунку-Сардыка (Иркутская губерния). Геол. вестник. т. 2, № 3.
- Криштофович А. Н. 1933. Ангарская свита Байкальский отдел. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 326.
- Кропоткин П. А. 1865. Поездка к Байкалу для осмотра пещер на Кадильном мысу. Отчет о действиях Русск. геогр. об-ва за 1865 г.
- Кропоткин П. А. 1867а. Письма с Тихоно-Задонского прииска на р. Ныгри и устья р. Муи. Сиб. вестн., № 4 и 13, Иркутск.
- Кропоткин П. А. 1867б. Поездка в Окинский караул. Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. IX—X, отд. 1.
- Кропоткин П. А. 1868. Краткий отчет об Олекминско-Витимской экспедиции. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. IV.
- Кропоткин П. А. 1873. Отчет об Олекминско-Витимской экспедиции. Зап. Русск. геогр. об-ва по общей геогр., т. V, вып. 3.
- Кропоткин П. А. 1875. Общий очерк орографии Восточной Сибири. Зап. Русск. геогр. об-ва по общей геогр., т. V.
- Круглов М. В. 1933. Лено-Витимская партия. Экспед. АН СССР, 1932 г.
- Крылова А. К. 1958. Опыт расчленения ордовика центральной части Иркутского амфитеатра по распределению химических элементов и минералогическому составу пород. Тр. ВНИГРИ, вып. 126, геол. сб. 3.
- Кузнецов Г. А. 1953. К вопросу о происхождении «воронки» Санар (в юго-восточной части Тунгусского бассейна). Тр. Иркутск. гос. ун-та, сер. геол., т. IX, вып. 1—2.
- Кузнецов Г. А. 1957. Государственная геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000, лист О-48 (Усть-Кут). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат.
- Кузнецов М. Ф. 1953. Древние вулканы и лавовые потоки на территории Средне-Сибирского плоскогорья. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. IX, вып. 1—2, сер. геол.
- Кузнецова Ф. В. 1958. Гранитизация древних толщ Нечеро-Жуинского района (Байкало-Патомское нагорье). Изв. Сиб. отд. АН СССР, № 1.
- Кульчицкий А. С. 1957. Новые данные по стратиграфии Центрального Прибайкалья. Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. I (XXII).
- Куплетский Б. М. 1937. Формация нефелиновых сиенитов СССР. Петрография СССР. Сер. II, вып. 3, АН СССР.
- Кушев С. Л. 1934. Геоморфология долины нижнего течения р. Нижней Тунгуски. Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. 11.
- Лавренев Ю. Б., Пожарицкая Л. К. 1958. Новый тип щелочных интрузий в Восточном Саяне. Мат. ко II Всес. петрограф. совещ. Изд. АН УзССР, Ташкент.
- Ладохин Н. П. 1954. О древнем оледенении Баргузинского хребта. Мат. по изуч. произв. сил БМАССР, вып. I.
- Лаксман. 1820. Письма, относящиеся до Сибирского края, от Линнея — Лаксману и от Лаксмана к Шлегелю и Бекману. Перев. с нем. Шлегелера издания, дополненный многими примечаниями и пояснениями, приобретенными в конце писем. Сиб. вестник гр. Спасского, чч. IX и X.
- Ламакин В. В. 1950. Геологические и климатические факторы эволюции органического мира в Байкале. Бюлл. Комисс. по изуч. четв. периода АН СССР, № 15.
- Ламакин В. В. 1952. Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала. Под ред. и с дополн. В. Н. Сукачева. Географиздат.
- Ламакин В. В. 1953а. Байкальский тип четвертичного оледенения. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 85, вып. 2.
- Ламакин В. В. 1953б. Первая геологическая съемка р. Ангары. Очерки по истории геол. знаний, вып. 2. Изд. АН СССР.
- Ламакин В. В. 1955. Обручевский сброс в Байкальской впадине. Вопросы геологии Азии. т. II. Изд. АН СССР.
- Ламакин В. В. 1957. О развитии Байкала в четвертичном периоде. Тез. докл. Всес. совещ. по изуч. четв. периода.
- Ламакин В. В. 1959. Пыльца темнохвойных деревьев в четвертичных отложениях Ольхона на оз. Байкал. Докл. АН СССР, т. 126, № 5.
- Лебедев А. П. 1951. Некоторые вопросы геологии сибирских траппов в свете новых данных. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Лебедев А. П. 1955. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 161 петрогр. сер., № 46.
- Лебедев А. П. 1957. О посленижнеюрских интрузиях низовьев Подкаменной Тунгуски. Докл. АН СССР, сер. геол., т. 116, № 4.
- Лебедев В. Г. 1947. Строение рыхлого покрова и история развития рельефа бассейна р. Жуи. Сб. мат. по геол. золота и платины, вып. 3.

- Левенко А. И., Лучицкий И. В. и Нагибина М. С. 1950. Стратиграфия и тектоника древнего палеозоя Ангаро-Илимского водораздела. Очерки по геол. Сибири, вып. 14. Изд. АН СССР.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Гинзберг А. С. и Дилакторский Н. Л. 1932. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов в Восточной Сибири. Тр. СОПС АН СССР, сер. Сибирская, вып. 1.
- Логачев Н. А. 1958а. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Логачев Н. А. 1958б. О происхождении песков Прибайкалья. Изв. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол. и геофиз., вып. 1.
- Логачев Н. А., Абрамова Т. К. 1958в. Некоторые особенности геологии кайнозойских отложений юго-восточной части Иркутского амфитеатра Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 14.
- Лодочников В. Н. 1936. Серпентины и серпентиниты ильчирские и др. и петрологические вопросы, с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38.
- Лодочников В. Н. 1938. О базальтах Юго-Западного Прибайкалья. Сов. геол., № 5.
- Лодочников В. Н. 1941. К геологии базальтов бассейна р. Иркуты. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Лопатин И. А. 1895. Дневник Витимской экспедиции 1865 г., обработанный Б. И. Поленовым. Зап. Имп. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., т. 28, № 1.
- Лопатин И. А. 1897. Дневник Туруханской экспедиции (обработан М. Н. Миклухо-Маклай). Зап. Имп. русск. геогр. об-ва по общ. геогр., т. 28, № 2.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1957а. Периодические изменения климата и великие оледенения Земли. Сов. геол., № 59.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1957б. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Сибирской платформы. Тр. Межд. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойских и кайнозойских отложений.
- Лурье М. Л. и Обручев С. В. 1950. Докембрий Восточного Саяна и Хамар-Дабана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Лурье М. Л. 1952а. Каледонский вулканизм Восточного Саяна и Хамар-Дабана. Сб. Петрология и минералогия рудных районов СССР. Тр. ВСЕГЕИ, Госгеол. издат.
- Лурье М. Л. и Обручев С. В. 1952б. Стратиграфия кембрия Восточного Саяна и бассейна Джиды. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Лурье М. Л. 1954. Кайнозойские базальты Восточного Саяна. Вопр. геол. Азии, вып. 1, изд. АН СССР.
- Лурье М. Л. 1955а. О терминологии сибирских траппов. Мат. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 7.
- Лурье М. Л. и Обручев С. В. 1955б. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. Мат. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 7.
- Лурье М. Л. и Масайтис В. Л. 1958. Магматические формации и комплексы Сибирской платформы и их минерагения. Мат. к конфер. по изуч. произв. сил Вост. Сибири.
- Лурье М. Л. и Масайтис В. Л. 1959. Магматизм Сибирской платформы. Сов. геол., № 4.
- Лучицкий В. И. и Кузнецов Е. А. 1936. Петрографические провинции СССР.
- Лучицкий И. В. 1947. О рельефе правобережья р. Ангары на участке Усть-Оса — Заярск. Бюлл. Комисс. по изуч. четв. периода АН СССР, № 10.
- Львов А. В. 1904. Техничко-геологическое описание линии I и II участков от ст. Байкал до ст. Култук. Постройка Кругобайкальской ж. д., Иркутск.
- Львов А. В. 1907. Сборник пояснительных записок. Сооружение Кругобайкальской ж. д.
- Львов А. В. 1930. О геологических исследованиях в Тункинских и Китойских Альпах. Советская Азия, № 3/4 и 5/6.
- Люткевич Е. М. 1938. Триасовые *Estheria* из верхов тунгусской серии. Тр. Аркт. ин-та, т. 101.
- Ляхович В. В. 1950. О некоторых особенностях траппов в бассейнах р. Ангары и Подкаменной Тунгуски. Докл. АН СССР, нов. сер., т. XX, вып. 5.
- Ляхович В. В. 1953а. О генезисе песчаных даек туфогенной толщи тунгусской серии. Докл. АН СССР, т. XC, вып. 1.
- Ляхович В. В. 1953б. К петрографии туфогенной толщи южной части Тунгусского бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Ляхович В. В. 1955. Материалы к петрографии траппов южной части Тунгусского бассейна. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 2.

- Малиновский В. Ю. 1957. Кайнозойские отложения и террасы бассейна Нижней Тунгуски. Тр. Межд. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойских и кайнозойских отложений.
- Марков П. Н. 1939. Методика поисковых и разведочных работ. Флогопитовые месторождения Слюдянского района. Тр. ВИМС, вып. 150.
- Мартинсон Г. Г. 1938. Ископаемая спонгиозная фауна третичных отложений Прибайкалья. Докл. АН СССР, нов. сер., т. XXI, № 4.
- Мартинсон Г. Г. 1939. Палеонтология Прибайкалья как показатель возраста байкальской нефти. Сов. геология, № 12.
- Мартинсон Г. Г. 1940. Материалы к исследованию ископаемой микро- и спонгиозной фауны Прибайкалья. Тр. Байкальск. лимнолог. станции, т. X.
- Мартинсон Г. Г. 1941. Ископаемая фауна Тункинской котловины в Прибайкалье. Сб. рефератов отд. геол.-геогр. наук АН СССР.
- Мартинсон Г. Г. 1948. Остатки животных организмов в донных отложениях Байкала. Докл. АН СССР, нов. сер., т. LIX, № 2.
- Мартинсон Г. Г. 1949. Первые находки неогеновых моллюсков в Иркутском угленосном бассейне. Докл. АН СССР, нов. сер., т. LXVII, № 2.
- Мартинсон Г. Г. 1951а. Третичная фауна моллюсков Восточного Прибайкалья. Тр. Байкальск. лимнолог. станции, т. XIII.
- Мартинсон Г. Г. 1951б. Четвертичные моллюски в древних террасах Ангары и Иркутка. Бюлл. Комисс. по изуч. четв. периода АН СССР, вып. 16.
- Мартинсон Г. Г. 1954. Некоторые пресноводные брюхоногие моллюски из неогеновых отложений Иркутского амфитеатра. Тр. Байкал. лимнол. станции, т. 14.
- Мартинсон Г. Г. 1955. Озерные бассейны геологического прошлого Азии и их фауна. Из работ Байкальск. лимнолог. станции АН СССР. Природа, № 4.
- Масайтис В. Л. 1955. Новые данные о распространении юрских отложений в пределах Вилуйско-Ангарского мезозойского прогиба. Мат. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 7.
- Маслов В. П. 1931а. Геологические исследования в районе среднего течения рр. Унги и Залари Иркутского округа. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. L, вып. 40.
- Маслов В. П. 1931б. К геологии истока р. Ангары. БМОИП, нов. сер., геол. отд., т. IX, вып. 1—2.
- Маслов В. П. 1932а. К геологии Ангаро-Илимского района. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. 51, вып. 80.
- Маслов В. П. и Епифанов П. А. 1932б. Геология Балаганской степи. Изв. Гл. геол.-разв. объедин., вып. 43.
- Маслов В. П. и Лавров М. М. 1933. Материалы к геологии истока реки Ангары. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 298.
- Маслов В. П. 1934а. Балаганская пещера. БМОИП, нов. сер., отд. геол., т. XII, вып. 1.
- Маслов В. П. 1934б. К вопросу о стратиграфии кембрия-силура в Восточной Сибири. Пробл. сов. геол., № 5.
- Маслов В. П. 1935. Иркутский соленосный бассейн. Разведка недр, № 13.
- Маслов В. П. 1937а. Нижнепалеозойские породообразующие водоросли Восточной Сибири. Пробл. палеонтол., т. II—III. МГУ.
- Маслов В. П. 1937б. О распространении кембрийских водорослей в Восточной Сибири. Пробл. палеонтол., т. II—III. МГУ.
- Маслов В. П. 1939а. О морфологии древних оползней на берегу реки Ангары около Иркутска. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 65, вып. 2.
- Маслов В. П. 1939б. Следы четвертичного оледенения в Северо-Западном Прибайкалье. Акад. В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности, ч. II. Изд. АН СССР.
- Маслов В. П. 1940. Геолого-литологический очерк среднего кембрия Приангарья (Восточная Сибирь). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 15, геол. сер., № 5.
- Маслов В. П. 1947. Геология верховьев рек Лены и Киренги. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 85.
- Маслов В. П. 1952. Существует ли перерыв между средним кембрием и верхоленской свитой в Восточной Сибири? Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Маслов В. П. 1954. О нижнем силуре Восточной Сибири. Вопр. геол. Азии, вып. 1, АН СССР.
- Мац В. Д., Егорова О. П. 1957. Стратиграфия байкальского комплекса и некоторые данные по его фосфоритности. Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. I (XXII).
- Меглицкий Н. 1855. Отчет занятий за лето 1852 г. Горн. журн., ч. II, № 4.
- Меглицкий Н. 1857. Геогностическое исследование окрестностей Байкала. Журн. Мин-ва нар. просв., ч. 93, № 3.

- Медведева А. М. 1959. Споро-пыльцевые комплексы нижних горизонтов тунгусской серии и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дисс.
- Мейстер А. К. 1910а. Геологические исследования по восточной окраине Ленского района в 1907—1908 гг. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 5.
- Мейстер А. К. 1910б. Средне-Витимская горная страна. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 7.
- Мейстер А. К. 1913. Предварительный отчет о геологических исследованиях в бассейнах рр. Мамакана, Б. и М. Кункудеры и В. Ангары в 1911 г. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 9.
- Мейстер А. К. 1914. Восточная окраина Ленского золотоносного района. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 10.
- Мейстер А. К. 1915а. Центральное плато Витимского плоскогорья. Предв. отчет. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 11.
- Мейстер А. К. 1915б. Предварительный отчет об исследованиях в районе р. Слюдянки в 1914 г. Изв. Геол. ком., № 5.
- Мейстер А. К. 1932а. Горная область Северо-Муйского хребта. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 157.
- Мейстер А. К. и Половинкина Ю. И. 1932б. Центральное плато Витимского плоскогорья. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 147.
- Минеральные ресурсы Восточной Сибири. Т. II. Минеральные строительные материалы. Сб. Иркутск, 1939.
- Мирчинк С. Г. 1957. К стратиграфии четвертичных отложений Ленского и Баргузинского золотоносных районов. В кн.: Тез. докл. Всес. межд. совещ. по изуч. четв. периода. Секция Вост. Сибири и Д. Востока.
- Мишарев Д. Т. 1932. Мамско-Витимско-Чуйские месторождения слюды. Витимско-Ленский район Сибирского края. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 154.
- Мишарев Д. Т. 1939. Слюдяные месторождения СССР. Тез. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. 1937 г., т. 1.
- Мишарев Д. Т. 1947. Перспективы слюдоносности Восточной Сибири. Конфер. по изуч. произв. сил. Ирк. обл. Тез. докл.
- Молодых И. И. 1958. Лёссовые породы южной части Ангаро-Окинского междуречья. Иркутск.
- Молчанов И. А. 1934. Восточный Саян. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР.
- Моор Г. Г. и Ткаченко Б. В. 1940. К вопросу о возрасте верхних горизонтов ангарской серии. Пробл. Арктики, № 11.
- Мордовский В. Т. 1952. Тектоническое строение южной части Сибирской платформы. Докл. АН СССР, нов. сер., т. LXXXVI, № 5.
- Мордовский В. Т., Кравченко Е. В., Федоров С. Г. 1953. Геологическое строение южной части Сибирской платформы. Изд. Ин-та нефти АН СССР.
- Мордовский В. Т. 1958а. О границе кембрия и докембрия краевых зон Иркутского амфитеатра. Тр. Межд. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г. Докл. по стратиграфии докембрийских отложений.
- Мордовский В. Т. 1958б. Стратиграфия верхнекембрийских отложений юга Сибирской платформы. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. 9.
- Москвитин А. И. 1940. Лёсс и лёссовидные отложения Сибири. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 14, сер. геол., № 4.
- Наделяев К. М. 1947. Онотское месторождение талька. Сб. Рефераты работ треста «Сибгеолнеруд», Иркутск.
- Наделяев К. М. 1956. Особенности тектоники предгорной части Восточного Саяна в районе междуречья Онота и Савиной. Тр. Иркутск. горнометаллург. ин-та, сер. геол.-разв., вып. 12.
- Неелов А. Н. 1957. Стратиграфия, структура и метаморфизм докембрия среднего течения рр. Мамы и Большой Чуи. Тр. Лабор. докембрия АН СССР, вып. 7.
- Нейбург М. Ф. 1931. Опыт стратиграфического и возрастного подразделения угленосной серии осадков Кузнецкого бассейна. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. 50, вып. 5.
- Нейбург М. Ф. 1936. К стратиграфии угленосных отложений Кузнецкого бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Нейбург М. Ф. 1940а. Угленосные отложения мезозоя Кузнецкого бассейна. Геология СССР, т. 16.
- Нейбург М. Ф. 1940б. Угленосные отложения верхнего палеозоя Кузнецкого бассейна. Геология СССР, т. 16.

- Нейбург М. Ф. 1946. К изучению флоры и стратиграфии верхнего палеозоя севера Сибири. Недра Арктики, т. 1.
- Нейбург М. Ф. 1948. Верхнепалеозойская флора Кузнецкого бассейна. Палеонтология СССР, т. XII, ч. 3, вып. 2.
- Нейбург М. Ф. 1951. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Северо-Восточного Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Нейбург М. Ф. 1954. Опыт фито-стратиграфического сопоставления верхнепалеозойских отложений Ангариды и Гондваны (Индия). Вопр. геол. Азии, т. 1.
- Нейбург М. Ф. 1956. О тушамской свите Тунгусского бассейна. Докл. АН СССР, т. 110, № 2.
- Некрасова О. И. и Чернышева Н. Е. 1959. Новые данные по стратиграфии нижнего и среднего кембрия юго-восточной окраины Сибирской платформы. Мат. ВСЕГЕИ, вып. 24.
- Никитин Д. В. 1918. Геологические исследования в верхней части бассейна р. Чары Витимо-Олекминской горной страны. Отчет Геол. ком. за 1917 г. Изв. Геол. ком., т. 37, № 1.
- Никифорова О. И. 1954. Стратиграфия и брахиоподы силурийских отложений Подольи. Госгеолтехиздат.
- Никифорова О. И. 1955. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии ордовика и силура Сибирской платформы. Мат. по геол. Сибирской платф., ВСЕГЕИ, вып. 7.
- Никифорова О. И. 1956. Схема стратиграфического расчленения ордовика и силура Сибирской платформы. В кн.: Тез. докл. на межд. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири.
- Обручев В. А. 1890а. Геологические исследования в Иркутской губ. в 1889 г. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 21, № 3.
- Обручев В. А. 1890б. Орогеологические наблюдения на о. Ольхоне и в Западном Прибайкалье. Горн. журн., ч. IV, № 12.
- Обручев В. А. 1890в. Геологический очерк, полезные ископаемые и горнозаводская промышленность Иркутской губернии. Мат. по иссл. земл. и хоз. быта сельск. насел. Иркут. и Енисейск. губ. т. II, вып. 1.
- Обручев В. А. 1891. Геологическое исследование Олекминско-Витимской горной страны и ее россыпей в 1890 г. Изв. Восточ.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. XXII, вып. 2—3.
- Обручев В. А. 1892а. Наши сведения об образовании и свойствах ангарского и байкальского льда и необходимость новых исследований в этом отношении с путными промерами Байкала. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. XXIII, № 4.
- Обручев В. А. 1892б. Древнепалеозойские осадочные породы долины р. Лены между станциями Качугской и Витимской. Записки Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. II, вып. 1.
- Обручев В. А. 1892в. Геологические исследования Олекминско-Витимской горной страны и ее золотоносных россыпей в 1891 г. Предв. отчет. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. XXIII, № 3.
- Обручев В. А. 1897а. Геологические исследования вдоль линии Забайкальской железной дороги. Предв. отчет. Геолог. исслед. и разв. работы по линии Сиб. ж. д., вып. VI.
- Обручев В. А. 1897б. Экскурсия в золотоносный район Зап. Прибайкалья по рр. Сарме и Иликте. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 28, № 1.
- Обручев В. А. 1903. Бассейн Бодайбо. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 2.
- Обручев В. А. 1907. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Описание листов IV—1 и IV—2. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 4.
- Обручев В. А. 1909. Геологический обзор золотоносных районов Сибири. Золото и платина, № 4 и 6.
- Обручев В. А. 1910. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Описание листов V—1 и V—2. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район.
- Обручев В. А. 1911. Геологический обзор золотоносных районов Сибири. Ч. II. Средняя Сибирь, вып. 1. Саянская область. Золото и платина, № 1—5.
- Обручев В. А. 1914а. Орографический и геологический очерк Юго-Западного Забайкалья (Селенгинской Даурии). Отчет об исследованиях 1895—1896 гг., ч. 1. Геол. исслед. по линии Сибирской ж. д., вып. 22.
- Обручев В. А., Герасимов А. П., Мейстер А. К. и др. 1914б. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Описание листов IV—3 и V—3. Геол. исслед. в золотоносных областях Сибири. Ленский район.

- Обручев В. А. 1915. К недавнему прошлому оз. Байкала. Геол. вестн., № 4.
- Обручев В. А. 1916а. Геологический обзор золотоносных районов Сибири. VI. Байкальская область. Золото и платина, № 11—14, 15—17, 18—24.
- Обручев В. А. 1916б. Ледники или грязевые потоки в Олекминско-Витимской горной стране. Геол. вестн., т. II, № 5—6.
- Обручев В. А. 1918. О метаморфизме горных пород Олекминско-Витимской области и его причинах. Геол. вестн., т. III, № 1/6.
- Обручев В. А. 1922. Юные движения на древнем темени Азии. Природа, № 8—9.
- Обручев В. А. 1923а. Олекминско-Витимский золотоносный район. Геологический обзор золотоносных районов Сибири. Ч. III. Восточная Сибирь. Вып. 1.
- Обручев В. А. 1923—1924. Краткий очерк тектоники Сибири. Органические циклы, структурные элементы и системы складок. БМОИП, нов. сер., т. XXXII, отд. геол., № 3.
- Обручев В. А. 1925. Исторический очерк изучения докембрия вообще и кристаллических и метаморфических сланцев Сибири. Зап. Минералог. об-ва, 2 сер., ч. 52, вып. 2.
- Обручев В. А. 1926а. Металлогенические эпохи и области Сибири. Тр. Ин-та прикл. минер. и металлург., вып. 21.
- Обручев В. А. 1926б. Новые течения в тектонике. Изв. Геол., ком., т. 45, № 3.
- Обручев В. А. 1927. Геологический обзор Сибири.
- Обручев В. А. 1928а. К вопросу о шаррижах в Сибири. Геол. вестн., т. VI, № 1—3.
- Обручев В. А. 1928б. К оледенению Средне-Витимской горной страны. Геол. вестн., т. VI, № 4—6.
- Обручев В. А. 1929а. Восточный Саян. Сиб. Сов. Энциклоп., т. 1.
- Обручев В. А. 1929б. Геологическое строение Сибири. Сиб. Сов. Энциклоп., т. 1.
- Обручев В. А. 1929в. Еще о шаррижах в Южной Сибири и Центральной Азии. Геол. вестн., т. VII, № 1—3.
- Обручев В. А. и Герасимов А. П. 1929г. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Описание листов VI—1 и VI—2. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район.
- Обручев В. А. и Герасимов А. П. 1929д. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Описание листов IV—4 и V—4. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район.
- Обручев В. А. 1930. Витимское плоскогорье. Б. Сов. Энциклоп., т. XI.
- Обручев В. А. 1931а. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии (историч. очерк и сводка наличных данных). Бюлл. Комис. по изуч. четв. периода, № 3.
- Обручев В. А. 1931б. История геологического исследования Сибири. Период первый (XVII—XVIII вв.). Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1932а. Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района. Очерки по геологии Сибири. Вып. 1. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1932б. Ископаемые Ангарстроя. Тр. 1-й Всес. конфер. по разв. произв. сил СССР, т. XVI, Ангаро-Енисейская проблема.
- Обручев В. А. 1932в. Древнее темя или каледонская складчатая зона. Тр. 1-го Вост.-Сиб. научно-исслед. краев. съезда, геол. секц., вып. 1.
- Обручев В. А. 1933а. Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района. Очерки по геологии Сибири. Тр. СОПС и Геол. ин-та АН СССР.
- Обручев В. А. 1933б. История геологического исследования Сибири. Период второй (1801—1850 гг.). Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1933в. Краткий очерк тектоники Сибири и успехов ее изучения за 15 лет Советской власти. Тр. ноябрьской юбилейной сессии 15-летней годовщины Октябрьской революции 12—19 ноября 1932 г.
- Обручев В. А. 1934а. К вопросу о золотоносности прититизированных сланцев Лено-Витимского района. Сов. золотопромышл., № 8.
- Обручев В. А. 1934б. История геологического исследования Сибири. Период третий (1851—1888 гг.), Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1935а. Проблема золотоносности прититизированных сланцев Ленско-Витимского района. Пробл. сов. геол., № 1.
- Обручев В. А. 1935б. Геология Сибири, т. 1. Докембрий и древний палеозой. Изд. АН СССР.

- Обручев В. А. 1936а. Геология Сибири, т. II. Средний и верхний палеозой. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1936б. Молодость рельефа Сибири. Сб. к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности акад. В. И. Вернадского. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1937а. История геологического исследования Сибири. Период четвертый (1889—1917 гг.). Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1937б. Решение вопроса о границе между кембрием и докембрием в Прибайкалье. Изв. Об-ва изучен. Вост.-Сибирской области, т. II (LVII).
- Обручев В. А. 1938. Геология Сибири. т. III. Мезозой и кайнозой. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1939а. Важнейшие проблемы геологического изучения Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Обручев В. А. 1939б. Очередные проблемы геологии в Ленском золотоносном районе. Сов. геол., № 4—5.
- Обручев В. А. 1939в. Докембрий Байкальского нагорья и Средне-Витимской горной страны. Стратиграфия СССР, т. I. Докембрий. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1939г. Докембрий Восточного Саяна. Стратиграфия СССР, т. I. Докембрий. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1939д. Докембрий Патомско-Витимского нагорья или Ленского района. Стратиграфия СССР, т. I. Докембрий. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1939е. Докембрий Сибири. Краткий сводный очерк. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. 1937 г., т. II.
- Обручев В. А. 1939ж. Распространение докембрия в Сибири. Стратиграфия СССР, т. I. Докембрий. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1940. Краткий очерк истории геологического исследования Сибири. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. 1937 г., т. V.
- Обручев В. А. 1942. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6.
- Обручев В. А. 1945а. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940 гг.). Вып. V. Сибирская платформа, Таймырский край, Восточный Саян. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1945б. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940 гг.). Вып. VI. Прибайкалье, Байкальское нагорье, Алданская плита. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1948а. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940 гг.). Вып. IX. Обзор литературы, содержащей описание всей Сибири или крупных ее частей, а также сводки по месторождениям полезных ископаемых, флоре и фауне, географии, геоморфологии, геодезии и соприкасающимся наукам. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1948б. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Обручев В. А. 1948в. Реферат. Роль и значение молодых глыбовых движений в создании рельефа и месторождений редких металлов Сибири. Вестн. АН СССР, № 3, отдел. геол.-геогр. наук, юбил. сесс.
- Обручев В. А. 1949. Некоторые очередные задачи по геоморфологии и гидрологии Сибири. Вопр. геогр. Сибири, Томск. гос. ун-т, вып. 1.
- Обручев В. А. 1951. Избранные работы по географии Азии, т. II и III.
- Обручев В. А. 1953. Положение и происхождение впадины озера Байкал. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. IX, сер. геол., вып. 1—2.
- Обручев В. А. 1954. О находке костей мамонта на юге Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 2.
- Обручев С. В. 1918а. Геологические исследования по среднему течению р. Ангары. Изв. Геол. ком., т. XXXVII, № 1 (Отчет за 1917 г.).
- Обручев С. В. 1918б. Тунгусский угленосный бассейн. Рудн. вестник, т. III, № 1—4.
- Обручев С. В. 1929. Итоги работ 1917—1924 гг. в Тунгусском угленосном бассейне. БМОИП, нов. сер., отд. геол., т. VII, вып. 1—2.
- Обручев С. В. 1932—1933. Тунгусский бассейн (южная и западная части). Тт. I и II. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 164 и 178.
- Обручев С. В. 1942. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5/6.
- Обручев С. В. 1946. Орография и геоморфология восточной половины Восточного Саяна. Изв. Всес. геогр. об-ва, № 5/6.
- Обручев С. В. 1947. Некоторые важнейшие вопросы строения и генезиса полезных ископаемых Иркутской области. В кн. «Конференция по изуч. произв. сил Иркутск. обл.» Тез. докл.

- Обручев С. В. 1949. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны. Докл. АН СССР, нов. сер., т. LXVIII, № 5.
- Обручев С. В. 1950. Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья. Землеведение, нов. сер., т. III (XLIII). Изд. Моск. об-ва испыт. прир.
- Обручев С. В. 1951. Еще о месте падения Тунгусского метеорита. Природа, № 12.
- Обручев С. В. 1952. О некоторых терминах, относящихся к Тунгусскому бассейну и Средне-Сибирскому платогорью. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Обручев С. В. 1953а. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 85, вып. 5.
- Обручев С. В. и Великославинский Д. А. 1953б. Докембрий западного побережья Байкала. Тр. Лабор. геологии докембрия, вып. 2. Сб. статей по геологии докембрия Балтийского и Украинского шитов и Восточной Сибири. Изд. АН СССР.
- Обручев С. В. и Лурье М. Л. 1954. Вулканы Кропоткина и Перетолчина в Восточном Саяне. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 8.
- Обручев С. В. 1958. Принципы корреляции докембрия Сибирской платформы и окаймляющих ее складчатых зон. Тр. Межд. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г. Доклады по стратиграфии докембрийских отложений.
- Одинцов М. М. 1937а. Геологический очерк Тайшет-Братского района Восточной Сибири. Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. XVI.
- Одинцов М. М. 1937б. Стратиграфия и фации нижнесилурийских отложений северной части Иркутского амфитеатра (фрагменты к геологической карте Восточной Сибири). Изв. Об-ва изуч. Вост.-Сиб. обл., т. II (LVII), Иркутск.
- Одинцов М. М. 1937в. Траппы южной части Сибирской платформы. Сб. Сибирская экскурсия Междунар. геол. конгр., вып. 1, Восточная Сибирь.
- Одинцов М. М. и Скабичевский П. П. 1937г. Структура юго-запада Сибирской платформы и юга Енисейского края. Пробл. сов. геол., № 7.
- Одинцов М. М. 1938. К геологии месторождений каолиновых и огнеупорных глин Усольского района Иркутской области. Сов. геол., № 11.
- Одинцов М. М. 1942. О Чунской глыбе докембрия на Сибирской платформе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Одинцов М. М. 1944а. О Чунской глыбе докембрия на Сибирской платформе. В кн. Аннотации науч.-исслед. работ 1941—1943 гг. Иркутск. горнометаллург. ин-т.
- Одинцов М. М. 1944б. Геологическое строение окрестностей старого цементного завода у ст. Камышет Восточно-Сибирской ж. д. В кн. Аннотации научно-исслед. работ 1941—1943 гг. Иркутск. горнометаллург. ин-т.
- Одинцов М. М. 1944в. К вопросу о стратиграфическом положении ордовичских отложений в Восточной Сибири. В кн. Аннотации научно-исслед. работ 1941—1943 гг. Иркутск. горнометаллург. ин-т.
- Одинцов М. М. 1945. Месторождения каолинов Приангарского района Иркутской области и их промышленные перспективы. Мат. по геолог. месторожд. нерудн. полезн. ископ. Сибири, вып. 1, Иркутск, трест «Сибгеолнеруд».
- Одинцов М. М. 1947а. Промышленные перспективы месторождений ленских медистых песчаников. В кн. «Очерки по геол. и пол. ископ. Восточной Сибири». Иркутск.
- Одинцов М. М. 1947б. Неметаллические полезные ископаемые Восточной Сибири. В кн. «Конференц. по изуч. произв. сил Ирк. обл.» Тез. докл.
- Одинцов М. М. 1948а. Геологические исследования 1947 г. Тунгусской эксп. Вост.-Сиб. геол. упр. Очерки по геологии и геоморфологии восточной части Тунгусского бассейна. Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 22.
- Одинцов М. М. 1948б. Иркутский амфитеатр, геологическая структура и история развития его внутреннего поля. В кн. Рефераты научно-исслед. работ 1944—1946 гг. Иркутск. горнометаллург. ин-т.
- Одинцов М. М. и Золотарев А. Г. 1948в. Геоморфологический очерк восточной части Тунгусского бассейна. В кн. «Очерки по геологии и геоморфологии восточной части Тунгусского бассейна». Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 22, Иркутск.
- Одинцов М. М. и Труфанова А. П. 1948г. Древние вулканические кратеры в Тунгусском бассейне. Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 22, Иркутск.
- Одинцов М. М. 1949. Схематическая геологическая карта восточной части Тунгусского бассейна 1947 г. В кн. «Очерки по геологии и геоморфологии восточной части Тунгусского бассейна». Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 22, Иркутск.
- Одинцов М. М. 1950. К палеогеографии кембро-силура восточной части Иркутского амфитеатра (Восточная Сибирь). Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. 5, сер. геол., вып. 1.

- Одинцов М. М. 1953. Некоторые особенности структурного развития Сибирской платформы в мезо-кайнозойское время. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. IX, сер. геол., вып. 1—2.
- Одинцов М. М. 1954а. Иркутский амфитеатр. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. VI, сер. геол., вып. 2.
- Одинцов М. М. 1954б. К истории развития нижнепалеозойского бассейна Иркутского амфитеатра. Вopr. геол. Азии, т. 1.
- Одинцов М. М., Флоренсов Н. А. и Хренов П. М. 1957. Некоторые геологические закономерности размещения полезных ископаемых на юге Восточной Сибири. Изв. восточных фил. АН СССР, № 2.
- Одинцов М. М. 1958а. К геологии юго-западной окраины Сибирской платформы. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. 14, вып. 2.
- Одинцов М. М. 1958б. Материалы по геологии и алмазности Сибирской платформы. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 14.
- Одинцов М. М., Флоренсов Н. А. и Хренов П. М. 1958в. О размещении полезных ископаемых в геологической структуре Восточной Сибири. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 14.
- Одинцова М. К. 1954. К вопросу о заселении русскими Сибири в XVII веке. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. X, сер. истор.-филол.
- Озерцова В. А., Полякова Л. В. и Спижарский Т. Н. 1959. Рельеф кристаллического фундамента юго-восточной части Сибирской платформы по данным аэромагнитной съемки. Сов. геол., № 5.
- Окладников А. П. 1941. Палеолитические жилища в Бурети. Краткие сообщения о докладах и полевых исследованиях ин-та истории мат. культуры, т. X.
- Окладников А. П. 1950. Неолит и бронзовый век Прибайкалья. Ч. 1—2. Мат. и исследов. по археологии СССР, № 18.
- Оттен Ф. Ф. 1933. Результаты работ по южной оконечности Тунгусского бассейна за 1931/32 гг. Горн. журн., № 9.
- Оттен Ф. Ф. 1934. Головинско-Заларинский район центральной части Иркутского бассейна. Тр. Вост.-Сиб. геол.-разв. треста, вып. 9.
- Оффман П. Е. 1956а. О некоторых тектонических закономерностях проявления вулканизма на Сибирской платформе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Оффман П. Е. 1956б. О строении центральной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.
- Павловский Е. В. 1928. О следах оледенения в Средне-Витимской горной стране. Геол. вестн., т. VI, № 4/6.
- Павловский Е. В. 1930а. К геоморфологии долины верхнего течения р. Лены и нижнего течения р. Витима. Геол. вестн., т. VII, № 1—3.
- Павловский Е. В. 1930б. О геологическом строении окрестностей с. Жигалово на Верхней Лене. Геол. вестн., т. VII, № 1—3.
- Павловский Е. В. 1930в. О послетретичной истории Северо-Байкальского нагорья и прилегающих частей Приленской плоской возвышенности. БМОИП, нов. сер., отд. геол., т. VIII, вып. 3/4.
- Павловский Е. В. 1932. Траппы Тунгусского угленосного бассейна. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 164.
- Павловский Е. В. и Цветков А. И. 1934. Материалы к петрографии траппов. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. VI.
- Павловский Е. В. 1935а. В Северо-Западном Прибайкалье. Экспедиции АН СССР 1934 года.
- Павловский Е. В. 1935б. Елохинский отряд Прибайкальской комплексной экспедиции. Отчет АН СССР за 1934 год.
- Павловский Е. В. 1935в. Четвертичное оледенение Северо-Западного Прибайкалья. БМОИП, отд. геол., т. XIII, вып. 2.
- Павловский Е. В. и Цветков А. И. 1936. Северо-Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк района Елохина мыса. Тр. СОПС и Петрограф. ин-та АН СССР, сер. Сибирская, вып. 22.
- Павловский Е. В. 1937а. Впадина оз. Байкал. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 2.
- Павловский Е. В. 1937б. Новые данные по стратиграфии кембрия Прибайкалья. Докл. АН СССР, нов. сер., т. XIV, № 6.
- Павловский Е. В. 1937в. Докембрий Прибайкалья. Тез. докл. XVII сессии Междунар. геол. конгр.
- Павловский Е. В. 1938а. Древние долины юга Восточной Сибири и Приамурья и их возможная золотоносность. Тр. треста «Золоторазведка» и НИГРИЗолото, вып. 8.

Павловский Е. В. 1938б. Краткий очерк геологической истории Западного Прибайкалья. Акад. В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности. Изд. АН СССР, т. 1.

Павловский Е. В. и Цветков А. И. 1938в. Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк Бугульдейско-Ангинского района. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. VIII.

Павловский Е. В. и Цветков А. И. 1938г. Геолого-петрографический очерк побережья Малого моря (Западное Прибайкалье). Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР. Вып. 7.

Павловский Е. В. 1939а. Впадина озера Байкал. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. 1937 г., т. II.

Павловский Е. В. 1939б. Проблема происхождения впадины оз. Байкал. Природа, № 6.

Павловский Е. В. и Цветков А. И. 1939в. Докембрий Прибайкалья. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. 1937 г., т. II.

Павловский Е. В. и Цветков А. И. 1939г. Докембрий Прибайкалья. Стратиграфия СССР. Т. I. Докембрий. Изд. АН СССР.

Павловский Е. В. 1941а. Проблема происхождения впадины озера Байкал. Природа, № 3.

Павловский Е. В. и Фролова Н. В. 1941б. Древние долины Лено-Ангаро-Байкальского водораздела. БМОИП, отд. геол., вып. 1.

Павловский Е. В. 1947. Докембрий Восточной Сибири. В кн. «Конфер. по изуч. проиств. сил Иркутск. обл.».

Павловский Е. В. 1948а. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 99, сер. геол., № 31.

Павловский Е. В. 1948б. О четвертичном оледенении Южного Прибайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Павловский Е. В. 1948в. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Павловский Е. В. и Арембовский И. В. 1948г. Новая неолитическая стоянка на р. Куде (Иркутская область). Природа, № 4.

Павловский Е. В. 1949. Геологическая карта Восточной Сибири, масштаб 1:250000.

Павловский Е. В. и Флоренсов Н. А. 1951. Краткий очерк истории геологического развития Восточной Сибири. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. V, сер. геол., вып. 2. Госгеолиздат.

Павловский Е. В. 1953. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Павловский Е. В. 1954а. Когда и каким образом возникла впадина озера Байкал. Новая Сибирь, кн. 31. Иркутск.

Павловский Е. В. 1954б. О нижнем палеозое Присяянья. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 1.

Павловский Е. В. и Фролова Н. В. 1955. Геологический очерк Лено-Ангаро-Байкальского водораздела. Очерки по геологии Сибири. Вып. 18. АН СССР.

Павловский Е. В. 1956. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10.

Палибин И. В. 1936. Третичная флора юго-восточного побережья Байкала и Туинской котловины. Палеоботан. сб., вып. 3. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 76.

Паллас П. С. 1773—1788. Путешествие по разным провинциям Российской империи. Акад. наук.

Пальшин Г. Б. 1955. Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья оз. Байкал. Изд-во АН СССР.

Пармузин Ю. П. 1954а. О палеогеографии Средней Сибири в четвертичный период. Вопросы географии. Сб. 35. Физ. геогр. Азии.

Пармузин Ю. П. 1954б. Ландшафтообразующее значение карста Сибири. Уч. зап. МГУ, вып. 170. География. Под ред. доц. Солнцева.

Пейве А. В. 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Петровская Н. В. 1937. Гиганто-мигматовый тип пегматитов Мамско-Витимского слюдоносного района. ОНТИ НКТП СССР.

Плешанов С. П. 1958. О соотношении докембрия с кембрием на Китайско-Окинском междуречье (Восточное Присяянье). Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 8.

Плотникова М. И. 1955. О связи направлений извилины долины р. Нижней Тунгуски с тектонической трещиноватостью. Мат. ВСЕГЕИ, вып. 7.

- Плотникова М. И. 1959. О находке древней коры выветривания в верховьях р. Нижней Тунгуски. *Мат. ВСЕГЕИ*, вып. 23.
- Покровская Н. В. 1954. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы. *Вопр. геол. Азии*, вып. 1, Изд. АН СССР.
- Поленов Б. К. 1891а. Базальты Витимского плоскогорья по рр. Бурамье, Зоре и Джилинде. *Тр. СПб об-ва естествоиспыт.*, т. 21, вып. 1, отд. геол. и минер., прот. II.
- Поленов Б. К. 1891б. О лампрофирах Витимского плоскогорья. *Тр. СПб об-ва естествоиспыт.*, т. 21, вып. 1, отд. геол. и минер., прот. VII—VIII.
- Поленов Б. К. 1899. Массивные горные породы северной части Витимского плоскогорья. *Тр. СПб об-ва естествоиспыт.*, т. 27, вып. 5.
- Поляков М. В. 1936. Геология района и описание северной группы месторождений Онетского железорудного района. *Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири*, вып. XI.
- Преображенский П. И. 1905. Бассейны рр. Тахтыги и Анангры. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 3.
- Преображенский П. И. 1907. Геологические исследования в Ленском горном округе в 1903 г. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 4.
- Преображенский П. И. 1910. Северная и западная окраина Патомского нагорья. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 5.
- Преображенский П. И. 1912. Западная окраина Северо-Байкальского нагорья. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 8.
- Преображенский П. И. 1913. Маршруты в юго-западной части Северо-Байкальского нагорья. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 9.
- Преображенский П. И. 1915. Отчет о работах в верховьях р. Иркутка в Восточном Саяне. В отчете Геол. ком. за 1914 г. *Изв. Геол. ком.*, т. XXXIV, № 1.
- Принада В. Д. 1944. О мезозойской флоре Сибири. Иркутск, Вост.-Сиб. геол. упр-ние.
- Принада В. Д. 1947а. Мезозойская флора Восточной Сибири и ее стратиграфическое распределение. Иркутск, Вост.-Сиб. геол. упр-ние.
- Принада В. Д. 1947б. Таблицы мезозойской флоры Восточной Сибири и Забайкалья и объяснения к ним. Вост.-Сиб. геол. упр-ние.
- Принада В. Д. 1951. Мезозойская флора Восточной Сибири и Забайкалья. *Атлас. Тр. Иркутск. гос. ун-та*, т. 6, сер. геол., вып. 1.
- Равский Э. И., Алексеев М. Н., Чеботарева Н. С. 1957. К стратиграфии верхнетретичных и четвертичных отложений южной и восточной части Сибирской платформы. *Тр. Межд. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойских и кайнозойских отложений. Гостоптехиздат.*
- Равский Э. И. К стратиграфии третичных отложений юга Сибирской платформы. *Докл. АН СССР*, т. 127, № 3.
- Рагозин Л. А. 1937. О некоторых пелелиподах Тунгусского бассейна. *Тр. Томск. гос. ун-та*, т. 93, сер. геол.
- Радченко Г. П. и Шведов Н. А. 1940. Верхнепалеозойская флора угленосных отложений западной части бассейна р. Нижней Тунгуски. *Тр. Аркт. ин-та*, т. 157.
- Раммельмейер Е. С. 1940. Ископаемые моллюски пресноводных отложений Прибайкалья. *Тр. Байкальск. лимнолог. станции*, т. X.
- Рассказова Е. С. 1958. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Тунгусского бассейна. *БМОИП*, т. 63, отд. геол., т. 33, вып. 5.
- Ржонсницкий А. Г. 1914. Геологический очерк окрестностей Камышетского цементного завода. Ежегодник по геол. и минер. России. т. XVI, вып. 5/6.
- Ржонсницкий А. Г. 1916а. Ответ М. М. Тетяеву. *Геол. вестн.*, № 5/6.
- Ржонсницкий А. Г. 1916б. Краткий отчет о геологических исследованиях в бассейнах Вилюя и Лены. *Зап. Минер. об-ва*, 2-я сер.
- Ржонсницкий А. Г. 1917. Западная часть Лено-Вилюйского междуречья по долинам рр. Пеледуй, Нью, Чоны и ее притока Вакунайки. *Изв. Геол. ком.*, т. XXXVI, № 1.
- Ржонсницкий А. Г. 1918. Геологические исследования в верховьях р. Киренги. *Мат. по геол. России*, вып. 26.
- Ржонсницкий А. Г. 1928. О циклах эрозии Приленского края. *БМОИП*, нов. сер., отд. геол., т. VI, вып. 2.
- Рожков Б. Н. 1933. Материалы по металлоносности сибирских траппов. *Тр. Вост.-Сиб. геол.-разв. треста*, вып. 3, Иркутск.

- Рожков И. С. 1956. Металлогения золота Восточной Сибири. Совещание по металлогении Западного Забайкалья. Тез. докл. Иркутск.
- Гумянцева О. Г. 1953. Петрография углей зоны мощных угленосных отложений Иркутского бассейна. Изв. Физ.-хим. научно-исслед. ин-та. Иркутск. ун-та, т. 1, вып. 1—2.
- Рябконов Н. Ф. 1937. Южная оконечность Тунгусской угленосной области. В кн. «Минеральные ресурсы Восточной Сибири» Т. 1. Минеральное топливо. Иркутск. Вост.-Сиб. геол.-разв. трест.
- Рябухин Г. Е. 1935. Третичные отложения Прибайкалья и их нефтеносность. Проблемы Бурят-Монгольской АССР. Тр. Конфер. по изуч. произв. сил БМАССР, т. 1.
- Салоп Л. И. 1954. Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 1.
- Салоп Л. И. 1956а. Новые данные по геологии северной части Средне-Витимской горной страны. Сб. научн.-техн. информ. МГ и ОН, № 2.
- Салоп Л. И. 1956б. Магматические явления в связи с развитием тектонических структур геосинклинальной области байкалид. Докл. на XX сессии Междунар. геол. конгр. в Мексике.
- Салоп Л. И. 1957. Геосинклинальная система байкалид в нижнем протерозое. Тр. ВСЕГЕИ.
- Салоп Л. И. 1958а. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области. Тр. Межд. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г. Докл. по стратиграфии докембрийских отложений. Изд. АН СССР.
- Салоп Л. И. 1958б. Геологическое строение и полезные ископаемые Байкальской горной области. Сб. Геологическое строение и полезные ископаемые Восточной Сибири. Изд. АН СССР.
- Салоп Л. И. 1958в. Тектоническая структура Байкальской горной области. Геологическое строение СССР. Т. III. Госгеолтехиздат.
- Салоп Л. И. 1958г. Основные черты геологии и металлогении Олекмо-Витимской горной страны. Тр. 1-го совещ. по металлогении Зап. Забайкалья. Иркутск.
- Салоп Л. И. 1958д. Докембрий СССР. Байкальская горная область. Геологическое строение СССР. Т. I. Госгеолтехиздат.
- Салоп Л. И. 1958е. Магматизм Байкальской горной области. Геологическое строение СССР. Т. II. Госгеолтехиздат.
- Салоп Л. И., Головенко В. К., Жидков А. Я., Шалек Е. А. 1958ж. О возрасте последней геосинклинальной складчатости в Байкальском нагорье. Докл. АН СССР, т. 118, № 4.
- Сарычева Т. Г., Сокольская А. Н., Розанова Е. Д. 1955. О границе визейского и турнейского ярусов в Кузнецком бассейне. Сов. геол., № 45.
- Свитальский Н. И. 1916. Геологические исследования в Юго-Западном Прибайкалье. Предв. отчет. Изв. Геол. ком., № 4.
- Свитальский Н. И. 1924а. О некоторых видах кристаллических сланцев Забайкалья и Южного Прибайкалья. Зап. Минер. об-ва, ч. 23, № 1.
- Свитальский Н. И. и Тетяев М. М. 1924б. Исследования Прибайкалья близ выхода р. Ангары. Зап. Минер. об-ва, ч. 52.
- Седов В. П. 1937. Инженерно-геологические условия и карстовые явления района Черемховского промкомбината. Тр. Моск. геол.-развед. ин-та, т. 6.
- Семеновко Н. П. 1941. Петрографические исследования хребта Хамар-Дабан. Изд. АН СССР.
- Семеновко Н. П. 1948. Геология и петрография Мамской кристаллической полосы (Байкало-Патомское нагорье). Киев. Изд. АН УССР.
- Ситников С. П. 1943. Схема тектоники южной части Сибирской платформы и перспективы ее нефтеносности. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Ситников С. П. и Грибова Н. А. 1947. Новые данные о возрасте и стратиграфии «ленских известняков» (р. Лена между селениями Усть-Кут и Нух-Туйское). Докл. АН СССР, т. 55, № 2.
- Смирнов С. С. 1927. Геолого-минералогические исследования южной части Прибайкалья. Изв. Геол. ком., т. 44, № 2.
- Смирнов С. С. 1928. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья (район ст. Слюдянка Кругобайкальской ж. д.). Мат. по общ. и прикладн. геол., вып. 83.
- Смирнов С. С. 1931. Железородные месторождения Восточно-Сибирского края. Иркутск.
- Смирнов С. С. 1933. К минерагении Средне-Сибирской платформы. Probl. сов. геол. № 10.
- Соболев В. С. 1935а. Сибирские траппы как пример явлений кристаллизационной дифференциации. Probl. сов. геол., № 7.

- Соболев В. С. 1935б. Геолого-петрографический очерк Илимпеи. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 67, вып. 4—6.
- Соболев В. С. 1936. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Аркт. ин-та, т. 43, Геология.
- Соболев В. С. 1937а. Магматические эпохи Енисейско-Ленской части советской Арктики. Тез. докл. XVII сессии Междунар. геол. конгресса.
- Соболев В. С. 1937б. Особенности магматических проявлений и металлогении платформ на примере формации сибирских траппов. Тез. докл. XVII сессии Междунар. геол. конгресса.
- Соболев В. С. 1940. Особенности магматических комплексов платформ. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. 1937 г., т. III.
- Соболев В. С. 1947. Петрография Ботокольского щелочного массива. Сб. Ботокольское месторождение графита и перспективы его использования. Иркутск.
- Соболев В. С. и Флоренсов Н. А. 1948. Генезис Ботокольского графита. Сов. геол., сб. 32.
- Соболев Н. Д. 1934. Месторождения хризотил-асбеста Саянской перидотитово-серпентинитовой полосы. Тр. Научно-исслед. ин-та геол. и минерал., вып. 4.
- Соболев Н. Д. 1940. Восточный Саян. Вестник знания, № 2.
- Соколов Б. С. 1946. Стратиграфические и зоогеографические особенности коралловой фауны силура западной окраины Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 54, № 9.
- Соколов Б. С. 1951. Табуляты палеозоя Европейской части СССР. Ч. I. Ордовик. Тр. ВНИГРИ, сер. нов., вып. 48.
- Соколов Н. И. 1937. О террасах верхнего течения р. Ангары. Проблемы физической географии. Изд. АН СССР, т. IV.
- Соколов Н. И. 1939. К вопросу об эпейрогенических движениях в бассейне р. Ангары. Тр. Сов. секции Междунар. ассоциации по изуч. четв. периода в Европе, вып. IV.
- Соколов Н. И. и Тюменцев Н. В. 1949. К вопросу о находке *Elephas trogontherii* Poll. в бассейне р. Ангары. Докл. АН СССР, т. LXIX, № 3.
- Соколов Н. И. 1957. Геологическая история восточной части Иркутского амфитеатра в антропогене как основа инженерно-геологического районирования его территории. Тр. Лабор. гидрогеол. пробл., т. 14.
- Солоненко В. П. 1949. Провалы. Вост.-Сиб. правда, № 118.
- Спафарий Николай. 1882. Путешествие через Сибирь от Тобольска до Нерчинска и границ Китая. Дорожный дневник Спафария с введением и примечаниями Ю. В. Арсеньева. Зап. Русск. геогр. об-ва, отд. этнографии, т. X.
- Спижарский Т. Н., Молдавский М. Л. и Лесгафт А. В. 1948а. Новые данные по стратиграфии и возрасту палеозойских отложений р. Бирюсы. Тр. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 8.
- Спижарский Т. Н., Молдавский М. Л. и др. 1948б. Предварительный отчет Бирюсинской стратиграфической партии. Реферат. Изв. ГУГФ, вып. 5.
- Спижарский Т. Н. 1955. О возрасте вулканогенных образований Сибирской платформы. Мат. ВСЕГЕИ, вып. 7.
- Спижарский Т. Н. 1956. Позднекембрийские отложения Сибирской платформы. В кн. «Тез. докл. на междувед. совещ. по разработке унифицир. стратиграф. схем Сибири. Секция стратиграфии докембрия».
- Спижарский Т. Н. 1958. Позднекембрийские отложения Сибирской платформы. Тр. Межд. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г. Докл. по стратиграфии докембрийских отложений.
- Спижарский Т. Н. 1958б. Стратиграфия и фауна осадочно-вулканогенного покрова Сибирской платформы. Сов. геол., № 12.
- Старостина З. М. 1935. Геологическое строение северной окраины Патомского нагорья и прилегающей части Ленского пенепплена. БМОИП, нов. сер., отд. геол., т. XIII, вып. 3.
- Степанов. 1835. Енисейская губерния.
- Стругов А. С. 1955. О поверхности фундамента юры и взаимосвязи ее с осадочно-накоплением в Иркутском угленосном бассейне. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Сулоев А. И. 1939а. Петрология кристаллического комплекса Слюдянского флогопитового района. Флогопитовые месторождения Слюдянского района. Тр. ВИМС, вып. 150.
- Сулоев А. И., Калинин И. В. и Марков П. Н. 1939б. Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье). Тр. ВИМС, вып. 150.
- Суслов С. П. 1947. Физическая география СССР.
- Тебеньков В. П. 1938. Основные черты угленосного Тунгусского бассейна. Сов. геол., № 6.

- Тебеньков В. П., Гантман Д. С., Эйно́р О. Л. 1939. Геологическое строение и угленосность р. Н. Тунгуски от р. Северной до р. Чапкокто. Тр. Аркт. ин-та, т. 12.
- Тетяев М. М. 1915а. Сев.-Зап. Прибайкалье. Бассейн р. Тыи (работы 1913 г.). Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 108.
- Тетяев М. М. 1915б. Оз. Байкал в его недавнем прошлом. Геол. вестн., т. I, № 2.
- Тетяев М. М. 1915в. К истории Прибайкалья. Геол. вестник, т. I, вып. 5.
- Тетяев М. М. 1916а. К геологии Зап. Прибайкалья. Предв. отчет о работах 1915 г. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 2.
- Тетяев М. М. 1916б. К геологии Прибайкалья. Геол. вестн., № 5/6.
- Тетяев М. М. 1916в. Сев.-Зап. Прибайкалье. Область с. Горемыки (работа 1914 г.). Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 126.
- Тетяев М. М. 1918—1921. К тектонике Восточной Сибири. Геол. вестн., т. IV, № 1—6.
- Тетяев М. М. 1923—1924. О некоторых основных вопросах геологии Сибири. БМОИП, нов. сер., отд. геол., т. II, вып. 3.
- Тетяев М. М. 1924а. К вопросу о строении западного края Прибайкальского нагорья. Зап. Минер. об-ва, ч. 52 (прот.).
- Тетяев М. М. и Свигальский Н. П. 1924б. Послеюрский шарриаж в Южном Прибайкалье. Зап. Минер. об-ва, ч. 52 (прот.).
- Тетяев М. М. 1925а. Метаморфизм горных пород Прибайкалья. Зап. Минер. об-ва, ч. 54 (прот.).
- Тетяев М. М. 1925б. Бассейн рек Иркутка и Китоя. Изв. Геол. ком. (1924), т. 43, № 6.
- Тетяев М. М. 1925в. Ленско-Байкальская область. Восточная часть. Хим.-техн. справоч. Т. I. Ископаемое сырье. Ч. II.
- Тетяев М. М. 1927а. Геологическое исследование месторождения Сосновый Байц на р. Оноте. Изв. Геол. ком. (1926), т. 45, № 4.
- Тетяев М. М. 1927б. Явления шарриажа в Восточном Саяне. Вестн. Геол. ком., т. II, № 10.
- Тетяев М. М. 1928а. К разрезу кембрия в Западном Прибайкалье и в Восточном Саяне. Вестн. Геол. ком., т. III, № 3.
- Тетяев М. М. 1928б. О шарриажах Восточной Сибири. Геол. вестн., т. VI, № 4—6.
- Тетяев М. М. 1932. Пояс альпийской складчатости на востоке СССР. Тр. 1-го Вост.-Сиб. научно-исслед. съезда, вып. 1, геол. секция, Иркутск.
- Тетяев М. М. 1933. Принципы геотектонического районирования территории СССР. Пробл. сов. геол., т. I, № 1.
- Тетяев М. М. 1934а. Основы геотектоники. ОНТИ.
- Тетяев М. М. 1934б. Южная окраина Иркутского угленосного бассейна. Тр. ЦНИГРИ, вып. 2.
- Тетяев М. М. 1937а. Геологический разрез по реке Ангаре между Иркутском и Байкалом. Сб. Сибирская экскурсия Междунар. геол. конгр. Вып. 1. Восточная Сибирь.
- Тетяев М. М. 1937б. Геология района озера Байкал. Сб. Сибирская экскурсия Междунар. геол. конгр. Вып. 1. Восточная Сибирь.
- Тетяев М. М. и Шейнманн Ю. М. 1937в. От станции Слюдянка до гор. Улан-Удэ. Сибирская экскурсия Междунар. геол. конгр. Вып. 1. Восточная Сибирь.
- Тетяев М. М. 1938. Геотектоника СССР. ГОНТИ.
- Тетяев М. М. 1939. Геотектоника советской Азии. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. 1937 г., т. I.
- Тетяев М. М. 1941. Основы геотектоники. Изд. 2. Госгеолиздат.
- Тимофеев Б. В. 1955. Находки спор в кембрийских и докембрийских отложениях Восточной Сибири. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 105, № 3.
- Титов Д. В. 1956. Нижний палеозой Восточного Саяна. В кн. «Тез. докл. на межд. совещ. по разработке унифицир. стратиграфических схем Сибири. Секция стратиграфии докембрия».
- Тихонов В. Л. 1957а. К стратиграфии Средне-Витимской горной страны. Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 1 (XXII).
- Тихонов В. Л. 1958. Основные черты тектоники северной части Средне-Витимской горной страны. Тр. 1-го совещания по металлогении Зап. Забайкалья. Иркутск.
- Ткаченко Б. В., Михайлов А. Ф., Тест Б. И. 1940. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Нижней Тунгуски. Тр. Аркт. ин-та, т. 174.
- Толль Э. В. 1895. О распространении кембрийских и нижнесилурийских отложений в Сибири. Зап. Минер. об-ва, ч. 33, № 1.

- Голстихин Н. И. 1933. К вопросу об инженерно-геологических условиях сооружений Ангарстроя. Разведка недр, № 3.
- Голстихин Н. И. 1938. Провинции минеральных вод СССР. Проблемы сов. геологии, № 3.
- Голстихин Н. И. 1947. Подземные воды Иркутской области. В кн. Конфер. по изучен. произв. сил Ирк. обл. Тез. докл.
- Третьяков П. 1869. Туруханский край Зап. Имп. русск. геогр. об-ва по общ. геогр., т. II.
- Трофимов В. С. 1940. Новые данные по геологии центральной части Восточных Саян. БМОИП, отд. геол., т. XVIII, вып. 5—6.
- Труфанова А. П. 1949. Траппы восточной части Тунгусского бассейна и их металлоносность. Очерки по геологии и геоморфологии восточной части Тунгусского бассейна. Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 22.
- Труфанова А. П. 1956. Государственная геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000. Лист Р-48. (Ванавара). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат.
- Тугаринов А. Я. 1925. Географические ландшафты Приенисейского края.
- Туголесов Д. А. 1952. К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Тюменцев Н. В. 1941. К вопросу о геологическом возрасте стоянки Буреть. Краткие сообщения и доклады о полевых исследованиях ин-та истории материальной культуры, т. X.
- Угланов И. Н. 1958. Основные этапы рельефообразования верхнего Заангарья. Науч. докл. высшей школы (геол.-геогр. науки), № 1.
- Унксов В. А. 1934. Траппы района рек Уды—Чуны—Тасеевой Восточной Сибири. Тр. СОПС АН СССР, сер. Сибирская, вып. 18.
- Файнштейн Г. X. 1949. Основные черты геологического строения восточной части Тунгусского бассейна. Очерки по геологии и геоморфологии восточной части Тунгусского бассейна. Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 22.
- Флерова Н. А. 1959. К вопросу о расчленении ордовика и силура северо-восточного погружения Прибайкальского прогиба. Тр. ВНИГРИ, вып. 130.
- Флоренсов Н. А. 1937. Угли Восточно-Сибирской области. Популярный очерк. Иркутск.
- Флоренсов Н. А. 1940. [Рецензия на кн. В. В. Домбровского «Геология Байкало-Патомского нагорья»]. Недр Восточной Сибири.
- Флоренсов Н. А. 1941. К вопросу о тектонике центральной части Восточных Саян. Тр. Вост.-Сиб. гос. ун-та, т. 2, вып. 2.
- Флоренсов Н. А. 1945. Ботогольское месторождение графита. Мат. по геол. месторождений нерудн. полезн. ископ. Сибири, вып. 1, Иркутск, трест «Сибгеолнеруд».
- Флоренсов Н. А. 1947а. Современное состояние геологической изученности минеральных ресурсов Восточной Сибири и перспективы дальнейших исследований. В кн. «Конфер. по изуч. произв. сил Ирк. обл.» Тез. докладов.
- Флоренсов Н. А. 1947б. Геологический очерк Ботогольского месторождения графита в Восточных Саянах. Сб. Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования. Иркутск.
- Флоренсов Н. А. 1948. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Флоренсов Н. А., Тресков А. А. 1951. Мондинское землетрясение. Бюлл. Совета сейсмол. АН СССР, вып. 1.
- Флоренсов Н. А. и Лоскутова Н. В. 1953. Новые данные о Тункинских вулканах (Западное Прибайкалье). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Флоренсов Н. А. 1954а. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа. Вопр. геол. Азии. Вып. 1. Изд. АН СССР.
- Флоренсов Н. А. 1954б. Проблемы изучения неотектоники на территории Бурят-Монгольской АССР. Мат. по изуч. произв. сил БМАССР, вып. 1, Улан-Удэ.
- Флоренсов Н. А. 1956. К геологии межгорных впадин Прибайкалья и Ближнего Забайкалья. Мат. по изуч. произв. сил БМАССР, вып. 2.
- Флоренсов Н. А. 1958. К палеогеографии континентального мезозоя на юге Восточной Сибири. Изв. Сиб. отд. АН СССР, № 4.
- Фредерикс Г. 1915. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Иркутской губ. летом 1914. Изв. Геол. ком., № 9.
- Фредерикс Г. 1916. Палеонтологические заметки. О некоторых верхнепалеозойских брахиоподах Евразии. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 156.
- Фролова Н. В. и Клековкин Н. Ф. 1945. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки Алданских месторождений флогопита. Тр. Алд. геол.-разв. эксл., вып. 2, Алдан, трест «Сибгеолнеруд».

- Фролова Н. В. 1950. О наиболее древних осадочных породах Земли (к проблеме происхождения гранитов). Природа, № 9.
- Фролова Н. В. 1951. Об условиях осадконакопления в архейской эре. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. V, сер. геол., вып. 2.
- Фролова Н. В. 1952. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири. Резюме доклада. Вестн. АН СССР, вып. 3, сесс. отд. геолого-геогр. наук.
- Фролова Н. В. 1953. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Фролова Н. В. 1955а. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований на примере архея Восточной Сибири. Вопросы геологии Азии. Т. II. АН СССР.
- Фролова Н. В. 1955б. Геологический очерк средней части Лено-Киренгского междуречья. Очерки по геологии Сибири. Вып. 18. Изд. АН СССР.
- Фролова Н. В. 1956. Стратиграфия археозоя юго-восточной части Восточной Сибири. Тез. докл. совещ. по разработке унифицир. стратиграф. схем Сибири. Секция стратиграфии докембрия.
- Фролова Н. В. 1958. Стратиграфия архея юго-восточной части Восточной Сибири. Тр. Межд. совещ. по разработке унифицир. стратиграф. схем Сибири 1956 г. Докл. по стратиграфии докембрийских отложений.
- Хазанович К. К. 1940. Геологическое строение среднего течения рек Уды и Икея (Восточный Саян). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Хахлов В. А. 1924. Ископаемые растения Иркутского угленосного бассейна. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., т. IV, вып. 2, Томск.
- Хахлов В. А. 1937. О расчленении пермокарбонных отложений северо-западной части Азии. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 1, Томск.
- Хахлов В. А. 1940. Стратиграфия Тунгусского угленосного бассейна на основании изучения ископаемой флоры. Тр. Научн. конфер. по изуч. и освоению произв. сил Сибири, т. II. Томск. гос. ун-т.
- Хоментовский А. С. 1938а. Материалы по геологии и полезным ископаемым восточной окраины Енисейского края. Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. XVII.
- Хоментовский А. С. 1938б. Чунская глыба — структурный элемент Сибирской платформы. Пробл. сов. геол., № 6.
- Хоментовский А. С. 1942. Признаки верхнепалеозойского оледенения в южной части Сибирской платформы. БМОИП, нов. сер., т. III.
- Хоментовский А. С. 1945. Структура и тектоника юго-западной части Сибирской платформы. БМОИП, отд. геол., вып. 5/6.
- Хоментовский А. С. 1947. О девоне Канского бассейна. БМОИП, отд. геол., т. 22, № 6.
- Хоментовский А. С. 1948а. Предгорные впадины и угленосность. Тр. Геол.-исслед. бюро Гл. геол.-разв. упр., вып. 4.
- Хоментовский А. С. 1948б. Признаки верхнепалеозойского оледенения в южной части Сибирской платформы. БМОИП, нов. сер., отд. геол., т. XXIII, вып. 4.
- Хоментовский А. С. 1950. Некоторые данные по геологии Туманшетского соленосного района (Восточная Сибирь). Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., нов. сер., отд. геол., т. XXV, вып. 3.
- Хоментовский А. С. 1951. Схема структурно-генетической классификации угленосных бассейнов. Сб. Геолого-исследовательские работы. Углетехиздат.
- Чекановский А. Л. 1869. Геологические исследования в Иркутской губ. Изв. Русск. геогр. об-ва, кн. V, отд. II.
- Чекановский А. Л. 1870а. Дополнение к статье «О геологическом исследовании Иркутской губ.», помещенной в Отчете Сиб. отдела за 1869 г. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. VI.
- Чекановский А. Л. 1870б. Местность у юго-западной оконечности Байкала в отношении ее геологического характера. Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. I.
- Чекановский А. Л. 1870в. Предварительные сообщения о результатах геологических исследований, произведенных в Иркутской губ. в 1869 г. Отчет Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва за 1869 г.
- Чекановский А. Л. 1871. Краткий отчет о результатах исследований в лето 1871 г. (занятия по геологическому исследованию Ирк. губ.). Дополнительное исследование. Экскурсия на Ангарские пороги. Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. II, № 5.
- Чекановский А. Л. 1873а. Эпохи последовательного геологического образования площади, заключающейся между р. Енисеем и р. Леной. Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. IV, № 5.

- Чекановский А. Л. 1873б. Сведения об экспедиции на Нижнюю Тунгуску (из писем к секретарю общества). Изв. Русск. геогр. об-ва, т. IX, № 7, отд. II.
- Чекановский А. Л. 1874а. Геологическое исследование в Иркутской губернии, совершенное по поручению Сибирского отдела Русского географического общества. Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. II.
- Чекановский А. Л. 1874б. Экспедиция на Нижнюю Тунгуску (последнее письмо к секретарю общества). Изв. Русск. геогр. об-ва, т. X, отд. II.
- Чекановский А. Л. 1896. Дневник экспедиции по рекам Нижней Тунгуске, Оленеку и Лене в 1873—1875 годах. Зап. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., т. XX, № 1.
- Черкесов В. Ю. 1931а. Стратиграфический разрез палеозойских отложений в районе Ангарских порогов. Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. 50, вып. 60.
- Черкесов В. Ю. 1931б. Основной стратиграфический разрез района верхнего течения р. Лены. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. 50, вып. 63.
- Чернышев Б. И. 1953. Новые членистоногие с р. Ангары. Ежегодн. Всес. палеонт. об-ва, т. 14.
- Чернышева Н. Е. 1955. Стратиграфия кембрийских отложений юго-восточной окраины Сибирской платформы. Мат. по геол. Сиб. платформы, ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 7.
- Черский И. Д. 1872. Несколько слов о вырытых в Иркутске изделиях каменного периода. Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. III, № 3.
- Черский И. Д. 1874. Заметка об ископаемых остатках северного оленя, вырытых в окрестностях г. Иркутска, и о современной им фауне. Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. V, № 2.
- Черский И. Д. 1876а. Краткий отчет об исследовании течения р. Иркутка от Торской котловины до устья в р. Ангару. Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. VII, № 4/5.
- Черский И. Д. 1876б. Отчет об исследовании Нижнеудинской пещеры. Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. VII, № 2/3.
- Черский И. Д. 1877а. Вопрос о возрасте некоторых пород, развитых в Иркутской губернии. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. VIII, № 1/2.
- Черский И. Д. 1877б. Мнения о бывшем в послетретичный период весьма значительном распространении вод Ледовитого океана в Сибири. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. VIII, № 1/2.
- Черский И. Д. 1878а. Из письма из с. Лиственичного от 1 июня 1878 г. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. IX, № 3/4.
- Черский И. Д. 1878б. Предварительные отчеты о геологическом исследовании береговой полосы оз. Байкал. Год 1-й (1877) и год 2-й (1878). Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. IX, № 1/2 и № 5/6.
- Черский И. Д. 1878в. Минеральные богатства местности, принадлежащей г. Иркутску. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. IX, № 3/4.
- Черский И. Д. 1881а. Некоторые примечания к описанию Байкала К. Риттера, помещенному в его «Землеведении Азии». Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. XII, № 4/5.
- Черский И. Д. 1881б. К вопросу о следах древних ледников в Вост. Сибири (система р. Лены, Байкала, Иркутка, Китоя и Белой). Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. XII, № 4/5.
- Черский И. Д. 1881в. Предварительные отчеты геологических исследований береговой полосы оз. Байкал. Год 4-й (1880). Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. XII, № 2/3.
- Черский И. Д. 1885а. Геологическая экскурсия на высокое плоскогорье (система р. Селенги и берег Байкала между устьями рр. Селенги и Кики). Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. XIII, № 1/2.
- Черский И. Д. 1885б. Естественно-исторические наблюдения и заметки, сделанные на пути от Иркутска до с. Преображенского на р. Нижней Тунгуске. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. XVI, № 1/3.
- Черский И. Д. 1886а. К геологии Внутренней Азии. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. XVII, вып. 2 (протоколы).
- Черский И. Д. 1886б. О результатах исследования оз. Байкал. Зап. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., т. XV, № 3.
- Черский И. Д. 1886в. Отчет о геологическом исследовании береговой полосы озера Байкал, произведенном по поручению Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва. Записки Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. XII.
- Черский И. Д. 1887. О послетретичных образованиях Сибири. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. XVIII, 1—6 (протоколы).

- Черский И. Д. 1888а. Об ископаемой фауне Нижнеудинской пещеры. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., отд. зоол., т. XIX.
- Черский И. Д. 1888б. Геологическое исследование Сибирского почтового тракта от оз. Байкал до восточного склона хр. Уральского, а также путей, ведущих к Падунскому порогу на р. Ангаре и в г. Минусинск. Зап. Акад. Наук, т. LIX, № 2.
- Черский И. Д. 1889. О результатах исследования оз. Байкала. Мат. для «Геологии России», т. XIII.
- Черский И. Д. 1891. Описание коллекции послетретичных млекопитающих животных, собранных Новосибирской экспедицией 1885—1886 г. Зап. Акад. Наук, т. 65, прил. 1.
- Чумак Н. М. 1956. К стратиграфии северной окраины Патомского нагорья. Докл. АН СССР, т. III, № 4.
- Шатский Н. С. 1932. Основные черты тектоники Сибирской платформы. БМОИП, нов. сер., отд. геол., т. X, № 3/4.
- Шатский Н. С. 1933. К тектонике Юго-Восточного Прибайкалья. Пробл. сов. геол., № 2.
- Шведов Н. А. 1939. К стратиграфии верхнепалеозойских угленосных отложений в районе нижнего течения р. Нижней Тунгуски. Пробл. Арктики, № 2.
- Шмидт Ф. В. 1886. Обзор окаменелостей, найденных в Вилкойском крае.
- Шорохов Л. М. 1931. Геологическое строение северной части Окско-Ийского водораздела. Изв. Зап.-Сиб. геол.-разв. упр., т. XI, вып. 1.
- Шорохов Л. М. 1933. Тунгусский угленосный бассейн. В кн. «Угленосные районы Сибири».
- Эйно О. Л. 1940а. Пермо-триасовая фаза тектогенеза в верхнепалеозойских угленосных бассейнах Сибири. Проблемы Арктики, № 3.
- Эйно О. Л. 1940б. Стратиграфия ангарской серии в бассейне реки Нижней Тунгуски. Пробл. Арктики, № 12.
- Эйно О. Л. 1957. Основные черты палеогеографии Сибири в каменноугольном и пермском периодах. Тр. 1 сессии Всес. палеонтолог. об-ва.
- Эйно О. Л. 1958. Корреляция и возраст основных разрезов верхнего палеозоя Печерско-Кузнецкой угленосной области. Сов. геология, № 1.
- Юдин Г. Л. 1938. Об эрратических валунах в толще рыхлых образований Ленского района. Сов. геол., № 12.
- Яворовский П. К. 1898. Геологические исследования на р. Ангаре в 1895 г. Краткий предв. отчет. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 7.
- Яковлев В. К. 1904. Геологическое исследование участка Кругобайкальской ж. д., ст. Мысовая—Переемная—Култук. Геол. исслед. вдоль линии Кругобайкальской ж. д., вып. 1. Мин-во пут. сообщ.
- Яржемский Я. Я. 1936. К литологии среднего кембрия Приангарья. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. 16.
- Яржемский Я. Я. 1938а. К литологии окрестностей ст. Половина. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. XXV.
- Яржемский Я. Я. 1938б. К стратиграфии среднего кембрия юго-восточной оконечности Средне-Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Яценко А. А. 1950. Об оледенении Байкальской горной области. Вопросы географии, сб. 21. Геоморфология.
- Яценко А. А. 1956. Наблюдения над террасами некоторых рек Байкальской горной области. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6.
- Ячевский Л. 1894. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1893. Горн. журн., гл. II, кн. 6.
- Bell, Tohn of Antermony. 1763. Travels from St. Petersburg in Russia to diverse parte of Asia. Glasgow, vv. I and II.
- De Launay L. 1909. La metallogenie de l'Asie. Russe. Ann. cl. Mines, t. XV.
- De Launay L. 1911. La geologie et les richesses minerales de l'Asie. Libr. Polytechn. Ch. Beranger, Paris.
- Ermann A. 1843. Ueber die geognostischen Verhaltnisse von Nord-Asien in Beziehung auf das Gold-Vorkommen in diesem Erdtheile. Arch. fur wissenschaft. Kunde von Russland. Bd. III. Heft I.
- Ermann A. 1861. Ueber Barometerbeobachtungen in Nord-Asien und deren hypsometrische Anwendung. Arch. fur wissenschaft. Kunde von Russland, Berlin, Bd. XX.
- Ermann A. 1865. Ueber Erdleben in der Umgegend des Baikal. Arch. fur wissenschaft. Kunde von Russland, Berlin, Bd. XXIV.
- Georgi T. G. 1775. Bemerkungen einer Reise im Russischen Reich in den Jahren 1772, 1773 und 1774. Bd. I und II, St. Petersburg.

- Georgi T. G. 1797—1800. Geographisch-physikalische und naturhistor. Beschreibung des Russischen Reiches zur Übersicht bis heriger Kenntniss von dem selber 3 Theils in 9 Band. Königsberg.
- Girard Dr. 1843. Bestimmung einiger von A. Ermann im Europäischen Russland und Nord-Asien gesammelten Thier-Versteinerungen (Mit. einer Kupfertafel). Arch. für wissensch. Kunde von Russland. Bd. III, Heft 3.
- Gmelin S. G. 1768. De glacial Mariae Ruthenica. Now. Commenter. Acad. Sci. Imp. Petropol., pro anno 1766—1767. Petropoli.
- Go Than W. 1901. Über einige permo-carbonische Pflanzen von der Unteren Tunguska (Sibirien). «Zeit. d. Deut. Gesellsch.».
- Malcolm B., Weiss P. 1957. Upper middle ordovician stratigraphy of Filimore, County, Minnesota. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, N 8.
- Messerschmidts D. G. 1782. Reise in Daurien im Jahre 1724. Pallas, Neue Nord. Beiträge, Bd. III.
- Pallas R. S. 1783. Ueber die Orographie von Siberien physikalische Arbeiten der einträchtigen Freund in Wiene, aufgesammelt von Ignas Edlen von Born. Wien. Bd. I, Quart, I.
- Reeves C. C. 1958. Stratigraphy of Northwestern wind river Basin and Range, Dubois Area, Fremont County, Wyoming. Bull. Amer. Assoc. petrol. geol., v. 42, N 10.
- Salop L. I. 1956. Magmatic phenomena in relation to the development of tectonic in the Baikalide geosyncline region. XX Congr. Geol. Intern., Resumenes de les trabajos presentados, Mexico.
- Schmalhausen J. 1879. Jura-Flora den Unteren Tunguska in «Beiträge zur Jura-Flora Russlands». Mem. de l'Acad. des Sciences de St.-Petersburg. VII ser., t. XXVII, N 4.
- Schmalhausen J. 1880. Beiträge zur Jura-Flora Russlands. Mem. de l'Acad. des Sciences de St.-Petersburg, VII ser., t. XXVII, N 4.
- Suess E. 1898. Ueber die Assymetrie der nördlichen Halbkugel. Sitz.-Bericht. d. Keiser. Akad. d. Wissensch. Mat.-Natur. Classe, Wien Bd. 107, Abt. I.
- Suess E. 1901. Das Antlitz der Erde. Bd. III. Berlin.
- Zeiller R. 1896. Remarques sur la flora fossile de l'Altai. Bull. Soc. Geol. France, Paris.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

А

Абан село 412
Абиссиния 321
Агул река 39, 67, 199—203, 205—207,
209, 210, 315, 317, 318, 383
Агульские белки 18
Адон река 320
Азей блокпост 265
Азия 10, 11, 281, 357, 386, 403
Айнык река 277
Академический хребет 26, 109
Акитканский хребет 89, 119, 335, 338,
392, 395
Ак-Суг река 319
Алангар река 28
Алдан река 297
Алят озеро 438
Амалык река 103, 106, 339
Американский континент 195
Амурская область 327
Анангра река 339, 453
Анга река 47, 90, 97, 99, 100, 288, 331,
332, 434
Ангара река 9, 12, 14, 16—19, 21, 24—26,
31, 32, 34—38, 42, 54, 60, 94, 96, 135,
139, 146, 155—157, 159—161, 173, 178,
182, 186, 188—190, 192, 193, 218—226,
230—234, 236, 241, 249, 250, 252, 258,
267, 270, 275—277, 285, 292, 293, 295,
297, 298, 300, 302—305, 307, 348, 353,
410, 411, 413, 415, 417, 423, 425, 428,
430—432, 438—445
Ангаро-Ленский тракт 37
Ангарск город 31, 34, 35, 37, 321
Ангарская возвышенность 426, 427, 439,
440
Ангарские пороги 179
Андот река 64, 65
Анзёбь деревня 353, 355
Анкула деревня 246
Апка река 228, 239
Арал мыс 324
Аргентина 186
Арзама река 75
Ардумей поселок 302
Архут река 372
Аршан поселок 165, 166, 374, 407
Ашкасок река 203
Ая бухта 60

Б

Базой село 290, 292, 294
Байкал озеро (впадина) 9, 18, 20—28,
35, 37, 40, 41, 45, 47, 52, 54—56,
58, 60, 61, 79, 82, 89, 90, 92, 94,
96, 109, 110, 126, 128, 135, 258, 259,
262, 264, 276, 284, 286, 299, 301, 303,
307, 322, 324, 325, 331, 334, 335, 337,
363, 364, 368, 374, 382, 388, 395, 402,
403, 409, 419, 424, 434, 440, 448, 449,
451, 459
Байкал станция 47, 54, 56
Байкало-Патомское нагорье (горная
страна) 7, 12, 14, 15, 39—41, 43—45,
89, 123, 125, 127—130, 132—138, 249,
322, 323, 329, 359, 360, 362, 386, 387,
402—404, 408, 409, 420—422, 459, 460,
466
Байкальская Рассоха река 250
Байкальский хребет 21—24, 28, 83, 88,
113, 120, 392, 395, 396, 426, 433
Байкальское нагорье (горная область)
10—12, 16, 20, 21, 39, 44, 45, 81, 103,
105, 122, 174, 178, 211, 212, 214—218,
281, 282, 301, 322—324, 330, 337, 342,
345, 348, 386, 387, 389, 399—402, 404,
420, 421, 423, 424, 428, 432—434, 446,
459—463, 467
Бакланий мыс 449
Балаганск село 18, 26, 142, 299, 308
Балаганская степь 159
Балаганский район 18
Баллаганах река 111—113, 115, 116, 134,
328, 339
Баншиково деревня 223, 249
Барбитай река 60, 382
Баргузин река 343
Бархатовские копи 270
Башир река 65
Башкан хребет 74
Баяндай поселок 148, 285, 291, 292, 302,
409
Беды-Хем река 163
Безымянка падь (р.) 76, 77
Безымянная падь 63
Белая река 16, 24, 25, 28, 32, 142, 156,
258, 300, 304, 305, 308, 379, 408, 413,
437, 445, 463

- Белая Зима река 68, 70, 74, 75, 77,
133, 320, 374
Бельск с. 138, 152, 154
Березовское село 24
Березовый хребет 439
Бий-Хем река 163, 322
Билюта река 71
Бирамья река 343
Бирюса река 18, 24, 44, 142, 147, 149,
152, 154, 162, 163, 165—172, 186, 196,
199, 253, 254, 257, 283, 311, 314—318,
362, 363, 365, 380, 407, 425, 432
Бирюсинский хребет 18
Благовещенский прииск 22
Ближняя тайга 136
Бобры ручей 224
Богатырь поселок 170
Богучаны село 173
Бодайбинский район 36, 38, 114
Бодайбо город 10, 38
Бодайбо река 454—457
Божехан село 142
Большая ручей 276
Большая Белая река 58—60, 68, 70—
74, 77, 154, 315, 368, 378, 417, 437—
439
Большая Бирюса река 62, 68, 165, 317,
318, 374, 381, 382, 384
Большая Бугульдейка река 332
Большая Ерёма река 226, 233, 246,
247, 410
Большая Ерма река 58, 60, 74, 376
Большая Зима река 72
Большая Зимовная река 378
Большая Ильмига река 272
Большая Иреть река 438
Большая Падра река 108, 333, 335
Большая Песчанка река 111
Большая Разводная село 138, 142, 151
Большая Речка село 443
Большая Тагна река 320
Большая Чуя река 103, 107, 111—113,
115, 116, 121, 125, 134, 136, 327, 328,
330, 337, 362, 395
Большая Янгоза река 73, 203, 206
Большеокинское село 189
Большие Коты поселок 47, 276
Большие Онгурёны село 81
Большие Угли река 363
Большой Анай река 88, 90—92, 94,
95, 97—100
Большой Елохой река 28
Большой Жидой река 321
Большой Нарын река 376
Большой Патом река 111, 115, 116, 119,
121, 132, 134, 135, 339, 364, 398, 399,
455, 457
Большой Ушканий остров 27
Большой Челедуй река 226
Большой Шибитой река 208
Борисово деревня 349
Борки урочище 226
Бортина Первая река 376
Ботогол голец 316—318
- Бохан село 142, 148, 154, 259
Боханский район 142, 146, 156
Брамань река 363
Братск город 31, 35, 36, 38, 185, 193,
258, 412
Братская ГЭС 24, 32, 33, 36, 38
Братский район 349, 353
Бугульдейка деревня 324
Бугульдейка река 47, 94, 95, 99, 100,
140, 331, 409, 434
Бугульминский голец 318
Будагово село 265
Буйречта ручей 131
Булай село 151
Булгара река 90, 91
Булунда ручей 102, 107, 125
Булбухта река 111—113, 115, 134
Бургас село 269
Буреть село 300, 306, 307
Бурятская АССР (Бурятия) 35, 37, 63,
102, 107, 111, 126, 162, 178, 211, 285,
287, 313, 314, 322, 330—332, 338, 341—
343, 345, 365, 368, 384, 394, 424, 467
Бушканай река 320
Быстрая река 310
- В**
- Валукан мыс 26
Вача река 453, 454, 457
Введенское село 152
Верхний Елохой река 437
Верхняя Ангара река 343
Верхняя Кочема река 237, 241, 246
Верхняя Пульваногна река 246
Верхняя Субличка река 68
Верхняя Язовая река 115
Верхоянье 279
Виллой река 195, 234, 239, 245, 247, 248,
255, 258, 260, 350, 405
Витим река 16, 22, 24—26, 32, 36, 39,
41, 103, 107, 111—113, 115, 119, 134,
174, 178, 211, 327, 328, 330, 332, 341,
362, 364, 392, 395, 398, 409, 422, 451,
454, 455, 457, 461, 462
Витимкан река 343
Витимо-Патомское нагорье 129, 138, 408,
457
Витимский поселок (Витимск) 10
Витимское плоскогорье 29, 288
Вихорева река 189
Ворой хребет 435
Воронцовка деревня 115
Восточная Азия 41, 279, 283, 465
Восточная Сибирь 7, 9—15, 24, 31—33,
35, 40, 43, 44, 47, 49—52, 60, 61, 139,
219, 259, 282—284, 293, 296—298, 312,
322, 359, 360, 367, 386, 403, 404, 419—
421, 423, 424, 451, 459—461, 466, 467
Восточное Забайкалье 260, 280
Восточное Прибайкалье 102
Восточно-Саянское нагорье (Восточный
Саян) 7, 10, 11, 13—16, 18, 21, 23, 28,
30, 36, 39—45, 47, 49, 51, 52, 56, 59—
63, 73, 77, 125—138, 146, 149, 162, 178,
194, 199, 203, 207, 211, 212, 214—218,

258, 261, 262, 264, 266, 268, 277, 281,
282, 296—298, 300—302, 307—319, 321,
322, 359, 361—370, 374, 375, 382; 384,
385, 403, 404, 407, 417, 420—424, 426,
429, 438, 439, 445—448, 450, 451, 459,
460, 462, 463, 466, 467
Восточно-Сибирская ж. д. 36, 198, 218

Г

Гаринайский хребет 16
Георгиевка поселок 169
Гилиндра река 363
Глубокая ручей 85
Голландский ключ 49
Головинская станция 275
Голоустная река 79, 94—100
Голоустное село 27, 94, 135, 335
Голуметь село 276
Горбылок ручей 110
Грандиозный пик 18
Гребенки скалы 170
Гренландия 259
Грифельная гора 378
Гришево станция 275
Громатуха река 111, 115
Гуиндра река 396
Гусиное озеро 258
Гутар река 65, 67, 73, 199, 201, 202, 314,
317, 318, 365, 383
Гутарский хребет 18

Д

Дабат река 276
Дальний Восток 32, 35
Дальняя тайга 136
Дарлик река 203
Делюн-Оронский порог 24
Делюн-Уранский хребет 102, 124, 125,
128, 391, 399, 452
Дербино река 384
Джида река 313, 365
Джиллинда река 115
Джуглым река 384
Дзун-Мурын-река 310
Диби река 277, 314
Добрый Шарагун река 437
Дода река 73
Додыхта река 458
Долгий ручей 168
Долгий Луг село 193
Долоново село 189, 193
Домугда река 120, 338
Дудинка река 219

Е

Европа 300
Европейская часть СССР 41
Едарма река 24, 221, 222, 224
Ейка река 229, 235, 239, 241, 359
Еланцы село 47
Еловка река 224
Елохой река 376, 437
Елохина река 289

32 Иркутская обл.

Елохин мыс 81, 86—89
Енисей река 11, 18, 24, 219, 445
Енисейский кряж 126, 173, 411
Ерёма деревня 246
Ерёма река 437
Еремокан река 247
Ерма река 64, 74, 75, 77, 135, 316, 317,
377
Ерминская горная цепь 322
Ермосхин хребет 74, 373
Ершово деревня 223, 249, 252

Ж

Жданова порог 226
Желгукта река 112
Жердовка деревня 268
Жигалово поселок 148, 151, 152, 154, 416,
435
Жуя река 14, 111, 112, 115, 119, 327,
328, 339, 340, 362, 390, 393, 399

З

Забайкалье 9, 35, 39, 47, 211, 258, 264,
279, 284, 299, 322, 403, 423, 424, 451,
466
Залари река 276
Залари поселок 415
Заларинский район 35
Зама падь 85
Зама река 82, 83
Западная Европа 191
Западная Сибирь 31, 260
Западное Забайкалье 9, 123, 333, 402
Западное Прибайкалье 55, 56, 60, 61,
79—81, 88, 89, 92—94, 96, 98—100, 113,
119, 121—123, 125, 127—130, 132—139,
142, 144, 149, 155, 289, 294, 301, 322—
324, 326, 330, 335, 360, 363, 386, 387,
390—392, 402, 408, 421, 450
Западный Саян 368
Заярск поселок 36, 37, 188, 193, 411,
440
Зеген-Гол река 378
Зелинда река 222, 224
Зима город 35, 38, 259, 272, 275, 438
Зима река 65, 70—72, 75, 369, 374, 439
Знаменка село 417
Золотыкан река 93
Зоной урочище 83
Зундук река 82, 83
Зыркузунское ущелье 56

И

Иекса гора 245
Ижемей мыс 26
Изан река 380
Икей река 380
Илга река 409
Иликтя ручей 84, 85, 96—98
Илим река 9, 12, 16, 24, 36, 158, 161,
182, 188, 191—193, 195, 216, 220—222,
234, 249, 250, 293, 298, 304, 305, 348,
349, 366, 410, 411, 428, 465

Илимпея река 227, 228, 235, 239, 242
 Илимский хребет 439
 Ильча-Мотское ущелье 446
 Инаригда поселок 228, 239
 Инаригда река 239
 Инжигей река 207, 209
 Иногли река 240
 Интей остров 189
 Ирба село 223
 Иреть река 58, 60, 99, 100
 Иркут река 16, 24, 25, 32, 56, 60, 63, 71, 131, 147, 149, 152, 168, 371, 372, 374, 407, 408, 438, 439, 441, 446
 Иркутск город 9, 10, 25, 31, 33—37, 139, 258, 261, 266—268, 270, 278, 306, 438, 441, 443
 Иркутская ГЭС 26, 32, 33, 37
 Иркутская область 7—9, 13, 15, 16, 18, 22, 24, 26, 28—30, 32, 33, 35, 36, 39, 41—45, 47—49, 51, 52, 55, 59—61, 63, 101, 125, 126, 137, 162, 163, 176, 211, 212, 216—218, 231, 236, 278, 280, 281, 283—286, 288, 296, 298, 300, 304—306, 312, 313, 322, 327, 329, 331, 332, 338, 343, 346—350, 352, 353, 359, 365, 366, 368, 371, 376, 383, 384, 386, 387, 405, 419, 420, 423—427, 446, 447, 459, 463—467
 Ирсы урочище 163
 Ичера река 159
 Ия река 18, 20, 24, 29, 59, 60, 62, 68, 69, 72, 73, 76, 77, 131, 133, 135, 136, 162—169, 171, 172, 174, 182, 186—189, 193, 199, 203, 260, 272, 273, 302, 304, 308, 311, 314, 317, 318, 349, 365, 367, 373, 374, 377, 378, 380, 382, 384, 407, 411, 441, 446

К

Кабанья река 126
 Каверга река 456
 Када река 439, 440
 Кадильная падь 96
 Кадильный мыс 97
 Кадыр-Ос река 73, 162
 Каз-Хем река 322
 Казыр река 18, 44, 62, 384
 Кайская гора 306
 Калар река 327
 Калга река 133
 Калтыгей деревня 324
 Калуга река 70
 Каменка река 380, 437
 Каменный ручей 115
 Камыжинская Шадара река 437
 Камышет село 422
 Камышет станция 198, 417
 Кан река 210
 Канск город 33
 Канский район 218
 Кара-Бурень река 73, 162, 200, 203, 384
 Каралон река 392
 Карапчанка река 223, 249, 250
 Карлукская долина 290, 292

Карское море 24
 Картагонские болота 28
 Ката река 219—222, 224, 236, 348
 Ката село 410
 Катанга река 221, 233, 234, 239, 241, 249, 252, 293
 Катангский район 36, 37
 Качук поселок 10, 37, 435, 436
 Кевакта река 115, 339
 Кедровый мыс 21, 22, 337
 Кежда село 250, 292, 303, 410
 Кемерово город 33
 Кербит река 170
 Кеуль деревня 249
 Кеуль река 223, 224
 Кидуса река 143, 148
 Кизыр река 18, 41, 44
 Кика река 48
 Киляна река 108
 Кимильтей река 439
 Кирей река 272, 320
 Киренга река 16, 18, 24, 89, 132, 141, 144, 150, 155, 159, 187, 297, 299, 389, 408—410, 425, 432, 433, 435
 Киренск город 25, 38, 182, 187
 Кистеневе деревня 435
 Китайская Народная Республика (Китай) — 195
 Китой река 16, 24, 25, 28, 32, 58, 60, 126, 131, 154, 270, 300, 302, 305, 308, 311, 314, 376, 408, 437—439, 441, 445
 Китой-Кин река 369, 376
 Китойский хребет 47
 Кичень река 203—206
 Кичера ручей 107
 Кова река 181, 349, 425
 Кодар хребет 328, 329, 362
 Колба река 384
 Колотовка рудник 363
 Кондратьево деревня 253
 Конкудеракан река 363
 Коновалово село 220
 Корюха река 116
 Косая степь село 92, 302
 Косогол озеро 424
 Котельниковский мыс 86, 99, 100
 Коты поселок 258
 Кочериково село 82, 83
 Красноярск город 33, 368
 Красноярский край 16, 35, 73, 77, 215, 250, 383
 Кременшет река 381
 Кропоткина хребет 22, 451
 Куанда река 328
 Куда река 44, 268, 285, 289, 292, 304, 308, 424, 432, 434, 436, 437, 441, 446
 Кузнецкий бассейн (Кузбасс) 206, 221, 222, 224—226, 228, 229
 Куйтун поселок 261, 264
 Куйтун река 71, 72, 374
 Кукшер река 382
 Кулгана мыс 90
 Куленга река 290
 Култук поселок (станция) 37, 49, 51, 54, 56

Култукский залив 18, 21, 26
 Кунгур зимовье 247
 Кунгус река 210
 Кункудера река 456
 Курга ручей 79, 82, 85, 88, 89, 94
 Курковочный ключ 49
 Курма река 83
 Куртун река 96
 Курят разъезд 349
 Кута река 416
 Кутакта ручей 225
 Кутима река 337, 433
 Кутулик село 142, 259, 412, 441
 Кырминская долина 290—292
 Кяхта город (станция) 10

Л

Лаптевых море 24
 Левая Мама река 345, 456, 457
 Левая Тонгода река 87, 93, 95, 100
 Левая Хайлама река 382
 Левый Мамакан река 452
 Левый Толококтай река 120
 Ледяной ручей 86
 Лена река 9—11, 16—18, 22, 24—26, 28, 29, 31, 32, 35—37, 81, 88, 89, 93—100, 116, 132, 139, 144, 150, 151, 159, 161, 178—180, 182, 184, 186—188, 191—193, 258, 290, 297—301, 303—305, 308, 389, 395, 416, 417, 425, 432, 434—436, 454, 455
 Лена станция 184, 188, 412
 Ленинград город (Петербург) — 211
 Лено-Енисейская возвышенность 47
 Ленская ж. д. 38, 198
 Ленская Шартла ручей 85
 Лидинское село 291
 Лимпея река 176
 Листвянка поселок 434
 Лонгдор голец 22, 451
 Лужки деревня 226
 Люка река 228, 239

М

Макарьевская падь 299
 Малая Белая река 28, 58, 60, 438, 439
 Малая Белета река 93
 Малая Биби река 64
 Малая Бирюса река 165, 200, 203, 204, 208, 317, 318, 383
 Малая Бултаха река 376
 Малая Ерёма река 237, 246, 366
 Малая Зимовная река 71, 378, 379
 Малая Иликта река 82, 85, 86
 Малая Иреть река 64, 71, 72, 132, 133, 147, 372, 374, 437
 Малая Коса мыс 110, 128
 Малая Коса падь 85, 88
 Малая Коса ручей 89, 109, 396
 Малая Култушная река 327
 Малая Падора (Малая Падра) р. 332, 335
 Малая Ургун-Охта река 114
 Малая Черемшанка река 376

Малая Чуя река 109, 119, 175, 337, 338
 Малая Янгоза река 73, 203
 Малая Яросама ручей 223
 Мало-Бирюсинский хребет 165
 Малое море 21, 26, 28, 35, 47, 325, 388
 Малые Коты река 276
 Малые Онгурёны село 83, 85
 Малый Агул река 203, 209, 383
 Малый Нарын река 376
 Малый Патом река 396
 Малый Тагул ручей 73, 77, 203, 369
 Малый Челедуй река 226
 Малышовка село 415
 Мальта село 306
 Мама поселок 38
 Мама река 103, 105, 107—109, 114, 122, 124, 125, 134—136, 327, 330—332, 339, 343, 345, 362—364, 391, 392, 399, 401, 451, 454—457, 463
 Мамакан поселок 451
 Мамакан река 108, 332, 341, 343, 345, 392, 400, 451, 454, 457
 Мамаканская ГЭС 38
 Мамско-Чуйский район 38, 43, 105
 Мамыр село 441
 Мангараж река 374, 380, 381
 Манзурка река 285, 289, 424
 Манзурка село 258
 Манзурская возвышенность 18, 21
 Манзурская долина 290, 292, 301
 Маньчжурия 189
 Мара река 380, 399
 Маракан река 457, 458
 Маритуй остров 441
 Марково деревня 413
 Марня поселок 168, 380
 Мартьянова река 68
 Мархая поселок 245
 Маршал ключ 102
 Матаган улус 413
 Медвежевка река 111, 115
 Медвежий ручей 378
 Медек ручей 59
 Мельзан село 291
 Мельхетейская пещера 18
 Мизра река 201, 206—208
 Миня река 109, 120, 135, 327
 Мироново село 185, 191, 431, 432
 Мишелевка поселок 413
 Мойеро река 189
 Молбо (Молво) река 347, 365, 367
 Монгольская Народная Республика (Монголия) 35, 37, 365, 424
 Моряны хребет 332
 Москва город 2, 3, 36, 37
 Московский тракт 37
 Московщина село 266, 268—270
 Моты деревня 147, 407
 Моты река 437
 Мужинай (Ульканский) ручей 89, 99, 100
 Муйский хребет 126
 Мунку-Сардык хребет 365
 Мура река 220, 223, 235, 237, 425
 Муруй деревня 19

Мурун голец 347
Мыдорма река 221
Мысовая станция 10

Н

Налюр село 19, 444
Наракские болота 28
Нарын река 376
Неванка село 223
Неляты поселок 328
Немба река 293
Немуй река 239
Непа река 45, 159, 191—193, 226, 230, 246, 405, 410, 415, 416, 430
Нерой рудник 315, 363
Нерпо река 342, 457
Нерса река 380
Нерха поселок 207
Нерха река 201, 203, 205—208, 383
Нерчинская Даурия 9
Нечера река 106, 327, 328, 390, 399
Нидым река 241
Нижне-Ангарск с. 37
Нижне-Илимский район 349
Нижнеудинск город 18, 38, 42, 45, 159, 259, 261, 264, 284, 431, 432, 464
Нижнеудинский район 36, 162, 349
Нижний Булай село 413
Нижняя Гоголевка станция 198
Нижняя Кочема река 227, 242
Нижняя Рассоха река 120
Нижняя Тугурма река 204
Нижняя Тунгуска река 16, 18, 24, 25, 28, 29, 36, 37, 42, 45, 159, 161, 218—221, 225—228, 230, 231, 233—237, 239, 240, 242—244, 246—249, 252, 254, 256—258, 281, 298, 303, 304, 348, 349, 405, 410, 411, 415, 423, 426, 427, 429—432, 440, 464
Нижняя Язовая река 111, 115, 116, 328, 330, 339, 362
Никола поселок 443
Ничатка озеро 119, 395
Новосибирск город 33, 36
Ново-Чунск село 35
Ноготой улус 291
Нукуты село 142
Ныгри река 458
Нюя река 159, 405, 408, 415

О

Огнит ручей 59, 164, 201
Одой река 65
Оёк село 436
Ока река 24, 29, 32, 34, 51, 59, 60, 68, 70—75, 77, 126, 135, 182, 186, 188, 189, 193, 258, 259, 262, 271, 277, 302, 304, 308, 312—315, 317—320, 349, 365, 367, 372—374, 378, 381, 383, 384, 407, 411, 437—441, 445, 446, 463
Окинская горная цепь 113, 322
Окунайка река 109, 120, 327
Олекма река 20, 24, 327

Олекмо-Витимская горная страна 10, 60, 328, 389
Олонгро река 106
Олонки село 270, 300
Олха река 76, 77, 99, 100, 137, 374, 407
Олха село 128, 135, 373
Ользоны село 289—292, 294
Ольхон остров 21, 23, 26, 27, 35, 47, 56, 60, 126, 286—288, 324, 325, 334, 388, 402, 419
Ольхонский тракт 149, 155
Омск город 34, 36
Онгуренский мыс 92
Онгурёны село 79
Оют река 28, 58, 60, 62—65, 125, 311, 372, 374, 376, 377, 384, 437
Онотская возвышенность 426
Онотский хребет 21, 301
Орда река 434
Ордынская долина 302
Орленгский хребет 16, 426, 433
Орон озеро 327
Орсо мыс 448
Оса река 288, 413, 441
Оса село 14, 142, 154
Осетрово порт 37
Осиновка село 353
Осиновый хребет 16

П

Падра река 111
Падунские пороги (Падун) 24, 36, 430
Парамский порог 24, 392
Патомское нагорье 16, 22, 101—103, 105, 106, 109, 111, 113—119, 122, 124, 133, 136, 138, 174—176, 296—298, 324, 326, 327, 335, 339, 341, 346, 363, 364, 366, 388, 389, 392, 393, 398, 426, 451—458
Пекин город 37
Пеледуй река 159, 175, 408
«Перевал» рудник 126
Перелаз урочище 374
Песчаная бухта 23
Пещерный распадок 170
Повольжье 35
Подволошино село 37
Подкаменная Тунгуска р. 16, 218, 219, 236, 249, 348, 349
Подпорожная река 221
Пойма река 432
Покойники мыс 82, 109
Покойники падь 84, 85
Поливо река 224, 249, 348, 428
Половина станция 264, 275
Половинная река 224
Правая Иликтя ручей 95, 97, 99, 100
Правая Мама река 456, 457
Правая Хайлама река 382
Правая Ушаковка река 138
Правый Мамакан ручей 101, 102, 176, 177, 345, 400, 452
Преображенка поселок 430
Приангарье 18, 24, 28, 29, 148, 156, 237, 299, 306, 443

Прибайкалье 7, 9—11, 14, 27, 29, 39—41, 43, 44, 46—49, 51, 60, 81, 96, 98, 102, 107, 109, 121, 129, 130, 133—135, 138, 141, 143, 174, 192, 194, 196, 217, 258, 261, 266, 268, 277, 278, 282, 284, 286, 288, 291—293, 295, 296, 298, 324, 325, 359, 361, 362, 366, 367, 388, 392, 403, 408, 420, 421, 422, 426, 445, 448—452, 459, 461

Прибалтика 189

Приленская возвышенность 305, 426, 427, 433, 436, 437, 439, 445

Приморский хребет 21, 23, 79, 92, 301, 333, 363, 388, 392, 402, 426, 434, 441

Приольхонье 57, 126, 128, 308

Присаянье (Присаянская полоса) 14, 42, 46, 73, 78, 96, 128, 133, 135, 138, 142, 143, 147, 154, 162—164, 168, 169, 174, 188, 195, 215, 218, 232, 264, 265, 268, 270, 271, 275, 278, 282, 304, 311, 321, 365, 369, 371, 372, 380, 385, 386, 407, 411, 420, 421, 423, 428, 439, 459, 461, 463, 465

Пурпоп голец 112

Пьяново поселок 353

Пьяный порог 36, 430

Р

Разгон станция 218, 222

Рита мыс 82

Рита падь 94

Рита ручей 85, 94

Россия 31

РСФСР 3, 7

Рубахина река 380

Рудянский Бор 246, 248

С

Савина река 64

Самокачи ручей 396

Самокут река 102, 107, 125

Сарапула река 209

Саргинский хребет 225

Сарма река 47, 81, 83—85, 90, 92, 93, 95, 97—100

Саса мыс 288

Саяно-Байкальское нагорье (горная страна, горная область) 7, 10, 39, 40, 103, 119, 120, 128, 129, 132, 231, 285, 296—300, 303, 305, 309, 321, 324, 326, 335, 360—362, 364, 421, 425, 426

Саяно-Тувинское нагорье 445

Саянское нагорье (Саяны) 7, 21, 24, 25, 28, 29, 39, 40, 44—46, 162, 217, 231, 233, 272, 299, 322, 386, 419—421, 424, 438, 446, 459

Светлолобый остров 115

Свирск город 38

Святой Нос полуостров 419

Северная Америка 186, 189, 191

Северо-Байкальское нагорье 16, 101, 102, 107, 109, 111, 113, 115, 121—124, 141, 171, 175, 176, 296, 327, 328, 330—332,

339—341, 346, 388—394, 402, 426, 451, 452, 454, 456—458

Северо-Западное Прибайкалье 103, 109, 110, 113, 332, 335, 388, 392

Северо-Муйский хребет 107, 123, 125, 132, 133, 331

Селенга река 48, 286, 287, 424

Селенгинская Даурия 322, 366

Сергеевский ручей 378

Серый Камень хребет 16

Сибирская железнодорожная магистраль 36

Сибирский тракт 10

Сибирь 9—13, 48, 195, 196, 211, 212, 214, 220, 300, 307, 323, 386, 402, 423, 425

Сильгиша поселок 227

Симахино деревня 411

Симахинский порог 221

Синюга река 341

Слюдянка город (станция, месторождение) 13, 23, 38, 40, 49, 58, 310, 419

Слюдянка ручей 103

Слюдянский район 14, 47, 49, 52, 54, 55, 61, 62, 126, 322, 367, 467

Солощовые мысы 450

Сохатинный ручей 93

Средне-Ангарский кряж 429

Средне-Витимская горная страна 107, 108, 111, 113, 122—124, 129, 136, 176, 178, 330, 332, 335, 338, 341, 342, 391, 392, 451, 452

Средне-Сибирское плоскогорье (возвышенность) 7, 16, 28, 29, 293, 296—298, 302, 305, 425—429, 444

Средний Мамакан река 101, 176, 177, 343, 345, 400, 456

Средняя Азия 35

Средняя Иликта река 93, 94, 97—100, 121

Средняя Кочема река 227, 242

Средняя Рассоха река 120

СССР (Советский Союз) 4, 7, 11, 12, 15, 32, 33, 36, 139, 280, 358

Становой хребет 51, 389, 449

Суховская село 299

Сухой Онгурён река 88

Сыинок хребет 435

Сынныр хребет 451, 452

Сюра хребет 22

Т

Тагай залив 288

Тагна река 75, 439

Тагна Белая (Белая Тагна) река 64, 378

Тагна Черная (Черная Тагна) река 77, 377

Тагул река 39, 44, 65, 67, 68, 72, 147, 162, 165, 167, 169, 171, 199—202, 205, 207, 209—211, 315—318, 382, 383, 462

Тагульский хребет 18

Тайба река 207, 209

Таймендра река 111, 115, 458

Таймур река 234, 235

Тайшет город (станция) 36, 38, 42, 45, 180, 184, 185, 188, 412, 464

Тайшетский район 196

Талая река 223, 392
 Тальца река 276
 Тампер река 398
 Танхой станция 285—287, 291
 Тахтыга река 399, 458
 Тахтыган река 339
 Таюра река 159
 Тельма поселок 35, 438, 443
 Тельмама река 341
 Тегея река 246—248, 366
 Тибельты поселок 56
 Тисса река 314, 317, 322
 Толококтай река 93, 97, 99, 100
 Толстый мыс 48
 Тонода река 111, 112, 115, 339
 Топорок река 198
 Торго река 346, 388
 Тофалария 36
 Три Сестры ключ 112
 Троицкий Завод село 35
 Туба река 18, 188, 223, 249, 293
 Тувинская АССР 18, 63, 162, 163, 200,
 203, 207, 210, 211, 313 365, 368, 447
 Тугола село 227
 Тукшаки хребет 16
 Тулун город 33, 35, 38, 183, 259, 261,
 264, 272, 274, 284, 429
 Туманшет река 131, 163, 165, 169, 173,
 174, 195, 196, 202, 311, 315, 317, 318,
 362, 380, 383
 Тункинский тракт 37, 54
 Тункинский хребет (Тункинские белки)
 47, 56, 365
 Туой-Хоя вулкан 242
 Тутанчан река 237, 239
 Тутурские озера 28
 Тушама река 221—224
 Тыпта река 417
 Тыретский район 146
 Тыреть село 142, 259, 412, 415
 Тья река 107, 125, 392
 Тэтэрэ река 221, 226, 237, 239, 252, 254,
 256, 257

У

Уват река 380
 Угахан река 458
 Уда (Чуна) река 18, 24, 25, 29, 39, 59,
 60, 65—67, 142, 162—164, 167—171, 196,
 200, 203, 207, 208, 211, 249, 252, 254,
 257, 283, 313, 316—318, 322, 349, 365,
 367, 380, 384, 415, 431, 432, 441, 446,
 462
 Удинский хребет (гольцы) 18, 447
 Удокан хребет 328, 362
 Узкий Луг село 156
 Улан-Удэ (Верхнеудинск) город 10
 Улунтуй падь 96
 Улыр река 70
 Улькан река 433
 Умбур село 288
 Унга река 160
 Унгинская степь 29
 Урда-Ока река 59, 277, 310, 369

Урик река 28, 58, 60, 62, 63, 68, 72—75,
 77, 128, 135, 315, 318, 368, 369, 372,
 376—379, 384
 Урикские болота 28
 Усолье-Сибирское (Усолье) город 9, 18,
 31, 34, 35, 37, 148, 150, 284, 304
 Усть-Балей село 270
 Усть-Балей ручей 270
 Усть-Белая стоянка 306
 Усть-Кут город 9, 37, 38, 148, 154, 158,
 159, 182, 187, 436
 Усть-Кутский район 150, 157
 Усть-Орда село 259, 269
 Усть-Ордынский Бурятский националь-
 ный округ 8, 31, 38
 Усть-Оса село 440
 Усть-Уда село 441
 Утулик река 49, 51
 Утхум река 200
 Ушаковка река 292
 Ушканы острова 27, 366

Х

Хабаровск город 37
 Хаготы река 75, 291
 Хайверга река 339
 Хайлама река 66, 131, 312, 322, 382,
 384
 Хайта ручей 156, 437
 Халамха река 376
 Хальта река 206—208
 Хамар-Дабан хребет 10, 21, 23, 28, 40,
 126, 258, 314, 322, 445—448
 Хамней река 285
 Хамнейская долина 290
 Хан река 199
 Ханда река 433
 Харантуй река 71
 Харинтой река 437
 Хатанга река 350
 Хахарей село 259, 265
 Хейрем река 82—85
 Хибелен мыс 110
 Хогот село 291, 302
 Хоготская долина 290
 Ходонок река 74
 Хойто-Ока река 317
 Холмушино деревня 156
 Холодная река 107, 341
 Хужир поселок 35
 Хулуртуйский летник 82
 Хусан-Желга река 377
 Хыдычей падь 332

Ч

Чадобец река 254
 Чанчур река 85, 90, 91, 94, 97
 Чара река 115, 175, 328, 330, 346, 347,
 366, 388, 402
 Чатыг-Хем река 67
 Чая река 90, 120, 121, 132, 134, 141,
 144, 150, 155, 175, 176, 327, 337, 341,
 364, 401
 Чаянгро река 135
 Чаячий утес 276

Челолек река 332, 392
 Челончен река 111, 115, 116, 339
 Ченча река 103, 115, 116, 327, 339
 Черемхово (Черембасс) город (место-
 рождение) 31, 33—35, 37, 258, 264,
 271, 272, 275, 284, 413, 441
 Черемховский район 275
 Черная Зима река 74
 Черная река 63, 165, 372
 Черный Огнит река 317
 Чечуйск село 37
 Чивыркуйский залив 27
 Чивыркуйский хребет 343
 Чикан река 434
 Читинская область 35, 327—330, 346,
 388
 Чона река 43, 159, 239, 243—246, 248,
 254, 255, 281, 465
 Чукча река 134
 Чукша река 195, 283
 Чула река 249, 282, 410, 423
 Чулой река 410, 423
 Чуна река 36, 193, 220, 235, 283, 302,
 305, 410, 428, 431
 Чуня река 36, 228, 235, 239, 412
 Чуя река 24, 364, 454, 456, 457

Ш

Шаманка ручей 374
 Шаманский порог 36, 430
 Шарагун река 438
 Шартлы мыс 82
 Шелехов поселок 34
 Шендега река 201

Шили хребет 446
 Шитка село 223
 Шито ручей 59

Щ

Щеглово падь 77, 94, 135
 Щербаково деревня 17

Э

Эмба 260
 Энгажимо река 341
 Эренхей гора 325

Ю

Юго-Восточное Присяянье 419, 423
 Юго-Западное Прибайкалье 54, 55, 60,
 126, 138, 141, 323, 361
 Южная Чуня река 228, 241
 Южное Прибайкалье 28, 30, 47, 53, 55,
 56, 102, 123, 126, 466
 Южно-Муйский хребет 331

Я

Яду река 241
 Якса река 456
 Якутск город 37
 Якутская АССР (Якутия) 16, 35, 37,
 38, 211, 215, 281, 346, 350
 Якутский тракт 16, 37
 Янгуд река 108, 176—178, 333, 392
 Яра река 250
 Яргино деревня 254
 Ярма река 70, 168, 320

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Абаканская толща 199
Агульская впадина 207
Азейская впадина (синеклиза) 273, 274
Азейское месторождение (уголь) 33, 38, 262, 265, 273, 275
Айсинская подсвета 170—172
Аканакская терраса 454
Акитканская серия 40, 79, 81, 86, 88, 109—111, 113, 119—122, 127, 133, 134, 323, 335, 337, 338, 392, 395, 396
Алдано-слюдянский геологический комплекс 50, 51
Алданская глыба (массив, щит, платформа) 12, 50, 328, 347, 366, 389, 420, 466
Алданский интрузивный комплекс 323, 346, 347, 360, 366, 402
Алмазы (алмазность) 13, 296
Алтае-Саянская каледонская геосинклинальная область 384
Алыгджерская свита 40, 66, 67, 78, 127, 384
Алыгджерский комплекс 67
Алыкаевская подсвета 224
Алыкаевский горизонт 224, 226
Алюйская впадина 274
Алячская свита 117
Ампартакский синклиорий 390
Анабарская глыба (массив) 12
Анайская свита 40, 80, 81, 88, 90, 92, 100, 127, 133, 134
Анайская синклиналь 91
Анайский массив 90, 91
Анангская свита 118, 122, 398, 452
Ангаро-Илимский железорудный район 7, 12, 13, 33, 38, 42, 241, 359, 406, 427
Ангаро-Ленская структурно-фациальная зона 180, 187, 188, 190—192, 194
Ангаро-Ленский передовой прогиб 174, 400, 401
Ангаро-Окинская структурно-фациальная зона 180, 188, 190—194
Ангаро-Окинское поднятие 196
Ангаро-Тунгусская структурно-фациальная зона 278
Ангарская антеклиза 45
Ангарская платформа 389
Ангарская свита 41, 139, 154—158, 162, 214, 220, 413—415, 418, 452

Ангарская серия 48, 60, 126, 219
Ангарский комплекс террас 438
Ангарский надвиг 46, 404, 407, 423, 466
Ангарский прогиб 426, 437
Ангинское поднятие 138
Андотская свита 65
Апхайско-Кырминская древняя долина 426, 434
Арансахойская впадина 270, 271
Архутская свита 372
Аршанская свита 69, 75, 76, 135—137, 164, 172, 373
Ассафьевская свита 210
Атовская структура (поднятие) 405, 415
Аунакитская свита 118, 122, 398

Б

Багантуйская куполовидная структура 415
Бадарминский горизонт 219
Баероновская свита 179, 197, 198, 212
Базойское месторождение (уголь) 294
Байкал впадина (котловина) 26, 27
Байкалиды 389—391, 394, 397, 400
Байкало-Витимская полоса поднятий 393—395, 397, 399, 400
Байкало-Монгольский пояс 46
Байкало-Монгольский разлом 44, 45
Байкало-Патомский передовой (краевой) прогиб 122, 392—394, 401
Байкальская глыба 123, 125, 132, 388, 391, 392, 419, 459
Байкальская зона разломов 419
Байкальская серия 41, 111, 113, 119—122, 124, 127, 395
Байкальская складчатая зона 12, 387
Байкальская фация юры 264, 276, 281
Байкальские впадины 14, 305, 404, 424, 466, 467
Байкальские конгломераты 276
Байкальский (прибайкальский) комплекс 81, 89, 92, 93, 98, 129, 135, 137, 141, 338, 404, 421, 461
Байкальский отдел ангарской свиты 220
Байкальского типа впадины 12, 44, 286, 293, 294, 298, 301
Байкальское сводовое поднятие (свод) 45, 46, 262, 277, 301, 302, 424, 451, 466
Байтугская древняя долина 426, 434

- Балаганская пачка 160, 161
 Балаганская свита 159
 Баллаганакская свита (подсерия) 103, 113, 115—118, 121, 122, 124, 127, 134, 136, 138, 328, 395, 398
 Балахонская серия 224, 226, 229
 Балыхтинская брахиантиклиналь 417
 Баргузинская впадина 287, 305, 424
 Баргузинский золотоносный район 11, 300
 Баянгольское месторождение (уголь) 258
 Безыменская свита 54—56, 60
 Безымянка свита 112
 Бейская свита 210
 Бейский горизонт 212
 Белозиминский щелочно-карбонатный плутон 319
 Белокская брахиантиклиналь 380
 Бельская свита 41, 139, 148—152, 154, 214, 413, 414, 418
 Бельский прогиб 426, 437
 Бельско-Зиминский прогиб 72, 78, 135, 373, 385
 Бельское куполовидное поднятие 405, 413, 414
 Бериллий и его минералы 309, 315
 Бикмантаун серия 195
 Бирамьинский интрузивный комплекс 323, 342, 360, 364, 463
 Бирюсинская антиклиналь 380, 381
 Бирюсинская свита 40, 65—68, 72, 73, 78, 127, 130—132, 192, 311, 369
 Бирюсинская структурно-фациальная зона 63—65, 67, 72, 369—371, 380, 381, 383, 385, 386
 Бирюсинская фация 180
 Бирюсинский горст 375, 381—385
 Бирюсинский интрузивный комплекс 63
 Бирюсинский разлом 371, 375, 379—381
 Бирюсинский слудоносный район 43, 59, 65
 Бискаря серия 210
 Богатырская свита 168
 Бодайбинская подсерия (толща) 103, 114, 118, 119, 122, 124, 127, 131, 136, 397
 Бодайбинская серия 41, 105, 119
 Бодайбинский синклиорий (впадина, прогиб) 114, 116, 117, 122, 394, 397—399, 452
 Бодайбинский эрозионно-аккумулятивный цикл 456
 Бодайбинское (ленское) оледенение 457
 Бодайбокская свита 116
 Божеханский антиклинорий 151, 156, 409
 Божеханский горизонт 156
 Божуктинская свита 116, 122
 Бокситы 101
 Боксонская свита 371
 Большезимовнинская антиклиналь 377—379
 Большеокинские слои 189
 Большепетомская свита 116
 Большереченская свита 69—73, 76, 78, 127, 133, 134, 136, 372, 373, 377, 378, 385
- Большереченская фация 276, 277
 Боракунская свита 117, 121, 122, 396, 398, 452
 Ботогольский нефелиновый массив 317
 Братская свита 42, 180, 190, 192—196, 212, 217, 226, 412
 Братский горизонт 250
 Бром (бромсодержащие воды) 154
 Бугульдейская древняя долина 426, 434
 Бугульдейский прогиб 138
 Будагово-Удинский угленосный район 274
 Будаговская впадина 274
 Будаговское месторождение (сапропелевые угли) 265
 Булайская антиклиналь 413
 Булайская свита 41, 139, 149—152, 154, 156, 157, 214, 413
 Булайские доломиты 413
 Булудинская свита 108, 109, 123, 131
 Бургуклинская свита 220, 221, 224, 225, 231, 233, 234
 Буретский горизонт 157
 Буреть стоянка 307
 Буртульская антиклиналь 437
 Быкарская серия 210
- В**
- Валюхтинская свита 117, 121, 122, 398, 452
 Вачская свита 118, 122, 398, 452
 Введенская складка 408
 Верхнебалахонская свита 225
 Верхнеджалагунская свита 122, 124, 136, 399
 Верхнейская свита 75
 Верхнеинтейские слои 190
 Верхнекуторгиновая свита 155
 Верхнемамьрская подсвита 190—193
 Верхнерхинская эффузивная толща (свита) 77, 200, 201, 203, 205, 207, 210, 212
 Верхнеустькутская подсвита 186
 Верхне-Хандинская депрессия 426, 433
 Верхняя падринская свита 122
 Верхняя падроканская свита 176, 214
 Верхняя янгудская свита 178, 213
 Верховенская свита 41, 139, 141, 158—162, 176, 183, 213, 216, 258, 398, 409, 412, 414, 416—418, 435, 440, 443, 462
 Верховенский прогиб 138
 Верхоянская геосинклиналь 279, 280, 465
 Вилюйская впадина (синеклиза) 43, 278, 280—282, 297, 395
 Вилюйско-Ангарский прогиб 244, 246, 249, 254, 255
 Вилюйское поле юры 13
 Вилюйско-Тунгусская зона прогибания (депрессия, впадина, синеклиза) 281—284
 Витимканский комплекс гранитоидов 323, 338, 341—345
 Витимо-мамаканская толща 101, 127
 Витимский комплекс 122

Вихоревские слои 189
 Вознесенская свита 280, 282
 Высокоглиноземистые сланцы 100

Г

Гадалейская впадина 274
 Газ, газоносность 14, 147, 154, 158
 Гипс (гипсоносные отложения) 34, 41, 149, 154, 156, 159, 160, 166, 173, 180, 192, 194, 216, 245, 246, 462
 Главный Саянский антиклинорий 62, 66, 77, 137
 Главный Саянский разлом 162, 368, 369, 371, 375, 381—384
 Глины кирпичные 34
 Голечная свита 80—82, 86, 123, 130
 Головинская впадина 276
 Голоустенская свита 41, 76, 77, 80, 81, 87, 90, 93—96, 101, 111, 120—122, 135, 137, 141, 335, 338, 363, 373, 386, 396, 461
 Голоустенские песчаники 97
 Гохтачинская свита 117
 Графит (графитовые гнейсы и сланцы) 34, 37, 40, 66, 67
 Гречеханская куполовидная структура 413
 Гуилга свита 86
 Гукитская свита 176, 214
 Гутаро-Агульская впадина 384
 Гутарская свита (толща) 73, 78, 127, 133, 135, 369

Д

Дабатская фация 276, 277, 281
 Дадыктинский плутон 343
 Далдарминская свита 69—71, 78, 127, 133, 373, 377
 Дегалинская свита 220, 228, 229, 235, 237, 239
 Делюнская свита 122, 124, 125, 136, 399
 Делюн-уранская серия (свита) 41, 114, 124, 125, 127, 129, 136, 399
 Дербинская свита 67, 68, 78, 127, 130, 369, 384
 Дербинско-Удинская структурно-фациальная зона 63, 64, 66—68, 73, 77, 78, 132, 135, 369—371, 381, 384—386
 Джалтулинская свита 220
 Джамбалыкские базальты 308
 Джемкуканская свита 116, 117, 121, 122, 338, 395, 396, 398
 Дистен (дистеновые сланцы, породы) 104, 106, 112, 113
 Догалдынская свита 118
 Догалдынский синклиорий 390
 Долгдайсинский плутон 343
 Древнее темя Азии 10, 11, 386, 387, 403

Е

Екибзяхский плутон 343
 Ерёминская свита 42, 220, 225—227, 229—231, 233, 464
 Ерминская свита 372
 Ерминская синклиналь 74, 76, 378

Ерминский комплекс 58, 60
 Ермосохинская свита 69, 71, 73—76, 78, 127, 135, 136, 373, 386
 Ермосохинские конгломераты 74, 76

Ж

Жайминская свита 384
 Ждановская свита 195
 Железо, железные руды (железистые кварциты, магнетиты и др.) 7, 9, 12, 13, 33, 36, 38, 64—67, 86, 100, 112, 124, 130, 165, 199, 223, 240—242, 254, 256, 309, 356
 Желтуктинская свита 112, 113, 122
 Жербинская свита 119, 121, 129, 175, 347, 398
 Жигаловская (Тутурская) антиклиналь 45, 418, 422
 Жидойский карбонатитовый комплекс пород 320
 Жуинская зона краевого прогиба 122, 397
 Жуинская (имняхская) свита 117, 121, 122, 398
 Жуинское оледенение 454

З

Заезейская впадина 274
 Забитуй-Заларинский угленосный район 276
 Забитуйское месторождение (уголь) 276
 Заларинская свита 42, 261, 264—271, 273—275, 277, 280, 283
 Зогинская свита 372
 Золото, золотоносные террасы (россыпи) 10, 32, 33, 100, 102, 296, 309, 379, 455, 456, 458
 Зырянское оледенение 442
 Зятёйское месторождение (уголь) 221

И

Иданская фация 266, 267, 269
 Иданские песчаники 270
 Ижимейская свита 123
 Известняки цементные, химические и др. 34, 37, 101, 158
 Ийская свита 42, 179, 180, 187, 188, 190, 213
 Ийский прогиб 78, 138, 373, 374
 Ийский эффузивный покров 203
 Ийское поднятие 135
 Ийско-Тагульское поднятие 72, 78, 373, 385
 Ийско-Урикский грабен 76, 375, 377, 379
 Илеирская (илигирская) толща, свита 101, 102, 118, 122, 123, 127, 398
 Илеморовская свита 210
 Илеморовский горизонт 212
 Иликтинская древняя долина 426, 434
 Иликтинская свита 80—86, 89, 100, 123, 130, 132
 Илотская антиклиналь 417
 Ильменит 247, 248, 251, 253—256, 351
 Имняхская свита 117, 118, 122, 398, 452

Инаригдинская свита 228, 234, 464
 Ингагинская свита 378
 Инжигейская свита (толща) 73, 78, 127, 133, 135, 369
 Интейские (мироновские) слои 188
 Иоко-Давырен плутон (габбро-периодиты) 392
 Иписитская подсвита 164
 Иррейское поднятие 373
 Ирельский интрузивный комплекс (граниты) 122, 323, 337, 338, 360
 Иретское поднятие 72, 78, 134, 135, 385
 Иркутно-Каахемская структурно-фациальная зона 63, 369—371, 384, 386
 Иркутская впадина 406, 411
 Иркутская фация 276, 277
 Иркутский амфитеатр (амфитеатр) 12, 39—42, 44, 45, 125, 138, 139, 142—144, 146, 149, 151—154, 157—159, 161, 173, 174, 178—180, 182, 183, 186—188, 190, 194—197, 199, 211, 214—218, 248, 257, 259—262, 278, 281—285, 289, 293, 295, 298, 299, 302, 368, 370, 371, 373, 402—413, 415—424, 440, 442, 445, 447, 459—467
 Иркутский массив (Прииркутская глыба) 420
 Иркутский (Черемховский) угленосный бассейн 13, 14, 33, 37, 38, 42, 46, 254, 258—266, 268, 272, 276—278, 281—283, 286, 294, 405, 436, 466
 Иркутско-Канская зона прогибания (депрессия) 281—284, 365, 423, 465, 466
 Иркутско-Канская структурно-фациальная зона 278
 Ирсымская свита 164, 172
 Ирсымские доломиты 136
 Исландский шпат 359
 Ишинская синеклиза 269

К

Кадаликанская подсерия 103, 105, 115, 118, 119, 122, 124, 127, 131, 136
 Казырский разлом 384
 Каймоновская антиклиналь 416
 Кайская гора, стоянка верхнего палеолита 306
 Каларский комплекс габброидов 123, 323, 326, 327, 360, 362
 Камчадалская свита 40, 64, 67, 78, 127, 130, 369, 372, 374, 377
 Камчатские вулканы 357—359
 Камышетский комплекс 197—199
 Канская впадина 406, 411
 Канский (Канско-Ачинский) угленосный бассейн 33, 38, 42, 46, 198, 244, 258, 278, 280, 282, 405
 Канско-Тасеевская депрессия (впадина) 196, 197, 199, 217
 Канско-Черемховская депрессия 445
 Каолин 34, 37, 264, 275
 Карагаская свита 41, 78, 129, 137, 142, 163—165, 167—170, 172—174, 200, 204, 214, 215, 368, 369, 374, 377, 380, 381, 386, 411, 462

Карапчанский угленосный горизонт 219
 Караульская свита 199
 Кардинская пачка 160, 161
 Карымовская свита 210
 Катская свита 42, 220, 222—226, 229, 231—234
 Катский угленосный горизонт 219
 Качергатская свита 41, 80, 81, 93, 97, 98, 120—122, 135, 137, 138, 141, 396, 461
 Качойский комплекс 323, 342, 343, 360, 364
 Кварцевые пески (стекольные, формовочные) 34
 Кварциты динасовые 34, 37, 41, 100, 101, 111
 Кевактинский комплекс (граниты) 115, 122, 323, 338, 339, 393, 398
 Кежемская свита (песчаники) 42, 179, 195, 196, 212
 Кежемский комплекс 196, 199
 Кемпендяйская структура 405
 Кижинский разлом 371, 375
 Киянская толща 106, 108, 123, 124, 131, 134, 399
 Кирентско-Ульянская депрессия (котловина) 305, 426, 433
 Китойская свита 372
 Китойский интрузивный комплекс 371
 Киченская свита 200, 201, 203—210, 212
 Киченские конгломераты 205
 Ключинское куполовидное поднятие 413
 Койская свита 174
 Колотовка рудник 363
 Кольчугинская свита 229
 Конкудерский плутон 343
 Корвунчанская свита 236, 237, 241, 280
 Коршунское м-ние (железо) 9, 33, 38, 241
 Косогольско-Тункинская система впадин 445
 Котовская формация гранитоидов (котовские гранитоиды) 323, 335, 363
 Кохайский горизонт 212
 Краски минеральные 296
 Красноярская свита 206
 Красноярское месторождение (железо) 356
 Кременшетская впадина 381
 Криволуцкая свита 42, 187, 190
 Куандинский (угольканский) комплекс гранитоидов 106, 112, 115, 123, 323, 326—328, 334
 Кувайская свита 77, 78, 127, 369, 384—386
 Кударейко-Дулейская древняя долина 426, 434
 Кудинская впадина 424, 467
 Кудинская древняя долина 426, 434
 Кудинская подсвита (свита) 292
 Кудинская синклиналь 269, 270, 278
 Кудинская фация 268—271
 Кудинский горизонт 156
 Кузнецкая свита 228
 Кузнецкий бассейн 206, 219, 221, 222, 224—226, 229, 236

Кукшерская синклиналь 382
 Кукшерская свита 66, 67, 78, 127, 130, 381
 Кунгусская свита 198
 Курковочный комплекс 49, 51
 Кызыл-хемские базальты 307

Л

Лаврентьевская толща 48
 Ледянинская свита 86
 Лено-Вилуйская впадина (синеклиза, прогиб) 12, 244, 248, 254, 255, 278, 284, 423, 465
 Ленская зона 194
 Ленская угленосная провинция 258
 Ленский (Лено-Витимский, Бодайбинский) золотоносный район 10, 11, 33, 43, 101, 102, 457
 Лено-Енисейское палеозойское поле 12
 Литвинцевская антиклиналь 158, 415
 Литвинцевская свита 41, 139, 155, 158, 159, 162, 213, 216
 Литий и его минералы 309, 315
 Лонгдорское оледенение 456
 Ляпис-лазурь 125

М

Магнезит 34, 37, 309, 369
 Мазуровский горизонт 224, 226
 Макаровская свита 42, 192
 Малоолигитинская свита 80—82, 85, 86, 100
 Малокосинская свита 80, 81, 86, 88—90, 109, 110, 113, 122, 133, 335, 396
 Малотагульская эффузивная толща 77, 78
 Мальта, стоянка верхнего палеолита 306
 Мальцевская свита 236
 Мамаканская толща 176, 177, 214
 Мамаканский комплекс (щелочные и субщелочные породы) 323, 341—343, 345, 346, 360, 364, 463
 Мамаканский плутон 343
 Мамская кристаллическая полоса 105, 131
 Мамская серия (подсерия, толща) 102—109, 111—115, 123, 127, 131, 134, 136—138, 327, 389, 391, 398
 Мамский (Мамско-Чуйский) слюдоносный район (мусковит) 9, 13, 43, 102, 340
 Мамский синклиорий 106, 391
 Мамско-Бодайбинская серия 103, 105, 114, 127, 131, 134, 136
 Мамско-Витимская зона краевого прогиба 122, 397, 399
 Мамско-оронский интрузивный комплекс (граниты) 105, 115, 122, 131, 323, 328, 339—342, 360, 362, 397, 460
 Мамырская свита 42, 188—193, 213, 443
 Мангатгольская свита 371
 Манзурская свита 293, 295, 301, 302
 Манский синклиорий 386
 Манкрес-Хайламинский плутон (гипербазиты) 312

Марганцевые руды (марганец) 100, 101, 168, 254, 288
 Маргудольский плутон (траппы) 353, 355, 356, 359
 Марининская свита 116, 121, 122, 396, 398
 Марско-Удинская антиклиналь 380, 381
 Матаганское месторождение (гагат) 258
 Медистые песчаники 41, 216
 Медь (минералы меди, медное оруденение) 100, 216, 315, 319
 Межская свита 195
 Минусинская впадина 210
 Михайловская пачка 160, 161
 Молибден (минералы молибдена и молибденовое оруденение) 100, 342
 Монголо-Охотская геосинклиналь 279
 Мондинская впадина 424
 Мотская свита 41, 93, 139, 141, 143—148, 173—175, 214—216, 248, 259, 368, 369, 374, 381, 409, 411, 413—415, 417, 462
 Мугунская впадина 274
 Муйская глыба 132
 Муйская зона 123
 Муйская серия 40, 103, 106—111, 119, 123, 127, 131, 330
 Муйский комплекс гранитоидов 123, 323, 332—334, 360, 362, 460
 Мурско-Чунская структурно-фациальная зона 180, 188

Н

Наймодайская куполовидная структура 415
 Накатаминское оледенение 455
 Непская зона гребенчатых складок 406, 415, 463
 Непско-Тунгусская зона гребенчатых складок 416, 422
 Нерой рудник (мусковит) 315, 363
 Неручандинские граниты 328
 Нерхинская впадина 207, 210
 Нерхинская свита 210
 Нерхинские конгломераты 200, 207—210, 212
 Нерхинский эффузивный покров (толща) 203
 Нерхинско-Агульская впадина 375, 383
 Нефть (нефтепроявления) 7, 9, 13, 14, 41, 147, 154, 158, 215
 Нечерский антиклинорий 390
 Нечерское поднятие 395, 397
 Нижнеангарский (муйский) офиолитовый комплекс 123, 323, 331, 332, 360, 362, 460
 Нижнебалахонская свита 224
 Нижнеджалагунская свита 122, 124, 399
 Нижнеинтейские слои 188
 Нижнекольчугинская свита 228
 Нижнемамырская подсвита 189—191
 Нижняя падринская свита 122
 Нижняя падроканская свита 129, 176, 214
 Нижняя янгудская свита 177, 214
 Никель (никеленосность) 315, 362, 379
 Никольская свита 117
 Ничатский прогиб 401

Новометелкинская впадина 270, 271
 Ногинская свита 220
 Нокорская толща 256
 Норвежское оледенение 457
 Ныгдинская впадина 270, 271
 Ныгринская свита 452
 Ньюско-Пеледуйский антиклинорий 408

О

Обручевский сброс 392
 Огнеупорные глины (каолиновые глины, каолины) 284, 296
 Огнитская интрузия (интрузивный комплекс) 63, 200, 201, 204, 210, 371
 Озаркские отложения 186
 Озерская свита 123
 Окинская впадина 281
 Окинская свита 69, 75, 76, 135, 136, 373, 378
 Окинское поднятие 78, 138, 373, 374
 Оклерская свита 210
 Окская (ийская) фация мамырской свиты 187
 Окско-Ийская зона 193
 Октябрьское месторождение (железо) 43, 283
 Олово и его минералы 100, 315, 339
 Олонская фация 275
 Олхинская свита 63, 69, 76, 98, 135, 137, 138, 168, 169, 174, 373, 374, 377, 386
 Олхинское поднятие 78, 138, 373, 386
 Ользонская свита 289—293, 301
 Ольхонский комплекс гранито-гнейсов 123, 323—326, 360
 Онгуренская свита 83, 85
 Олотский интрузивный комплекс 63, 371
 Олотское поднятие 374
 Ордынская впадина (синклиналь) 269, 290, 292, 294, 424
 Ордынская древняя долина 302, 426, 434
 Орленгская антиклиналь 410
 Оселочная свита 41, 142, 147, 163, 164, 169—174, 214, 215, 368, 369, 374, 380, 381, 411
 Осинская пачка 160, 161
 Осинское куполовидное поднятие 405, 413—415
 Острогская свита 221, 222, 229
 «Охристая» свита 293, 295, 300

П

Павловская свита 210
 Падринская серия (свита) 40, 111, 122, 127, 133, 335, 338
 Падунский силл 349, 353, 355
 Парамский массив серпентинитов 392
 Парфеновское поднятие 414
 Патомская серия 103, 114, 118, 119, 121, 122, 124, 127, 129, 136, 841, 395, 397
 Патомский прогиб 138
 Патомское оледенение 455
 Пелепинская антиклиналь 417
 Пеляткинская свита 220, 235
 «Перевал» месторождение (цементные известняки) 54, 126

Передовой антиклинорий 374—377
 Подмироновские слои 189
 Полиметаллы 100
 Пономаревская антиклиналь 417
 Прибайкальская впадина 45, 261, 263
 Прибайкальская зона складок 122, 194, 265, 395, 405, 406, 408, 422, 463
 Прибайкальский (байкальский) комплекс 40, 41, 79, 169
 Прибайкальский золотоносный район 10
 Прибайкальский передовой (краевой) прогиб 137, 215, 268, 277, 294, 297, 298, 301, 302, 305, 400—402
 Приверхоанский краевой прогиб 465
 Прииркутская впадина (прогиб) 261, 263, 265—268, 270, 271, 274, 276—278, 282
 Прииркутская глыба 215
 Приленская зона краевого прогиба 122, 395, 396, 398, 400, 401
 Приморский комплекс гранитов 123, 323, 332—334, 360, 362
 Приморский сброс 392
 Приольхонский комплекс (святоноская толща) 123, 127
 Присаяно-Тасеевская впадина (прогиб) 405—407, 411, 412, 417, 422, 462—464
 Присаянская впадина (прогиб) 261, 263, 297
 Присаянская свита 260, 261, 265—267, 269—274, 277, 280, 283
 Присаянская структурно-фациальная зона 63, 64, 67—69, 72, 73, 76, 77, 180, 187, 188, 190—192, 194, 369—372, 374, 380, 382, 385, 386, 405, 406, 408
 Присаянская субэосинклинальная зона (полоса) 265, 268, 270, 271, 373, 385, 405
 Присаянские кайнозойские депрессии 426, 436—439, 445
 Присаянский прогиб (синеклиза, впадина) 45, 192, 194—197, 199, 215—218, 265, 273, 275, 277, 284, 302, 407, 467
 Прохоровское поднятие 414
 Пурпольская (пурпол) свита 112, 113, 122

Р

Раскольнинская свита 220
 Редкометалльные пегматиты (поля) 315, 379, 461
 Рисское оледенение 300
 Рудногорское месторождение (железо) 33, 38, 241
 Рыбинская впадина 45, 198, 199, 202, 207, 210, 313, 368, 383
 Рютинская пачка 160, 161

С

Сайлыгская свита 210
 Самокутская свита 107, 123, 131, 132
 Сарагашская свита 210
 Сарминская серия 40, 79, 81, 83, 123, 127, 330
 Сартанское оледенение 442
 Сархойская свита 371

- Саяно-Алтайская геосинклинальная область (зона) 39, 216, 422
- Саяно-Байкальская геосинклинальная область (складчатый пояс) 137, 211, 293, 296
- Саяно-Байкальская зона сводовых поднятий (антеклиза) 39, 277, 295, 309
- Саяно-Партизанский бассейн 282
- Саяно-Становой интрузивный комплекс 335
- Саяно-Хамар-дабанский свод 446
- Саянская каледонская складчатая область 369
- Саянская зона разлома (Саянский разлом) 319
- Саянский интрузивный комплекс (граниты) 63, 363, 371, 377, 386
- Саянское сводовое поднятие 45, 46, 277, 424, 466
- Свинец и его минералы 315, 319
- Святоноская толща 102
- Северное месторождение (слюда) 363
- Северо-Байкальское поднятие 138
- Северо-Западная (относительно р. Оки) впадина 270, 271
- Северо-Муйская глыба 101, 102, 107, 108, 123, 125, 419, 459
- Сейбинская свита 210
- Сибирская платформа 7, 11—15, 39, 41, 44, 110, 125—127, 129, 133, 138, 161, 163, 174, 176, 178, 179, 186, 188, 195, 199, 214, 216, 217, 231, 233, 235, 236, 254, 257, 258, 261, 277, 278, 281, 283, 293—300, 313, 319, 321, 346, 347, 350, 353, 356—359, 365—369, 374—376, 386—388, 400—405, 407, 417, 419—421, 423, 424, 427, 429, 440, 446, 459, 460, 464, 465, 467
- Сигачская свита (толща) 67, 78, 127
- Сидельтинская свита 174, 177, 214
- Сидериты 359
- Силлиманитовые сланцы 125
- Скандинавское оледенение 299
- Слюда (мусковит, флогопит) 9, 32, 33, 37, 40, 102, 125, 309, 312, 340, 363
- Слюдоносные пегматиты 14, 51, 131, 328
- Слюдоносные гранит-пегматиты 328, 362
- Слюдяная серия (свита, толща, комплекс) 40, 49, 52—55, 60, 61, 102, 123, 126, 127, 376
- Слюдянское месторождение (флогопит) 13, 14, 54
- Слюдяно-зыркузунская свита 58, 60
- Соленосный бассейн 215
- Соленые источники 9
- Соль поваренная (каменная) (соленосная толща) 9, 14, 32, 34, 37, 41, 143, 148—151, 154, 157, 158, 166, 173, 194, 215, 400, 412—414, 417, 418, 462
- Соснового Байца свита 64—67, 78, 127, 130, 369, 372, 374, 377
- Средне-Витимская впадина 400, 401
- Среднеджалагунская свита 122, 124, 399
- Средняя падринская свита 122
- Средняя янгудская свита 177, 213
- Становое поднятие 449
- Стекольное и формовочное сырье 101, 264
- Стрелкинская свита 42, 220, 227—229, 231, 234, 239, 464
- Строительные материалы (строительный камень) 13, 34, 37, 38
- Сублукская свита 68—72, 76, 133, 134, 164, 172, 369, 374
- Сульфиды, сульфидные жилы 240, 242, 329, 359
- Суховская фация («свита») 266, 268—270
- Сухокуядская впадина (синклиналь) 269, 424

Т

- Тагульская антиклиналь 381
- Тагульская свита 68, 72
- Тагульско-Агульский эффузивный покров 203
- Тажеранская свита 123
- Тайбинские конгломераты 207, 209, 210, 212
- Таланчанская толща 102
- Таланчанский комплекс 123, 127
- Таннуольский комплекс 371
- Танхуольское угленосное поле 287
- Татьянинское месторождение (железо) 33
- Тельмамский гранитоидный комплекс 122, 323, 339, 341, 342, 360, 397, 398
- Тепторгинская серия (Тепторго) 40, 106, 109, 111—113, 115, 116, 122, 127, 133, 134, 328, 393, 398
- Тиновская свита 175, 176, 398
- Тиргеройские слои 188
- Титан (титаномагнетит, титаноносность, руды титана) 100, 101, 296, 309, 312, 315, 327, 331, 351
- Толмаковская свита 210
- Тонодский антиклинорий (Тонодское внутреннее поднятие) 111—113, 115, 119, 134, 339, 393, 395, 397, 398
- Топорокская свита 179, 198, 212
- Торская впадина 322, 424
- Точерский разлом 379
- Трошковское месторождение (огнеупорные глины) 264, 275
- Тубинская антиклиналь 45, 415
- Тубинский горизонт 212
- Туколонская свита 150
- Тулдунская толща 102, 123, 127
- Тулунская впадина 274
- Тунгуская впадина (синеклиза) 41, 45, 221, 231—233, 235, 241, 405, 406, 410, 464
- Тунгусская свита (комплекс) 7, 13, 42, 219, 220, 236, 243, 246
- Тунгуская структурно-вулканическая зона (область) 42, 45, 46, 278, 280, 283, 406, 418, 423, 465, 466
- Тунгусский прогиб 225, 418
- Тунгусский угленосный бассейн (Тунгусский бассейн) 7, 11, 13, 33, 38, 42, 44—46, 178, 211, 218—220, 222, 225, 228—230, 232, 234, 236, 241, 243, 244,

254, 278—281, 348, 354, 404, 410, 423,
427, 428, 444, 459, 464, 465
Тунгусский ярус 219
Тунгусско-Чонская впадина 406, 411, 465
Тункинская впадина 284, 287, 288, 291,
305, 424
Турукская антиклиналь 157
Туруская антиклиналь 416, 417
Тушаминская свита 42, 220—222, 225,
231, 232
Тыптинская брахиантиклиналь 417
Тыретская возвышенность 276
Тэтэринская свита 82

У

Уватская брахиантиклиналь 164, 380
Угаханская свита 117
Угли (угленосные отложения) 32—34, 37,
38, 42, 43, 152, 218—220, 222—227, 229,
231, 233—235, 238, 244—246, 251, 253,
255—276, 282, 284—288, 343, 348, 410,
464
Угли плутон 343
Удино-Бирюсинское валообразное под-
нятие 405, 411
Удино-Туманшетская зона (поле) бра-
хиструктур 374, 375, 380, 381, 386
Удинская подсвита 170—172
Удинский (Восточно-Саянский) анти-
клинорий 375, 381, 384
Укейская куполовидная структура 415
Укугутская свита 280
Укугутский горизонт 255
Улунтуйская свита 41, 80, 81, 93, 96—98,
101, 120—122, 135, 138, 141, 396
Улунтуйские сланцы 96
Унгинская куполовидная структура 415
Урало-Ключевское месторождение
(уголь) 33
Урало-Таймырская геосинклинальная об-
ласть 231—233, 235, 464
Урикская свита 69, 71, 73—76, 78, 127,
135, 137, 378
Урикский прогиб 78, 136, 138, 373, 374
Урикско-Ийский грабен 136, 374, 378,
379
Уринский антиклинорий 116
Урманская свита 73
Усольская свита 41, 139, 143, 148, 149,
152, 214, 215, 415
Усольское месторождение (соль пова-
ренная) 9, 34
Усть-Ангинское месторождение (извест-
няки для химической и цементной про-
мышленности) 126
Усть-Белая, стоянка верхнего палеолита
306
Усть-Кутская (Турукская) антиклиналь
415
Устькутская свита 42, 161, 180, 183, 186,
187, 190, 213, 412, 440
Устьтагульская свита 163, 173, 174
Устьталкинская пачка 160, 161
Устьтальская свита 147

Ушаковская свита 41, 76, 80, 92, 93, 121,
129, 135, 138—142, 174, 175, 214—216,
259, 409, 414, 415, 462
Ушаковские конгломераты 93, 140
Ушаковские песчаники 93, 143

Ф

Фосфориты (фосфоритоносные отложе-
ния) 14, 96, 97, 101, 120, 121, 135, 180,
183, 190, 217

Х

Хайламинский плутон 365
Халычская свита 117
Хамар-дабанская глыба 125
Хамар-дабанская свита 54, 125
Хамнейская древняя долина 290, 426,
434
Хамсаринская серия 162, 214
Хангарульская толща 126
Хандинская депрессия (прогиб, котло-
вина) 16, 305, 467
Харагольская свита 53—56, 60, 69, 70
Харальская свита 214
Харгитуйская свита 83, 92, 123
Харзагайская синклиналь 424
Хахарейское м-ние (уголь) 258, 265
Хибленская (ульканская) свита 80, 81,
87—90, 100, 109, 122, 133, 396
Хоготская древняя долина 289, 290, 426,
434
Хомолхинская свита 117
Хор-Тагнинское валообразное поднятие
437, 438
Хотская свита 83
Хулгарэ-жалгинский комплекс 58, 60
Хулуртуйская свита 83, 129

Ц

Цементные известняки (цементное
сырье) 154
Цинк и его минералы 315, 319

Ч

Чайкинский горизонт 243, 246, 256
Чайская свита 83, 90, 91, 109, 122, 133
Чапкоктинская свита 220
Чапкоктинско-пеляткинский комплекс 228
Чаргинская свита 198
Чарская глыба 132, 388, 389, 419, 459
Чарская котловина 281
Чаянгринская свита (толща) 122, 124,
127
Чези серия 195, 196
Ченчинская свита 117, 119, 122, 398
Ченчинский антиклинорий 393
Черемховская впадина 275
Черемховская свита 260, 261, 265—277,
280, 283
Черемховский угленосный горизонт 275
Черемховское месторождение (уголь) 33,
275
Черемховско-Канская депрессия 29
Чернорудская свита 123

Чертовская свита 191, 193
 Чиканская древняя долина 426, 434
 Чуйская свита (толща) 106, 131
 Чуйский антиклинорий 391
 Чуйское гранитное поле 328
 Чуйское поднятие 395, 397
 Чуйско-кодарский комплекс гранитоидов
 106, 109, 111, 112, 115, 123, 131, 323,
 326, 328—330, 360, 362, 460
 Чуйско-Патомская зона 123
 Чукчинская свита 106
 Чулымо-Енисейский угленосный бассейн
 282, 284, 466
 Чуно-Бирюсинская синеклиза 411
 Чуно-Бирюсинская структурно-фациаль-
 ная зона 188
 Чуно-Бирюсинское поднятие 419, 467

Ш

Шаблыкская свита 68—72, 133, 134
 Шаманский горизонт 156, 157
 Шартлы свита 80—85, 129, 132
 Шарыжалгайская серия (свита, толща,
 комплекс) 40, 48, 49, 51, 53, 54, 56, 58,

60, 61, 76, 102, 123, 126—128, 372,
 373, 376, 449
 Шарыжалгайский выступ 372, 374
 Шивиликская свита 214
 Шпицбергенское оледенение 299, 447, 457
 Шусманская свита 116

Э

Эмяксинский горизонт 255
 Эренхейский комплекс габброидов 123,
 323—326, 360

Ю

Южно-Байкальская впадина 288

Я

Яксальские сланцы 96
 Янгинская свита 67
 Янгозинская свита (толща) 67, 68, 78,
 127
 Янгудская толща 177, 213
 Японские вулканы 358, 359
 Ярская свита 194, 195

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение. <i>М. М. Одинцов</i>	7
ЧАСТЬ ПЕРВАЯ	
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ	
<i>Глава I. История геологического изучения. М. М. Одинцов, Е. В. Павловский</i>	9
<i>Глава II. Физико-географическое описание. Б. В. Зонов</i>	16
Рельеф	16
Климат	22
Гидрография	24
Почвы и растительность	28
<i>Глава III. Экономико-географический очерк. В. А. Кротов</i>	31
<i>Глава IV. Основные черты геологического строения. М. М. Одинцов</i>	39
<i>Глава V. Стратиграфия</i>	47
Архейская группа	47
Архейские образования побережья озера Байкал и Восточного Саяна. <i>Н. В. Фролова</i> , <i>Ю. З. Елизарьев</i>	47
Протерозойская группа	62
Протерозойские образования Восточного Саяна. <i>П. И. Шамес</i>	62
Протерозойские образования Западного Прибайкалья. <i>В. Д. Мац</i>	79
Архейские и протерозойские образования Патомского и Северо-Байкальского нагорий. <i>Л. И. Салоп</i>	101
Докембрийские образования складчатого обрамления юга Сибирской платформы. <i>Ю. З. Елизарьев, В. Д. Мац, В. М. Таевский, В. Л. Тихонов, П. И. Шамес</i>	125
Палеозойская группа	138
Кембрийская система	138
Кембрийские отложения Иркутского амфитеатра <i>В. С. Карпышев</i>	138
Кембрийские отложения Восточного Саяна и Присаянья. <i>Д. В. Титов</i>	161
Кембрийские отложения Патомского и Северо-Байкальского нагорий. <i>Л. И. Салоп</i>	174
Ордовикская система	178
Ордовикские отложения Иркутского амфитеатра <i>Г. Г. Лебедь, М. М. Одинцов, А. П. Труфанова</i>	178
Силурийская система	194
Силурийские отложения Иркутского амфитеатра <i>Г. Г. Лебедь, М. М. Одинцов, А. П. Труфанова</i>	194
Девонская система	196
Девонские отложения Иркутского амфитеатра <i>М. М. Одинцов</i>	196
Девонские отложения Восточного Саяна. <i>О. П. Алексева</i>	199
Общий очерк геологии ниже- и среднепалеозойских отложений. <i>М. М. Одинцов</i>	211
Верхнепалеозойские отложения восточной и юго-восточной окраин Тунгусского бассейна. <i>А. П. Труфанова</i>	218
Каменноугольная система	220

	Стр
Пермская система. <i>А. П. Труфанова</i>	224
Основные черты геологического развития территории в верхнем палеозое. <i>А. П. Труфанова</i>	231
Мезозойская группа	236
Триасовая система	236
Триасовые отложения восточной и юго-восточной окраин Тунгусского бассейна. <i>А. П. Труфанова</i>	236
Юрская система	243
Юрские отложения юго-восточной окраины Тунгусского бассейна. <i>М. И. Плотникова, Э. И. Равский</i>	243
Юрские отложения южной окраины Иркутского амфитеатра. <i>Ю. П. Деев</i>	257
Общий очерк геологии мезозойских отложений. <i>М. М. Одинцов</i>	278
Кайнозойская группа	284
Неогеновая система. <i>Н. А. Логачев</i>	284
Неогеновые отложения Прибайкалья	286
Неогеновые отложения юго-восточной окраины Иркутского амфитеатра.	289
Основные черты осадконакопления в неогене	293
Четвертичная система. <i>Н. А. Логачев</i>	296
Глава VI. Магматизм	
Магматизм Восточного Саяна. <i>И. В. Белов</i>	309
Магматизм Байкало-Патомского нагорья и Западного Прибайкалья. <i>Л. И. Салон</i>	322
Сибирские траппы. <i>И. В. Белов, Б. М. Владимиров, Г. Д. Феоктистов</i>	347
Общая схема вулканизма юга Восточной Сибири. <i>И. В. Белов</i>	359
Глава VII. Тектоника	
Тектоника Восточного Саяна. <i>П. И. Шамес</i>	368
Тектоника Байкало-Патомского нагорья и Западного Прибайкалья. <i>Л. И. Салон</i>	386
Тектоника южной части Сибирской платформы. <i>В. С. Карнышев, М. М. Одинцов</i>	402
Общий очерк тектонического развития Иркутской области. <i>М. М. Одинцов</i>	419
Глава VIII. Геоморфология	
Геоморфология Средне-Сибирского плоскогорья. <i>А. Г. Золотарев</i>	425
Геоморфология горного обрамления Иркутского амфитеатра. <i>А. Г. Золотарев</i>	445
Глава IX. История геологического развития. М. М. Одинцов	
Литература	468
Указатель географических названий	495
Предметный указатель	504
Приложение: Геологическая карта м-ба 1:1 500 000	

КОЛЛЕКТИВ АВТОРОВ
ГЕОЛОГИЯ СССР. ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ
ТОМ XVII
Часть первая

Редактор издательства *Л. В. Власова*
Технический редактор *О. А. Гурова*
Корректор *Т. М. Кушнер*

Сдано в набор 28/VIII 1961 г.
Подписано в печать 10/II 1962 г.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. л. 44,2+4 вкл. 1,7 л.
Уч.-изд. л. 41,5. Бум. л. 16,75. Тираж 1000 экз.
Т-00573. Заказ № 925

Картфабрика Госгеолтехиздата
Ленинград В-26, 19 линия, дом 20

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
32	17 снизу	1 коп.	0,1 коп.
36	20 сверху	Торфалария	Тофолария
41	12 снизу	свиты	толщи
42	24 сверху	ниже	ныне
182	рис. 28 схема	Либейская свита	Амбейская свита

93° 94° 95° 96° 97° 98° 99° 100° 101° 102° 103° 104° 105° 106° 107° 108° 109° 110° 111° 112° 113° 114° 115° 116° 117° 118° 119° 120°

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

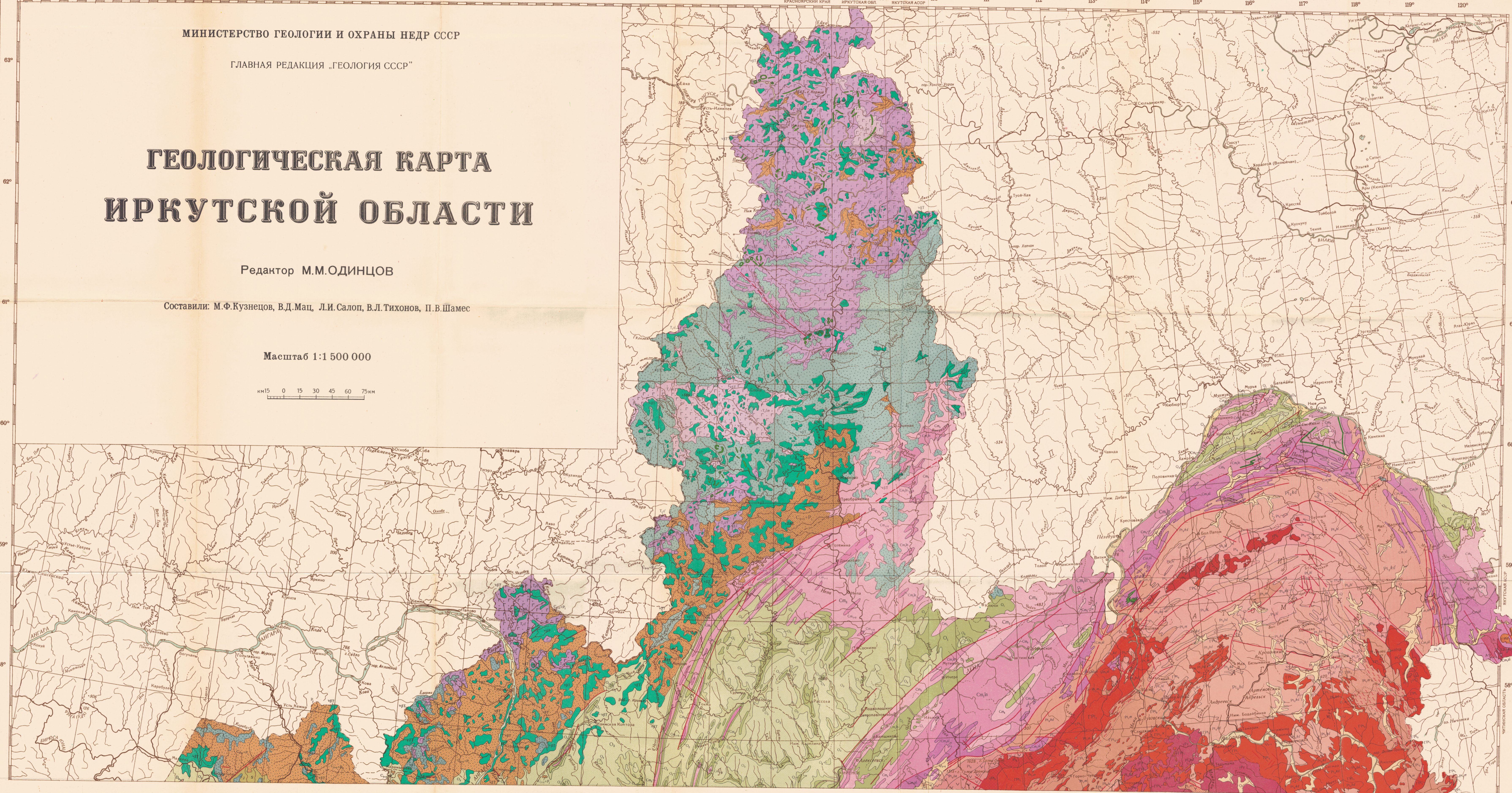
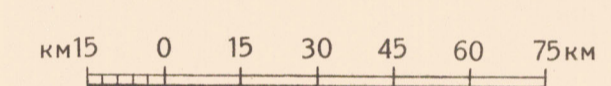
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ „ГЕОЛОГИЯ СССР“

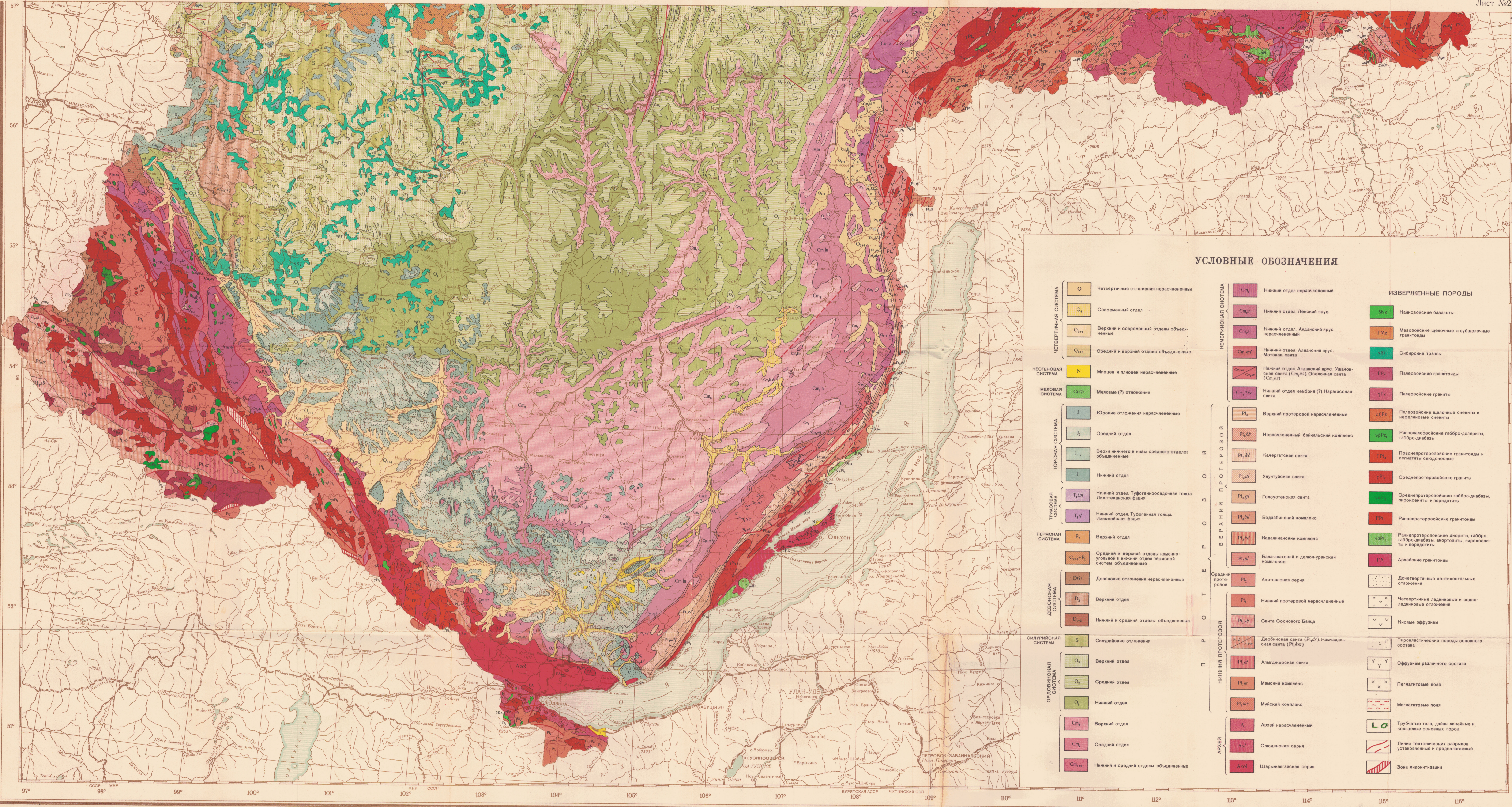
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ

Редатор М.М.ОДИНЦОВ

Составили: М.Ф.Кузнецов, В.Д.Мац, Л.И.Салоп, В.Л.Тихонов, П.В.Шамес

Масштаб 1:1 500 000





УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА	НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА	МЕЛОВАЯ СИСТЕМА	ЮРСКАЯ СИСТЕМА	ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА	ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА	ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА	СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА	ОРДОВИЖСКАЯ СИСТЕМА	НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ	ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ	ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ
<ul style="list-style-type: none"> Q Четвертичные отложения нерасчлененные Q₄ Современный отдел Q₃₊₄ Верхний и современные отделы объединенные Q₂₊₃ Средний и верхний отделы объединенные 	<ul style="list-style-type: none"> N Миоцен и плиоцен нерасчлененные С_{мл} Меловые (?) отложения 	<ul style="list-style-type: none"> J Юрские отложения нерасчлененные J₂ Средний отдел J₁₋₂ Верх и нижний и низ среднего отделов объединенные J₁ Нижний отдел 	<ul style="list-style-type: none"> T_{1/л} Нижний отдел. Туфогенноосадочная толща. Липтонская фаза T_{1/п} Нижний отдел. Туфогенная толща. Имилевская фаза 	<ul style="list-style-type: none"> P₃ Верхний отдел С_{2+3+P₁} Средний и верхний отделы каменноугольный и нижний отдел пермской систем объединенные 	<ul style="list-style-type: none"> D_{лп} Девонские отложения нерасчлененные D₃ Верхний отдел D₂₊₃ Нижний и средний отделы объединенные 	<ul style="list-style-type: none"> S Силурийские отложения O₂ Верхний отдел O₁ Средний отдел O₁ Нижний отдел 	<ul style="list-style-type: none"> С_л Верхний отдел С_л Средний отдел С_л₁₊₂ Нижний и средний отделы объединенные 	<ul style="list-style-type: none"> Р₁ Нижний протерозой нерасчлененный Р₁_{сб} Свита Соснового Баяца Р₁_{дл} Дербинская свита (Р₁_{дл}), Намчадальская свита (Р₁_{дл}) Р₁_{дл} Алыгдирская свита Р₁_л Мамский комплекс Р₁_л₂ Муйский комплекс 	<ul style="list-style-type: none"> Р₁ Нижний протерозой нерасчлененный Р₁_{сб} Свита Соснового Баяца Р₁_{дл} Дербинская свита (Р₁_{дл}), Намчадальская свита (Р₁_{дл}) Р₁_{дл} Алыгдирская свита Р₁_л Мамский комплекс Р₁_л₂ Муйский комплекс 	<ul style="list-style-type: none"> С_л Нижний отдел нерасчлененный С_л_{лп} Нижний отдел. Ленский ярус. С_л_{лп} Нижний отдел. Алданский ярус нерасчлененный С_л_{лп} Нижний отдел. Алданский ярус. Мотская свита С_л_{лп} Нижний отдел. Алданский ярус. Ушакоская свита (С_л_{лп}_у). Осволенная свита (С_л_{лп}_о) С_л_л_{Ар} Нижний отдел. Кембрия (?) Наранская свита Р₁ Верхний протерозой нерасчлененный Р₁_{дл} Нерасчлененный байкальский комплекс Р₁_{дл} Начертанская свита Р₁_{дл} Улуутуйская свита Р₁_{дл} Голустанская свита Р₁_{дл} Бодабинский комплекс Р₁_{дл} Надалианский комплекс Р₁_{дл} Балаганхайский и делон-уранский комплексы Р₁ Агитканская серия Р₁ Нижний протерозой нерасчлененный Р₁_{сб} Свита Соснового Баяца Р₁_{дл} Дербинская свита (Р₁_{дл}), Намчадальская свита (Р₁_{дл}) Р₁_{дл} Алыгдирская свита Р₁_л Мамский комплекс Р₁_л₂ Муйский комплекс А Архей нерасчлененный А_{сл} Слоидская серия А_{сл} Шырыягайская серия 	<ul style="list-style-type: none"> БК₂ Найюозийские базальты ГМ₂ Мезозойские щелочные и субщелочные гранитоиды С_л Сибирские траппы ГР₂ Палеозойские гранитоиды ГР₂ Палеозойские граниты СР₂ Палеозойские щелочные и нефелиновые сиениты и нефелиновые сиениты УР₂ Раннепалеозойские габбро-диориты, габбро-диабазы ГР₁ Поддербинские гранитоиды и пегматиты слюдосиениты ГР₁ Среднепротерозойские граниты ГР₁ Раннепротерозойские гранитоиды ЧР₁ Раннепротерозойские диориты, габбро, габбро-диабазы, анортозиты, пироксениты и перидотиты ГА Архейские гранитоиды Дочетвертичные континентальные отложения Четвертичные ледниковые и водноледниковые отложения Нислые эффузивы Пирокластические породы основного состава Эффузивы различного состава Пегматитовые поля Мигматитовые поля Трубчатые тела, дайки линейные и кольцевые основных пород Линии тектонических разрывов установленные и предполагаемые Зона миконитизации

Карта утверждена Научно-редакционным советом ВСГЕИ 22 декабря 1959 г.

Оформлено и отпечатано на Картографической фабрике Госгеолгеиздата Министерства геологии и охраны недр СССР. Редакторы оформления: картограф Я.О. Горюничкина. Тех. редактор В.М. Якушева. Заказ 784. Тираж 1000 экз. Подписано в печать 5-X-1961 г. Т-10830

