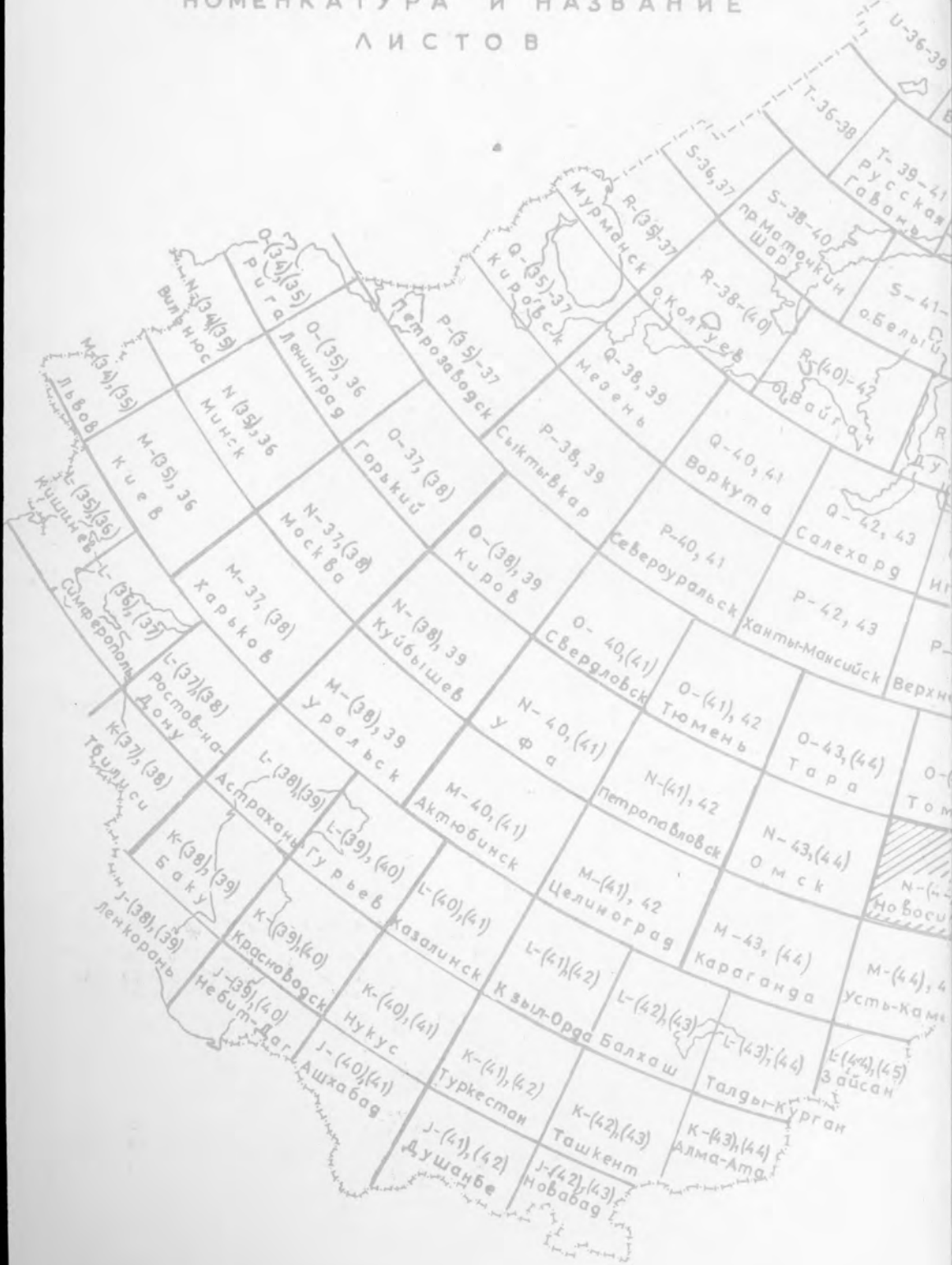


ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

НОМЕНКАТУРА И НАЗВАНИЕ ЛИСТОВ



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ имени А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)
НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ «СИБГЕО»
СИБИРСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (СНИИГГиМС)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

Масштаб 1 : 1 000 000
(новая серия)

Лист N-(44), 45 — Новосибирск

Объяснительная записка

ЛЕНИНГРАД · 1988

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-(44), 45 — Новосибирск. Объяснительная записка. Л., 1988. 134 с. (Министерство геологии СССР. ВСЕГЕИ, «Сибгео», СНИИГиМС).

В работе обобщен большой фактический материал по стратиграфии и интрузивным образованиям района, занимающего ключевые позиции в Алтае-Саянской складчатой области. Здесь сочленяются разнотипные геосинклинальные, орогенные, плитные структуры Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Западного Саяна, Салаира, Горного Алтая, Кузбасса, Минусинских впадин, Западно-Сибирской плиты. На основе интерпретации геологических и геофизических материалов приведены представления о тектонических структурах района и истории его геологического развития. Имеющиеся данные не только объясняют ранее известные закономерности геологического строения, но и позволяют по-новому трактовать многие геологические явления.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области региональной геологии СССР.

Ил. 4, список лит. 63 назв.

Редакционная группа Главной редакции Госгеолкарты СССР: Г. П. Александров, Г. С. Ганешин, И. К. Зайцев, К. Б. Ильин, Р. И. Соколов, С. И. Стрельников, Г. Н. Шапошников (председатель).

Главный редактор Западно-Сибирской группы листов
С. Б. Шацкий.

Ответственный редактор *Н. В. Григорьев.*

ВВЕДЕНИЕ

Характеризуемая территория охватывает сложнейший узел сочленения разновозрастных и разнотипных геологических структур, формирование которых связано с различными стадиями байкальского, салаирского, каледонского, герцинского тектоно-магматических циклов с последующими этапами мезозойской и кайнозойской активизации и развитием Западно-Сибирской плиты.

Это обстоятельство, а также значительный горнопромышленный потенциал региона обуславливают постоянный интерес к его комплексному геологическому изучению. В процессе составления карты и данной объяснительной записки проанализированы и обобщены обширные материалы, полученные при геологической съемке среднего и крупного масштабов, результаты региональных геофизических исследований, специализированных тематических работ по различным вопросам стратиграфии, магматизма, тектоники.

Стратиграфическое расчленение показанных на карте осадочных и вулканогенно-осадочных толщ произведено в соответствии с унифицированными и корреляционными схемами Алтае-Саянской области и Западно-Сибирской плиты, утвержденными МСК в 1978—1980 гг.

В решении вопросов магматической геологии авторы в определяющей мере опирались на решения Западно-Сибирского петрографического совета и его секций, на новейшие разработки СНИИГГиМС и ИГиГ СО АН СССР.

Рассматриваемая территория характеризуется различными ландшафтными условиями. Ее западная низкогорная и равнинно-низменная часть охватывает окраины Западно-Сибирской низменности, включая и Бийско-Барнаульскую впадину. Названные районы характеризуются хорошо выраженным гривно-лощинным рельефом с абсолютными отметками до 300 м. Гривный рельеф обусловлен наличием параллельных, простирающихся в северо-восточном направлении узких грив с относительной высотой 4—10 м, разделенных плоскими лощинами. Сходным рельефом обладает южная часть Чулымо-Енисейской впадины, ограничивающая с севера горные хребты Кузнецкого Алатау.

Салаирский кряж, сменяющий к востоку Бийско-Барнаульскую впадину, представляет собой низкогорную страну с абсолютными высотами до 400—500 м. На северо-востоке кряж на большом расстоянии отграничивается от Кузнецкой котловины четко выраженным уступом, достигающим высоты 100 м. Западный склон пологий, плавно переходит в равнинный район.

Кузнецкий Алатау вместе с Горной Шорней, отрогами Западного Саяна и Горного Алтая образует горную страну с абсолютными отметками до 2000 м. На востоке Кузнецкий Алатау и Горная Шория, полого снижаясь, переходят в Минусинские впадины. На западе они граничат с Кузнецкой котловиной. Западная граница в отличие от восточной более контрастна и проявлена в виде довольно крутого уступа высотой 300—600 м.

Кузнецкой котловине свойствен холмисто-волнообразный рельеф, рассеченный густой сетью речных долин, оврагов, балок. В центральной части котловины прослеживаются удлиненные в близширотном направлении возвышенности (Караганские горы, Салтымаковский хребет и др.).

В горной части района обнаженность удовлетворительная. В равнинных районах и предгорьях обнажения можно наблюдать только в долинах рек.

Район расположен в верховьях Оби с ее притоками Чумыш, Бердь, Томь, Чарыш, Иня и др. Река Обь судоходна, наиболее крупные ее притоки пригодны для прохода моторных лодок и катеров. Озера известны в основном в пределах Бийско-Барнаульской впадины. Среди них различаются проточные с пресной водой, непроточные и периодически проточные с горькой и минерализованной водой. В равнинной части широко распространены болота, обычно приуроченные к ложинам стока.

Климат района континентально-циклический со среднегодовой температурой -2°C . Годовое количество осадков колеблется в пределах 230—580 мм. В горных районах количество осадков увеличивается с высотой. Длительность снежного покрова достигает 170—190 дней; мощность его от первых десятков до 60 см и более.

В равнинной части наблюдаются лесная и лесостепная растительные зоны, в горной — горно-лесной и высокогорный пояса.

Район заселен в основном русскими, в горной части проживают алтайцы, шорцы. Большая часть населения сосредоточена в городах, являющихся центрами экономических и административных районов. Новосибирская область специализируется на производстве оборудования и машин; Кемеровская — на добыче каменного угля, производстве черных и цветных металлов; Алтайский край — сельхозмашин и продуктов сельского хозяйства.

Особенности геотектонического положения рассматриваемой территории и открытие в ее пределах уже в начале XIX века первых месторождений угля и железных руд обусловили большой интерес к ней со стороны многих выдающихся исследователей Сибири. Однако начало планомерных работ по изучению геологии и полезных ископаемых правомерно связывается с реализацией идеи В. И. Ленина о создании единой хозяйственной организации, охватывающей область горно-металлургической промышленности Урала и Кузбасса.

В 1918 г. Геологический комитет утвердил программу по составлению детальной геологической карты Кузбасса, и в том же году эти работы были начаты экспедицией под руководством А. А. Гапеева, В. И. Яворского, П. И. Бутова.

Крупным достижением геологов Западно-Сибирского геологического управления (ныне ПГО «ЗапСибгеология») явилось геологическое освоение и передача промышленности уже в годы первых пятилеток Тельбесской и Верхнекондомской групп железорудных месторождений. Ввод в строй Кузнецкого металлургического комбината определил на длительную перспективу приоритетное развитие всего комплекса работ, связанных с поисками и оценкой железорудных месторождений.

С 1954 г. в регионе широко развернулись работы по среднемасштабной геологической съемке, в которых принимали участие А. Б. Гинцингер, В. М. Сенников, В. П. Студеникин, Г. А. Курганов, М. К. Винкман, Г. Ф. Горелов, К. Д. Нешумаева, С. Ф. Дубинкин, Я. Р. Зильберман, Б. Н. Лапин, А. В. Алабин, П. А. Пономарев, Х. М. Симуни, Л. А. Ивания, Р. Ф. Колпакова, Т. Ф. Васючинская и многие другие геологи.

Опережающие и сопутствующие геологической съемке тематические исследования проводились В. И. Яворским, К. В. Радугиным, А. М. Кузьминым, В. П. Нехорошевым, В. С. Домаревым, И. К. Бажено-

вым, В. Д. Фомичевым, В. А. Кузнецовым, Ю. А. Кузнецовым и другими учеными.

Современный период в геологическом изучении региона характеризуется дальнейшей концентрацией сил производственных и научно-исследовательских организаций в укреплении минерально-сырьевой базы, в решении ряда актуальных задач фундаментальной геологии (ПГО «ЗапСибгеология» и др., СНИИГГиМС, ИГиГ СО АН СССР, тематические группы ряда других организаций Министерства геологии СССР, АН СССР, других министерств и ведомств).

Наряду с месторождениями каменных углей и железа, горнопромышленный потенциал рассматриваемой территории постоянно пополняется новыми для региона видами минерального сырья: аподоломитовые месторождения высококачественного талька, месторождения нефелиновых руд, цветных металлов, барита, фосфоритов, цеолита, строительных материалов и др.

В этой связи закономерным является новый этап геологических исследований на базе составления Госгеолкарты СССР масштаба 1:50 000. Для планирования и рационального размещения первоочередных работ этого типа несомненно значение геолого-картографических обобщений, выполненных в рамках задания по Государственной геологической карте СССР масштаба 1:1 000 000 (новая серия) листа N-(44), 45 — Новосибирск.

Следует отметить, что работами по этому листу завершается государственное геологическое картографирование всей Алтае-Саянской группы листов Госгеолкарты СССР. Смежные с листом «Новосибирск» листы «Абакан» и «Усть-Каменогорск» составлены и опубликованы до начала работ по листу «Новосибирск». Использование при составлении последнего новейших данных привело к некоторым «несбойкам» контуров и индексации геологических образований на границах указанных листов. Кроме этого, лист «Новосибирск» — единственный в Алтае-Саянской группе листов, составленный на основе принятого в настоящее время двучленного подразделения протерозоя. Увязка всех листов будет произведена на составляющейся в настоящее время во ВСЕГЕИ на их основе геологической карте Алтае-Саянской складчатой области масштаба 1:1 500 000.

СТРАТИГРАФИЯ

В пределах описываемой территории развиты отложения от протерозоя до антропогена включительно.

Протерозойские и кембрийские образования распространены в Кузнецком Алатау, Западном Саяне, Горной Шории, Салаире и в северо-восточной части Горного Алтая. Ордовикские и силурийские отложения отмечены в тех же районах, за исключением Западного Саяна и Горной Шории. Девонские отложения известны во всех районах, но особенно широко они развиты по окраинам Кузбасса, в Кольвань-Томской зоне и Минусинских впадинах. В этих же районах распространены отложения нижнего карбона. Верхнепалеозойские отложения отмечены только в пределах Кузнецкого и Горловского бассейнов, где они представлены угленосными толщами.

Мезозойские и кайнозойские отложения распространены в Бийско-Барнаульской и Чулымо-Енисейской впадинах, а также выполняют ограниченные по размеру эрозионно-тектонические впадины, тяготеющие к зоне перехода горной области в низменность. Генетически различные четвертичные отложения известны повсеместно.

ПРОТЕРОЗОИ

Нижнепротерозойские образования (PR_1) обособлены на современной эрозионной поверхности в виде трех вытянутых блоков, представляющих собой тектонические выступы кристаллического основания, перекрытого на остальной части описываемой территории верхнепротерозойскими и более молодыми отложениями. Юго-западная часть одного из этих блоков, площадью не менее 2000 км², располагается на северо-востоке Горной Шории. Здесь нижнепротерозойские породы сравнительно хорошо вскрыты в долинах рек Мрас-Су, Томь, Бель-Су, Уса. Северо-западная часть блока находится в южной половине Кузнецкого Алатау (в его прикузбасской части). В этом месте нижнепротерозойские образования обнажены по рекам Верх. Кибрас, Верх., Сред. и Ниж. Терсь и др. Есть публикации, в которых упомянутые части рассматриваемого блока считались разобщенными, и поэтому им были присвоены разные названия: первой — Томский массив или выступ, второй — Терсинский горст. Фактически они составляют один блок, который нужно, пожалуй, именовать Терсинско-Томским выступом (горстом). Другой, меньший по площади (около 190 км²) блок пород нижнего протерозоя (Суховский горст, по Г. Ф. Горелову, или Золотокитатский, по А. Б. Гинцингеру) находится на северо-западе Кузнецкого Алатау в бассейне р. Золотой Китат. Третий блок, дугообразно изогнутый в плане, примерно такой же по площади, как и Суховский горст, расположен на юге Салаира в бас. р. Ангуреп.

Нижнепротерозойские образования Горной Шории и Кузнецкого Алатау в настоящее время принято членить на две свиты: конжинскую

и терсинскую, отличающиеся по литологическому составу и положению в стратиграфическом разрезе. В Терсинско-Томском выступе имеются выходы обеих свит, а Суховский (Золотокитатский) горст, как полагает Г. Ф. Горелов, сложен породами только терсинской свиты. На юге Салаира в бас. р. Ангуреп вскрыта, по-видимому, та часть протерозойских отложений, которую условно можно сопоставлять с верхами конжинской — низами терсинской свиты.

Конжинская свита включает амфиболиты, гранат-биотит-амфиболовые, гранат-двуслюдяные, гранат-биотитовые и гранат-биотит-силлиманитовые гнейсы, нередко мигматизированные, гранат-ставролит-мусковитовые, полевошпат-кварц-биотитовые, гранат-полевошпат-кварц-мусковитовые и другие кристаллические сланцы с отдельными прослоями мраморов, метакварциты. Последние распространены среди перечисленных пород свиты гораздо шире, чем представлялось ранее. Мощность вскрытой части свиты не менее 4000 м.

Следует отметить, что в горношорской части Терсинско-Томского выступа наиболее значительные по ширине полосы выходов двуслюдяных и амфиболовых плагногнейсов еще сравнительно недавно не включались в состав конжинской свиты, а рассматривались как самостоятельные свиты (снизу вверх) — колтасская (двуслюдяные плагногнейсы), лужбинская (амфиболовые плагногнейсы) — и условно относились к архею [14]. На самом деле, как установлено в результате крупномасштабного картирования и тематического изучения, гнейсы теснейшим образом связаны с кристаллическими сланцами и образуют вместе с ними одно стратиграфическое подразделение — конжинскую свиту. Судя по минеральным ассоциациям гнейсов и кристаллических сланцев, отложения свиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации.

Относительно возраста метаморфических пород конжинской свиты нет единого мнения. Одни геологи считают их раннепротерозойскими, другие полагают, что они образовались за счет метаморфизма верхнепротерозойских и кембрийских отложений. Как нам представляется, первая точка зрения является правильной. Об этом свидетельствует, во-первых, стратиграфическое положение пород свиты — они находятся в самом низу докембрийских отложений, во-вторых, радиологические данные о возрасте метаморфизма пород перекрывающей терсинской свиты (радиологическое определение возраста калий-аргоновым методом по амфиболам составляет 1880 млн. лет), в-третьих, наличие в нижнем протерозое значительных количеств ортокварцитов (кварцито-песчаников). Вместе с тем известно, что в Алтае-Саянской области кварцевые или существенно кварцевые песчаники не образуют, за редким исключением, сколько-нибудь значительных тел в заведомо верхнепротерозойских и палеозойских толщах. Вышесказанное позволяет считать, что раннепротерозойский возраст конжинской свиты вполне вероятен.

Ангурепская толща объединяет метаморфические породы, вскрытые на юге Салаира в бас. р. Ангуреп, в верховьях рек Бахта и Салма, левых притоков р. Сары-Чумыш, и на некоторых других участках. Литологический состав и строение толщи из-за плохой ее обнаженности изучены плохо. В нижней части толщи установлены амфиболовые, гранат-цойзит-актинолитовые и другие кристаллические сланцы, вмещающие многочисленные мелкие акмолитообразные тела роговообманково-пироксеновых, пироксеновых и кварц-роговообманково-биотитовых гнейсов. Верхняя часть толщи состоит из графитсодержащих мраморов, силикатных мраморов, графитистых сланцев и железистых кварцитов. Эта толща метаморфических пород А. А. Зенковой, А. П. Матвеевской и Б. Ф. Сперанским была отнесена к архею [12]. А. М. Кузьмин, А. С. Кириллов и В. Д. Фомичев предполагали, что метаморфическое образования толщи возникли в зоне смятия с высокой проницаемостью за счет кемб-

рийских и, возможно, более молодых палеозойских отложений. Вторая точка зрения относительно возраста ангурепской толщи представляет собой необоснованную, поскольку между метаморфическими породами толщи и контактирующими с ними по дизъюнктивам породами кембрия и даже среднего рифея отсутствуют зоны взаимоперехода по степени метаморфизма. Докембрийский возраст ангурепской толщи, по нашему мнению, очевиден. Входящие в состав толщи породы отличаются более высоким метаморфизмом по сравнению с рифейскими, и их условно можно сопоставлять с конжинской свитой.

Терсинская свита сложена метаморфизованными карбонатными и терригенными породами. Первые преобладают и представлены кальцитовыми и значительно меньше доломитовыми мраморами. Они обычно содержат чешуйки графита и нередко примесь обломочного материала, в основном кварца. Среди мраморов, там где в них имеются пачки кварц-слюдисто-углеродистых сланцев, встречаются кальцифиры. Некарбонатные породы свиты представлены гранат-кварц-биотитовыми, мусковит-биотит-кварцевыми, биотит-кварц-полевошпатowymi и кварц-углеродистыми (местами графитистыми) сланцами, кварцевыми и слюдисто-кварцевыми метапесчаниками, гранат-биотитовыми микрогнейсами и амфиболитами, возникшими, видимо, за счет метаморфизма первично глинисто-карбонатных пород. Характерной особенностью состава отложений терсинской свиты является наличие в ней железистых метакварцитов, магнетитовых и гематит-магнетитовых руд.

В большинстве случаев полосы выходов пород терсинской свиты имеют дизъюнктивные границы, и, видимо, нет такого места, где она представлена в полном объеме. Внутренняя структура полей распространения свиты расшифрована еще недостаточно, нельзя сделать сводное описание строения свиты. Приведем лишь один частный разрез свиты по р. Ташелга (правый приток р. Мрас-Су). Здесь, как и на других участках распространения свиты, разрез ее тектонически нарушен. Дизъюнктивом срезана верхняя часть отложений. В сохранившейся нижней части свиты, судя по материалам, отображенным на геологической карте участка Ташелгинского месторождения магнетитовых руд, составленной А. Б. Шепелем и И. П. Казимировым, намечается в самом общем виде следующий порядок размещения пород (снизу вверх):

	м
1. Амфиболиты, магнетитовые руды, кальцитовые и доломитовые мраморы	50—100
2. Микрогнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, реже гранат-амфиболовые и сидлиманит-биотитовые	до 100
3. Мраморы кальцитовые и доломитовые, нередко с чешуйками графита	до 200
4. Сланцы гранат-кварцевые, гранат-биотит-кварцевые, полевошпат-кварцевые, метакварциты	до 240
5. Мраморы кальцитовые и доломитовые	до 300
6. Сланцы углеродисто-кварцевые, местами графитисто-кварцевые, биотит-мусковит-плагиоклаз-кварцевые	около 50
7. Сланцы гранат-кварцевые, гранат-биотит-кварцевые, биотит-мусковит-плагиоклаз-кварцевые	не менее 200
	1200 м

Есть основание полагать, что полная мощность свиты не менее 2000 м.

По набору пород состав свиты в общем довольно выдержан, но часто меняется количественное соотношение пород. Преимущественно мраморами терсинская свита представлена в бас. рек Золотой Китат*, Ташелга и на некоторых других участках. Наряду с этим есть площади, где в составе свиты некарбонатных пород много или даже больше, чем

* В бас. р. Золотой Китат Г. Ф. Горелов отнес к верхней части терсинской свиты толщу амфиболитов (500 м), которая, по нашему мнению, принадлежит камжелинской свите.

мраморов. Так, по данным А. Л. Додина и Г. Ф. Горелова [14], в верховьях рек Терсь и Чек-Су терсинская свита образована чередующимися пачками (50—200 м) мраморов (в том числе доломитовых) и метапесчаников, состоящих нередко в основном из зерен кварца. Среди этих пород имеются пласты и прослои альбит-слюдисто-кварцевых, углеродисто-кварцевых и ставролит-слюдистых сланцев, андалузитсодержащих кварцитов (ортокварцитов), а также встречаются пласты (до 6 м) железистых метакварцитов и полосчатых гематит-магнетитовых и магнетитовых руд (Сентябрьское месторождение).

Данные о литологическом составе терсинской свиты, полученные на разных участках выходов ее пород, указывают на то, что на площади Терсинско-Томского выступа в направлении от р. Мрас-Су к северу до р. Верх. Кибрас и далее до р. Ниж. Терсь происходит уменьшение мраморов в составе свиты. Их место занимают метатерригенные породы. На это впервые обратил внимание А. Л. Додин [14]. Обилие метапесчаников в отложениях свиты на северо-западе Терсинско-Томского выступа и присутствие среди них осадочных гематит-магнетитовых и магнетитовых руд, ассоциирующихся с метакварцитами, объясняется, видимо, тем, что площадь распространения карбонатно-терригенных образований терсинской свиты во время накопления располагалась недалеко от области размыва, которая находилась, вероятно, в районе нынешнего Кузбасса.

Соотношение терсинской и подстилающей ее конжинской свит изучено слабо. Принято считать, что они лежат согласно и сменяют друг друга в стратиграфическом разрезе без перерыва [14]. Однако есть факты несогласного контакта между терсинской и конжинской свитами. На геологической карте Ташелгинского месторождения, составленной А. Б. Шепелем и И. П. Казимировым, достаточно отчетливо вырисовывается дискордантность нижней границы терсинской свиты относительно элементов внутренней структуры конжинской свиты.

Присутствие в терсинской свите метакварцитов, в том числе андалузитсодержащих, и осадочных гематит-магнетитовых руд косвенно свидетельствует о химическом выветривании пород, подстилающих свиту, т. е. о перерыве, предшествовавшем накоплению ее отложений, а также указывает на то, что химическое выветривание было, видимо, нередким явлением в той части рассматриваемой территории, которая во время накопления отложений терсинской свиты находилась выше уровня седиментации.

Имеются три радиологических определения возраста амфиболов терсинской свиты калий-аргоновым методом: 1880, 780 и 610 млн. лет [31]. На основании их нельзя сделать сколько-нибудь обоснованный вывод о возрасте свиты. Однако местоположение этой свиты в сводном стратиграфическом разрезе докембрия Горной Шории и Кузнецкого Алатау позволяет относить ее к раннему протерозою. Она лежит под зеленосланцевой колтаасской свитой (1470 млн. лет, одно определение калий-аргоновым методом по амфиболу [31]), которая в свою очередь находится стратиграфически ниже кабырзинской свиты, заключающей невландиевую проблематику среднего рифея. Там, где карбонатные породы терсинской свиты представлены криптокристаллическими мраморами, в них есть микрофитолиты такого же облика, которые в большом количестве встречаются в нижнепротерозойских отложениях.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Отложения верхнего протерозоя расчленены на ряд свит, одни из которых являются карбонатными или существенно карбонатными, другие состоят из вулканогенных образований и подчиненных им терриген-

ных, кремнистых и карбонатных пород, третьи свиты преимущественно терригенные. Литологический состав свит в основном довольно хорошо выдержан по латерали, что облегчает их распознавание при картировании. Тем не менее до сих пор нет единого мнения относительно стратиграфической увязки разрезов в разных районах рассматриваемой территории. Это объясняется прежде всего неодинаковым пониманием различными исследователями характера соотношения свит. Преобладает представление о непрерывности разреза отложений верхнего протерозоя Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Салаира. Поэтому, например, наличие на одних участках вулканогенных образований кульбюрстюгской и лощенковской свит, а также свиты ключа Таежного, разделяющих карбонатные отложения верхнего протерозоя на две части, и отсутствие их на других участках связывается с фаціальными изменениями. Такое толкование отмеченной особенности строения верхнепротерозойских отложений является, на наш взгляд, неверным. Имеются данные, указывающие на то, что их накопление не было непрерывным. Так, в бас. р. Бел. Июс установлены несогласие и признаки размыва в основании верхнерифейской терригенной амарской свиты (по стратиграфическому положению она соответствует нижней части западносибирской свиты), залегающей на среднерифейской существенно известняковой полуденной свите. За пределами восточной границы территории в районе рек Карыш и Сон выявлены несогласие и перерыв между гольджинской свитой и вышележащей вулканогенной лощенковской свитой (предположительно первая половина позднего рифея), а также между последней и перекрывающей ее мартюхинской свитой [42]. На севере Кузнецкого Алатау, в среднем течении р. Кия ниже пос. Макарак зафиксированы несогласие и размыв между доломитами западносибирской свиты и залегающими на них осадочно-вулканогенными отложениями устьянзасской (камзасской) свиты, возраст которой предположительно поздневендский или конец венда—начало раннего кембрия. На юго-западе Горной Шории в приустьевой части р. Мунжа и в бас. р. Сия В. П. Студеникиным отмечены следы размыва в основании манжерокской (мунжинской) свиты верхнего рифея, перекрывающей среднерифейскую карбонатную баратальскую свиту (аналог кабырзинской). Кроме того, в 1982 г. появились сведения о несогласном соотношении кабырзинской и западносибирской свит, но они требуют проверки. Из вышеизложенного следует, что наличие на одних участках вулканогенных образований кульбюрстюгской и лощенковской свит, а также свиты ключа Таежного, разделяющих карбонатные отложения на две части, и отсутствие их на других участках нельзя связывать с фаціальными изменениями. Накопления вулканических пород кульбюрстюгской и лощенковской свит имели в свое время, вероятно, широкое площадное распространение, но к началу формирования верхней карбонатной толщи (западносибирской свиты и ее аналогов) были уничтожены эрозией.

Принятая на геологической карте возрастная последовательность стратиграфических подразделений верхнего протерозоя сделана с учетом данных о наличии несогласий и перерывов, о которых говорилось выше. Однако из-за недостатка палеонтологических данных и почти полного отсутствия радиометрических датировок возраста верхнепротерозойских пород Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Салаира нет возможности достаточно уверенно сопоставить свиты, на которые расчленены в этих районах верхнепротерозойские отложения, с хроностратиграфическими подразделениями позднего протерозоя, принятыми в СССР. Особенно мало данных для обоснования возраста отложений, отнесенных условно к нижнему рифею. Они выделены под разными названиями: июсская (белюсская) свита на восточном склоне Кузнецкого Алатау, камжелинская на северо-западе этого горного сооружения,

колтасская (ташелгинская) в Горной Шории и на юге Кузнецкого Алатау, джебашская серия в Западном Саяне.

Июсская (белоиюсская) свита (PR_2^{1is}) устанавливается на нескольких участках в бас. р. Бел. Июс. Отложения представлены интенсивно хлоритизированными, амфиболитизированными и в значительной мере эпидотизированными диабазами, пироксен-плагноклазовыми порфиритами, спилитами, обычно миндалекаменными. Среди этих пород имеются пирокластические образования, кремнистые, филлитовые и кварц-альбит-эпидот-хлоритовые сланцы, известняки и песчаники. Осадочные породы чаще встречаются в верхней части свиты. По этому признаку она расчленена Д. И. Мусатовым [13] в разрезе по р. Кара-Тас, правому притоку р. Бел. Июс, на две толщи (снизу вверх):

1. Темно-зеленые афанитовые и диабазовые порфириты с прослоями (3—25 м) темных известняков. Порфириты зеленокаменные, рассланцованные. Внизу толщи туфолавы и туфобрекчии с обломками афанитовых порфиритов

М

700

2. Зеленокаменные диабазовые порфириты (преобладают), перемежающиеся с авгитовыми и афанитовыми порфиритами. В порфиритах довольно много линзовидных прослоев и пачек (5—50 м, чаще 20—30 м) черных и темно-серых слоистых известняков, хлоритовых, известково-хлоритовых и кремнисто-известковых сланцев

900

1600 м

От нижней толщи верхняя отличается значительно большим присутствием в ней осадочных пород. Количество их составляет примерно третью часть толщи. На участке рек Б. Сая, Изык-Чул к июсской свите отнесены две толщи [32], существенно отличающиеся по составу. Нижняя толща (не менее 1000 м) очень похожа на отложения июсской свиты, вскрытые в верховьях рек Бел. Июс и Кара-Тас. Она сложена зеленовато-серыми и темно-зеленовато-серыми диабазами, порфиритами и их туфами, спилитами миндалекаменными с подушечной и шаровой отдельностью, реже туфолавами и лавобрекчиями. Кое-где, главным образом в верхах толщи, встречаются маломощные тела кератофиров и фельзитов, темных мраморизованных известняков, кремнистых, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев, граувакковых песчаников. Верхняя толща (мощность не менее 800—900 м) представлена сложным комплексом осадочных и вулканогенных пород, часто перемежающихся между собой. Это конгломераты, туфоконгломераты, туфобрекчии, туфопесчаники, песчаники, кремнистые, углеродисто-кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, темные мраморизованные известняки, нередко с запахом сероводорода, диабазы, андезитовые порфириты, кератофиры, кварцевые порфиры, фельзиты. Большое место в разрезе толщи занимают туфоконгломераты и туфобрекчии, состоящие из обломков вулканитов кислого или разного состава. Роль известняков в составе толщи невелика, хотя в отдельных случаях ими образованы пачки мощностью 100 м и более. В. Е. Номоконов и А. Г. Осипов считают [32], что обе толщи лежат под среднерифейскими отложениями, заключающими слои с невландиевой проблематикой.

Отложения, принадлежащие, по-видимому, июсской свите, обнажены в окрестностях рудника Знаменитый, в верховье р. Уса и в бас. ее левого притока Шатай, на междуречье Уса — Чер. Уса, в верховье р. Безымьянная (левый приток р. Чер. Июс) и на участке рек Ивановка, Красная Речка (верховье р. Сред. Терсь). Всюду они представлены в основном вулканогенными породами — типичными образованиями спилито-диабазовой формации, претерпевшими интенсивное зеленокаменное преобразование. Местами в них заключены тела гипербазитов.

Радиологических и палеонтологических данных о возрасте июсской свиты нет. К раннему рифею она относится лишь потому, что перекры-

вающие ее отложения содержат невландиевую проблематику, считающуюся среднерифейской.

Камжелинская свита ($PR_2^1 km$) представлена толщей зеленых сланцев и метавулканитов на северо-западе Кузнецкого Алатау. Выходы пород образуют полосу, протягивающуюся в северо-восточном направлении от р. Чер. Осиповка в верховьях рек Барзас, Кельбес и далее на участок р. Золотой Китат вблизи пос. Чер. Озеро. Протяженность полосы около 100 км, ширина ее достигает на отдельных участках 4 км и более. Свита состоит из темно- и серо-зеленых амфиболовых, хлоритовых, эпидот-альбит-актинолитовых и эпидот-цоизит-актинолитовых сланцев, хлоритизированных песчаников, перемежающихся с метадиабазами, метапорфиритами и их пирокластическими производными. Вулканиты часто настолько сильно хлоритизированы и амфиболитизированы, что их первичная природа распознается с большим трудом. Среди перечисленных пород встречаются в виде прослоев, отдельных пластов и маломощных пачек кварц-серицитовые сланцы, кремнистые породы и мраморизованные известняки.

Полоса выходов пород камжелинской свиты тектонически соприкасается с нижнепротерозойской терсинской свитой и среднерифейской кабырзинской, разделяя их. Несмотря на дизъюнктивный характер границ между названными свитами, стратиграфическая последовательность свит в общем сохранилась. Таким образом, камжелинская свита по своему стратиграфическому положению соответствует июсской свите, на которую она очень похожа по составу. Мощность камжелинской свиты не менее 1500 м. При описании терсинской свиты было высказано предположение о возможной принадлежности к камжелинской свите амфиболитов, отнесенных Г. Ф. Гореловым к верхней подсвите терсинской свиты. Если это подтвердится, то мощность камжелинской свиты должна быть более 2000 м.

Колтасская (ташелгинская) свита ($PR_2^1 kl$) является аналогом июсской и камжелинской свит. Она выделена по рекам Колтас, Ташелга, Балык-Су, Бел. Уса, Верх. Кибрас в Томско-Терсинском выступе и за его пределами в нижнем течении р. Б. Казыр. В состав свиты входят: хлоритовые, хлорит-актинолитовые, хлорит-альбитовые, эпидот-альбит-хлоритовые, хлорит-серицитовые и серицитовые сланцы, аподнабазовые амфиболиты и амфиболовые сланцы, амфиболитизированные и хлоритизированные порфиритоиды и пирокластические образования базальтового и андезит-базальтового состава, кислые вулканиты, кремнистые породы, метапесчаники, мраморизованные известняки и мрамор. Кислые вулканиты и осадочные породы не играют заметной роли в составе свиты. В бас. рек Верх. Кибрас и Бел. Уса среди пород свиты имеются железистые кварциты. Мощность свиты около 2000 м. Наиболее измененные метаморфизмом породы свиты преобразованы в условиях фации зеленых сланцев, и только в отдельных случаях интенсивность метаморфизма пород достигает начальной ступени амфиболитовой фации.

Поля распространения пород колтасской свиты в большинстве своем ограничены дизъюнктивами. Вероятно, в основном по этой причине до сих пор не удалось получить данные о характере стратиграфического соотношения ее с подстилающей терсинской свитой. Не совсем ясны соотношения колтасской свиты со среднерифейскими отложениями. Очевидно лишь то, что она лежит под ними и, следовательно, занимает такое же стратиграфическое положение, как и июсская свита. Имеется одно определение возраста амфиболитов колтасской свиты калий-аргоновым методом, равное 1470 млн. лет [31]. Оно не противоречит существующему представлению о возможном раннерифейском возрасте колтасской свиты.

Территория листа охватывает на юго-востоке небольшую часть Западного Саяна. Здесь в бас. р. Она (среднее течение) и по р. Тарташ (правый приток р. М. Абакан) находится западное окончание Джебашского горста, сложенного докембрийским зеленосланцевым метаморфическим комплексом пород, известным под наименованием джебашской серии. По мнению большинства геологов, джебашская серия по литологическому составу подобна нижнерифейской теректинской (свите) серии Горного Алтая.

Породы джебашской серии по внешнему виду представляют собой довольно однообразные сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизма терригенных и вулканогенных отложений, и делятся на тебинскую и уртенскую свиты.

Тебинская свита (PR_2^{1tb}) сложена зелеными и серо-зелеными кварц-серицит-хлоритовыми и в значительно меньшей мере кварц-хлоритовыми, кварц-альбит-хлоритовыми, кварц-альбит-мусковит-хлоритовыми сланцами, содержащими нередко в большом количестве актинолит и эпидот. Сланцы являются продуктом метаморфизма первично-терригенных пород. Об этом свидетельствует наличие в них бластопсаммитовой структуры. Мощность свиты более 3000 м.

Уртенская свита (PR_2^{1ur}) не имеет четкой границы с породами тебинской свиты. Она состоит из карбонатсодержащих кварц-эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев. Последние возникли за счет метаморфизма вулканитов основного состава, реликты которых можно наблюдать при микроскопическом изучении сланцев. Местами среди сланцев залегают отдельные небольшой мощности горизонты мрамора и пласты слюдястых и железистых кварцитов. Мощность свиты более 1500 м.

Породы обеих свит джебашской серии всюду содержат многочисленные тонкие быстро выклинивающиеся кварцевые, кварц-кальцитовые, кальцитовые, кварц-альбит-кальцитовые жилы и прожилки, располагающиеся по рассланцовке и по секущим ее трещинам растяжения. По литологическому составу джебашская серия напоминает колтасскую свиту. Их сближает, в частности, присутствие в той и другой железистых кварцитов.

Рассмотрим теперь ту часть отложений позднего протерозоя, возраст которых по палеонтологическим данным определяется как среднерифейский. Их налегание на описанные выше предположительно нижнерифейские образования установлено в Кузнецком Алатау в бассейне р. Бел. Июс (среднее течение) и на участке нижнего течения р. Б. Казыр. По литологическому типу среднерифейские отложения можно назвать карбонатными или преимущественно карбонатными. Это разные по цвету, текстурным и другим признакам известняки с прослоями и пачками антраконитовых мраморов, доломитов, силицилитов, кремнистых, кремнисто-глинистых и глинистых, нередко углеродистых сланцев. Местами наряду с перечисленными породами встречаются вулканиты основного или кислого состава и продукты их размыва. Есть площади, где вулканических и терригенных пород в отложениях среднего рифея сравнительно много. Они приурочены главным образом к нижней половине разреза. Количество их меняется от места к месту, но при этом общий карбонатный тип разреза сохраняется всюду.

В наиболее полных разрезах мощность среднерифейских отложений превышает 3500 м. В настоящее время они известны как кабырзинская свита в восточной и баратальская — в западной частях Горной Шории и в зоне Катунского антиклинория Горного Алтая, кабырзинская и полуденная — в Кузнецком Алатау, кивдинская — на Салаире.

Кабырзинская свита (PR_2^{2kb}) широко распространена в бассейне р. Мрас-Су (Горная Шория), а также в бассейнах рек Яя, Зо-

лотой Китат, Кия, Тайдон и в других местах Кузнецкого Алатау. Мощность превышает 3000 м. В ее составе преобладают известняки, нередко мраморизованные, серые и темно-серые (до черных), часто слоистые. Среди них залегают пласты и пачки антраконитовых мраморов и доломитов. Мощность последних в ряде случаев достигает 200 м и более. Некарбонатные породы представлены темно-серыми и черными силицилитами, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами и вулканитами основного состава. Они встречаются на разных уровнях разреза свиты. Характерным некарбонатным породным компонентом свиты являются силицилиты. На некоторых участках эти породы довольно часто перемежаются с известняками и общее их количество составляет десятки метров, а в среднем течении р. Кия (ниже пос. Макарак) суммарная мощность силицилитовых слоев достигает 500 м.

Значительное количество некарбонатных пород — вулканитов базальтового и андезитово-базальтового состава, граувакковых песчаников, углеродистых силицилитов, углеродисто-глинисто-кремнистых, углеродисто-кремнистых, глинисто-кремнистых и глинистых сланцев, переслаивающихся с известняками и доломитами, находится в кабырзинской свите на участке междуречья Б. Казыр—Амзас (правые притоки р. Томь). Здесь сохранилась только нижняя часть свиты, но зато вскрыта подстилающая ее колтаеская свита. Считается, что между свитами нет перерыва. Такое же соотношение между этими свитами отмечено и на участке р. Колтас (правый приток р. Томь).

В известняках кабырзинской свиты в ряде пунктов найдены *Newlandia concentrica* Walc., *N. lamellosa* Walc., *N. frondosa* Walc., *N. major* Walc. и другие органические остатки неопределенного систематического положения (невландиевая проблематика), а также строматолиты *Collenia undosa* Walc. Все названные виды невландий и *Collenia undosa* сходны с обнаруженными в отложениях серни или надгруппы Белт в Северной Америке. Эти отложения имеют радиологические определения возраста по нескольким стратиграфическим уровням. Интервал значений датировок меняется от более чем 1300 млн. лет до менее чем 900 млн. лет [27]. Для пород, заключающих слои с невландиями, рубидий-стронциевым методом получена дата 1325 ± 25 млн. лет [48, 51], указывающая на среднерифейский возраст. Это позволяет полагать, что верхнепротерозойские отложения с невландиями, широко распространенные в Алтае-Саянской складчатой области, в том числе на рассматриваемой территории, также, вероятно, являются среднерифейскими.

К обоснованию возраста кабырзинской свиты нужно добавить следующее. От бас. р. Мрас-Су отложения кабырзинской свиты прослеживаются в район рек Б. Шора, Тузухсу (верховья р. Томь) и уходят на площадь Азыр-Тал, где они выделены под наименованием биджинская свита. В этой свите наряду с невландиями присутствует *Conophyton garganicus* Rogol., входящий в комплекс строматолитов, характерных для среднерифейских отложений Сибири.

Полуденная свита (PR_2^{2pl}) включает среднерифейские отложения, распространенные на востоке Кузнецкого Алатау в бассейне р. Бел. Июс и в среднем течении р. Сарала, а также на северо-востоке Горной Шории в верховьях р. Томь. Основание свиты вскрыто на участке руч. Сынный (правый приток р. Бел. Июс). Она здесь лежит, по видимому, согласно на вулканогенной июсской свите. Несколько юго-западнее, на участке горы Амар, полуденная свита перекрыта амарской свитой верхнего рифея. В тех местах, где разрез полуденной свиты представлен наиболее полно, как, например, на участке руч. Сынный, она делится на три подсвиты (снизу вверх):

1. Серые и темно-серые (до черных) известняки с редкими пластами антракоцитовых мраморов. На разных уровнях разреза подсвitys имеются прослой и пачки глинистых и песчаных известняков, глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, большей частью темно-серых, известковистых песчаников, гравелитов, кремнистых брекчий, конгломератов с туфогенным (?) цементом	750—1300
2. Серые и грязно-серые переслаивающиеся между собой конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глинисто-кремнистые сланцы. Среди этих пород местами есть известняки, мергели, а также эффузивы и туфы кислого состава	800—1350
3. Серые и светло-серые известняки с прослоями терригенных пород, кислых эффузивов и туфов в низах подсвitys	более 800
	2550—2800 м

В этом разрезе в нижней подсвите найдены: *Newlandia sp.*, *Camasia cf. spongioza* Walc., *Saralinskia cf. boulinnikovi* Krasn., *S. cf. glo-meria* Krasn. Особенно много остатков невландиевой проблематики содержится в отложениях свиты на участке верхнего течения р. Сарала. Здесь впервые не только в Сибири, но и в СССР они были обнаружены А. Я. Булыньниковым и описаны К. В. Радугиным и П. С. Краснопеевой [29, 40]. Таким образом, есть основание считать полуденную свиту среднерифейской и сопоставлять ее с кабырзинской свитой.

Баратальская свита (PR₂^{2br}) по литологическому составу, стратиграфическому положению и наличию в ней невландий коррелируется с кабырзинской и полуденной свитами. В пределах характеризуемой территории отложения баратальской свиты распространены в западной части Горной Шории в верхнем течении р. Кондома, по ее притокам Антроп (верхнее течение), Мунжа, Мундыбаш (верхнее течение) и на севере Горного Алтая в нижнем течении р. Иша. В составе свиты преобладают карбонатные породы. Это серые и темно-серые, реже светлые и почти черные слоистые и массивные мраморизованные известняки, мраморы, доломитистые известняки и изредка известковистые доломиты и антракоцитовые мраморы. Некарбонатные породы представлены силицилитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, филлитовидными сланцами и песчаниками, диабазами и диабазовыми порфиритами. Основание свиты не вскрыто; видимая мощность ее отложений более 2500 м. В верхнем течении р. Антроп в известняках свиты уже давно установлено присутствие остатков невландий, что позволяет относить свиту к среднему рифею.

Кивдинская свита (PR₂^{2kv}) выделена на юге Салаира. Она состоит главным образом из темно-серых, реже серых и почти черных известняков и мелкокристаллических мраморов, среди которых в небольшом количестве встречаются силицилиты, черные филлиты и зеленокаменные вулканы. Основание свиты не вскрыто; видимая мощность более 1500 м. Органические остатки, обнаруженные в известняках этой свиты, представлены *Newlandia sp.*, *Camasia sp.*, *Collenia sp.*, *Vesicularites cf. rotundus* Z. Zhig., которые, по мнению А. Г. Поспелова, указывают на среднерифейский возраст отложений свиты.

Верхнепротерозойские отложения, лежащие на кабырзинской свите и на других сопоставляемых с ней свитах, содержат микрофилиты, которые указывают на позднерифейский возраст вмещающих их пород, и пластовые строматолиты, имеющие такую же микроструктуру, как и у позднерифейских столчатых строматолитов *Minjaria*, *Jurusania* и др.

От среднерифейских отложений верхнерифейские литологически и стратиграфически четко обособлены. На отдельных площадях наиболее древняя часть их — свита ключа Таежного (таежная свита) и сопоставляемые с ней канымская и кульбюрстюгская свиты в Кузнецком Алатау, манжерокская (мунжинская) — в Горной Шории, аламбайская (уксунайская) — на Салаире, чингинская — в Западном Саяне представлены вулканогенными или осадочно-вулканогенными (чингинская

свита), а также терригенными (тузухсинская свита на северо-востоке Горной Шории) образованиями.

Свита ключа Таежного занимает небольшой участок на правобережье р. Богоюл. Она состоит из желтовато-серых, розоватых, лиловых, темно-серых и почти черных кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, ортофиров, андезитовых порфиритов, их туфо- и лавобрекчий и туфолов с отдельными маломощными прослоями черных глинистых известняков. Мощность свиты более 600 м. Ее основание на участке р. Богоюл не вскрыто. Судя по данным А. Я. Булыникова [29], выходы пород, принадлежащих, по-видимому, свите ключа Таежного, есть в верхнем течении р. Сарала, где кислые вулканиты лежат на известняках с невландиевой проблематикой, т. е. на среднерифейских отложениях — на полуденной (кабырзинской) свите. На участке р. Богоюл вулканиты перекрыты западносибирской свитой доломитов позднего рифея—венда.

Канымская свита (PR_2^3kn) похожа по составу на свиту ключа Таежного. Ее породы распространены на значительной площади в центральной части Кузнецкого Алатау в верховьях рек Бел. Уса, Чер. Июс и представлены кварцевыми порфирами, плагиоклазовыми и диабазовыми порфиритами, пирокластами разного состава и характера, метасланцами по вулканитам и осадочным породам, углеродисто-кремнистыми сланцами, силицилитами и известняками. Среди перечисленных пород преобладают риолит-дацитовые и андезит-дацитовые вулканические образования. Мощность свиты не менее 2000 м.

С момента выделения и на протяжении многих лет канымская свита считалась среднекембрийской. Некоторые геологи и в настоящее время придерживаются такого же мнения о возрасте этой свиты, хотя более десяти лет тому назад установлено ее залегание под западносибирской свитой, в базальных слоях которой присутствуют продукты размыва канымских вулканитов. Есть данные, свидетельствующие о несогласном соотношении этих свит.

Кульбюрстюгская свита выделена на востоке Кузнецкого Алатау в бассейне р. Бел. Июс. Она состоит из серо-зеленоватых и лилово-серых диабазовых порфиритов, пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых порфиритов, туфолов и туфов. Местами среди пирокластических пород залегают быстровыклинивающиеся пласты (толщина 1—2 м) серых известняков. В некоторых из них содержатся онколиты *Osagia tunilamelata* Reittl., *O. poletaeva* Krasn., *O. ovasimilae* Vlad. Мощность свиты 2000 м.

Отсутствие вулканитов кислого состава в кульбюрстюгской свите отличает ее от канымской свиты и особенно от свиты ключа Таежного, сложенной полностью кислыми вулканитами, но по стратиграфическому положению она им соответствует, так как располагается в разрезе верхнепротерозойских отложений между среднерифейской полуденной свитой и верхнерифейско-вендской доломитовой таржувльской свитой.

Тузухсинская свита выделена В. И. Герей на участке рек Тузухсу, Б. Шора (северо-восток Горной Шории). Главную массу отложений свиты представляют терригенные породы. В их последовательности обособляются три подсвиты (снизу вверх):

1. Серые и серо-зеленые глинистые сланцы, алевролиты, мелко-, средне- и грубозернистые полимиктовые и граувакковые песчаники	более 800
2. Бордовые и лиловые сланцы, алевролиты и песчаники	около 500
3. Глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники, среди которых есть пласты силицилитов, известняков и доломитов с <i>Asterosphaeroides</i> cf. <i>difluxilis</i> Z. Zhur.	около 400
	более 1700 м

В. И. Герей отнес эту свиту к нижнему кембрию, но с этим нельзя согласиться, так как на ней несогласно лежит карбонатная толща

(шорская свита), содержащая фитогенные образования *Minjaria* sp., *Osagia* cf. *grandis* Z. Zhug., *Occultus krasnopeevae* Posp., *Ambigolamellatus* sp. Они указывают на то, что заключающие их породы скорее всего имеют позднерифейский возраст и, следовательно, тузухсинская свита не может быть моложе этих пород. Она, вероятно, соответствует по стратиграфическому положению свите ключа Таежного, а также казымской и кульбурстюгской свитам.

Манжерокская (мунжинская) свита (PR_2^3mn) включает докембрийские осадочно-вулканогенные образования, распространенные в бас. рек Ульмень, Сня, Мунжа в западной части Горной Шории. Впервые в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения их описал К. В. Радугин [40] под названием мунжинская формация и отнес к докембрию. В приустьевой части р. Мунжа они представлены темно-серыми и почти черными, а в других местах зеленовато-серыми и серо-зелеными диабазами, пироксеновыми и пироксен-плагноклазовыми порфиритами, лаво- и туфобрекчиями. В состав свиты входят также хлоритизированные песчаники и сланцы, филлитизированные глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, темные и светлые мраморизованные известняки, силицилиты. На отдельных участках они слагают значительные по мощности и протяженности пачки, но общее количество их невелико. По р. Куйган вскрыт следующий разрез отложений манжерокской свиты (снизу вверх):

	м
1. Плохо обнаженный интервал. В делювии порфириты и силицилиты	200
2. Зеленовато-серые рассланцованные пироксеновые порфириты, порфиритоиды, диабазы, туфы, туффиты и вулканические брекчии	500—600
3. Черные известняки тонкослоистые и оолитовые, песчаные известняки, мелкообломочные известняковые брекчии, известковистые песчаники, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, туфы, туффиты	200—300
4. Рассланцованные хлоритизированные туфы и туфобрекчии порфиритов с линзами черных известняков, известковистые туффиты	150—200
5. Серо-зеленые и зеленовато-серые пироксеновые, пироксен-плагноклазовые порфириты в том числе миндалекаменные, диабазовые порфириты, диабазы, мелкообломочные лавобрекчии	600—700
	1700—2000 м

По рекам Мунжа (вблизи ее устья) и Колторак в основании манжерокской свиты имеются вулканические брекчии, содержащие глыбы и окатанные гальки нижележащих известняков среднерифейской баратальской свиты, что рассматривается как признак предманжерокского перерыва.

Отложения, перекрывающие манжерокскую свиту, можно наблюдать в бас. р. Сня. Они лежат несогласно. Это сийская свита; ее возраст соответствует второй половине раннего кембрия. Есть сведения о том, что на одном из участков в верхнем течении р. Коурчак вулканы, аналогичные манжерокским, перекрыты доломитами западносибирской свиты. Данный факт требует проверки, но мы считаем возможным сопоставлять манжерокскую свиту с описанными выше вулканогенными свитами позднего рифея, поскольку в Горном Алтае в бассейне р. Устюба она перекрыта доломито-известняковой каянчинской свитой позднего рифея—венда.

Аламбайская (уксунайская) свита (PR_2^3al) распространена на юго-западе Салаира. Первоначально она была известна как уксунайская формация. Большую часть свиты слагают зеленовато-серые плагноклазовые, пироксен-плагноклазовые и пироксеновые порфириты, нередко миндалекаменные, лавобрекчии и литокластические туфы, сильно хлоритизированные и амфиболитизированные. Количественно им подчинены граувакковые песчаники, филлитоподобные сланцы, из-

вестняки, доломиты, кремнистые сланцы и силицилиты. Местами осадочные породы вместе с туфами образуют довольно мощные пачки. Мощность свиты более 1500 м. Ее отложения вмещают тела гипербазитов и по набору пород похожи на офиолитовую ассоциацию.

Считается, что аламбайская свита лежит на среднерифейской кивдинской свите. Характер соотношения свит не выявлен, так как граница между ними не обнажена. Перекрывающие аламбайскую свиту кремнисто-терригенно-карбонатные отложения содержат споры *Leiologotriletum glutaceum* Tim., *Trachylogotriletum minutum* (Naum.) Tim., *Bothroligotriletum exasperatum* Tim., *Ocridoligotriletum kryshstofovichii* (Naum.) Tim., *Lophologotriletum* sp., *Margominuscula* sp., *Leiominuscula* sp., *Archaeopertusina* sp., которые, по мнению Ю. С. Надлера, определившего эти органические остатки, указывают на докембрийский возраст вмещающих их пород. Имеются данные о наличии в верхах аламбайской свиты микрофитолитов *Sinzasophyton* sp. и *Stromalactis palaeozoicus* Posp., а также водорослей *Rasumovskia* sp., *Botomaella* sp., *Proaulopora* sp., *Renalcis* sp. Поэтому в последнее время верхи свиты относят к раннему кембрию, но с этим нельзя согласиться, поскольку не доказано, что породы с этими микрофитолитами и водорослями принадлежат аламбайской свите. Кстати сказать, такие окаменелости обнаружены теперь и в вендских отложениях.

Чингинская свита (PR₂³čn) по составу похожа на аламбайскую. Ее породы вскрыты в бас. рек Ока, М. Абакан. Свита состоит из грязно-серых, зеленовато-серых и серо-зеленых хлоритизированных, эпидотизированных, в меньшей мере амфиболитизированных спилитов, диабазов, диабазовых порфиритов, пироксеновых и пироксен-плагноклазовых порфиритов, а также пирокластических образований. В большей своей части эти породы рассланцованы и развальцованы. Особенно интенсивно они динамометаморфизованы у границы с породами джебашской серии. Кроме вулканитов в состав свиты входят серые и зелено-серые серицит-хлорит-кремнистые сланцы, темно-серые (почти черные) сильно серицитизированные глинистые, глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы, силицилиты, редко известняки. Мощность свиты не менее 2000 м. Среди ее пород, так же как и в аламбайской свите на Салаире, залегают тела гипербазитов.

Относительно возраста чингинской свиты нет пока единого мнения. Одни геологи помещают ее в нижнюю половину раннего кембрия, другие полагают, что только верхняя часть свиты является раннекембрийской, а нижняя имеет вендский возраст. В последние годы автором совместно с М. К. Винкман, С. Л. Тарновским и А. Ф. Фефеловым получены новые данные о стратиграфическом положении чингинской свиты, указывающие на более древний ее возраст. Установлено, что в пределах северной полосы распространения пород чингинской свиты по р. Сизая и по руч. Чазрыг на отложениях свиты лежит, по-видимому, несогласно известняково-доломитовая толща, в породах которой содержатся микрофитолиты, такие же как в мартюхинской свите в хр. Азыр-Тал и в западносибирской свите в Горной Шории и в Кузнецком Алатау. Следовательно, чингинскую свиту можно относить к нижней половине позднего рифея.

Более молодые отложения позднего протерозоя, охватывающие, судя по палеонтологическим данным, какую-либо верхнюю часть позднего рифея и, видимо, нижнюю часть венда, лежат в одних местах непосредственно на среднерифейских отложениях, в других — на культурстюгской, канымской, тузухсинской свитах и на свите ключа Таежного, которые отнесены к нижней половине позднего рифея.

Отложения верхней половины позднего рифея и нижней части венда, так же как и среднерифейские, широко распространены в Горной Шории и в Кузнецком Алатау. Отдельные небольшие участки заняты

ними и на юго-западе Салаира. В Горной Шории, за исключением ее северо-востока, и в Кузнецком Алатау (в пределах Кемеровской области) верхнерифейские—вендские отложения известны как западносибирская и белкинская свиты. На северо-востоке Горной Шории они выделены под названием шорской свиты, а на востоке Кузнецкого Алатау им присвоено наименование амарская и таржувльская (мартюхинская) свиты.

Западносибирская свита (PR_2^{3zs}) сложена доломитами, в том числе известковистыми, и подчиненными им прослоями и пачками известняков и доломитистых известняков. Встречаются прослои кремней, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев. В отдельных местах базальные слои представлены пестроцветными песчаниками, гравелитами и конгломератами. Есть сведения, что кое-где в самом низу свиты среди терригенных и карбонатных пород в небольшом количестве присутствуют вулканиды основного состава. На одних участках свиты почти полностью сложена доломитами, на других наряду с доломитами в ней много известняков. Мощность свиты 1000—1300 м, а на участке р. Пызас достигает 2000 м.

В доломитах западносибирской свиты в разных местах их распространения содержатся микрофитоциты: *Osagia columnata* Reittl., *O. composita* Z. Zhur., *O. irregularis* Reittl., *Radiosus sphaericus* Z. Zhur., *R. limpidus* Z. Zhur., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Vesicularites ingens* Jaksch., *V. flexuosus* Reittl., *V. lobatus* Reittl., *Vermicularites anfractus* Z. Zhur. и др. Эта ассоциация микрофитоцитов позволяет относить западносибирскую свиту к позднему рифею—венду. Существует мнение, что отложения данной свиты и среднерифейской кабырзинской свиты неразрывно связаны между собой в стратиграфическом разрезе. С этим, однако, трудно согласиться, так как фактически рядом те же самые отложения, но выделенные под другими названиями (амарская+таржувльская свиты и шорская свита), отделены несогласием от подстилающих пород. К этому можно добавить, что в восточных отрогах Кузнецкого Алатау (Батеневский кряж, хр. Азыр-Тал) отложения, являющиеся полным аналогом западносибирской свиты, лежат несогласно на среднерифейских отложениях и местами на вулканогенных образованиях лощенковской (культюрстюгской) свиты.

В бассейне р. Бел. Июс, на участке горы Амар, в районе рек Бел. и Чер. Уса, а также в верховье р. Чер. Июс нижняя часть верхнерифейско-вендских отложений представлена существенно терригенной толщей—амарской свитой, состоящей из пестроцветных конгломератов, гравелитов, песчаников, сланцев и подчиненных им вулканидов основного состава (р. Бел. Уса), среднего и кислого состава (р. Кара-Тас). Мощность свиты до 1000—1300 м. Грубообломочные породы сосредоточены в основном в низах свиты. Снизу вверх обломочный материал становится более мелким, возрастает количество карбоната в цементирующей массе, пестроцветная окраска сменяется серой. В самых верхах свиты появляются прослои мергелей и известняков, которые постепенно сменяются свитой, состоящей из доломитов (преобладают), известковистых доломитов и известняков. В бас. р. Бел. Июс это таржувльская свита (мощность около 1200 м), а в бас. р. Бел. Уса и в верховье р. Чер. Июс—западносибирская свита (мощность около 1500 м).

В бас. р. Бел. Уса амарская свита лежит на канымской свите, а на левобережье р. Кара-Тас ее подстилают среднерифейские отложения нижней подсвиты полуденной свиты. В доломитах таржувльской свиты обнаружены строматолиты *Minjaria* ? sp., *Sarmaella* sp., *Pseudocussietta* sp., *Longilina* cf. *differenciata* Komag. и микрофитоциты *Volvatella* cf. *vadosa* Z. Zhur., *Vesicularites* cf. *ovatus* Z. Zhur., *Ambigolamella*

tus sp.. Эти окаменелости в какой-то мере подтверждают принадлежность отложений амарской и таржувской свит к позднему рифею—венду.

Шорская свита выделена на участке рек Б. Шора, Тузухсу. Она состоит из светлых, серых, темно-серых и изредка почти черных массивных и слоистых известняков (резко преобладают), доломитистых известняков, доломитов и известковистых доломитов. Среди этих пород встречаются прослои и пласты силицилитов, брекчий доломитовых и известняковых и известковисто-глинистых сланцев. Базальные слои свиты представлены розовыми известняками, содержащими местами очень тонкие прослои коричневатобордовых глинистых сланцев, алевролитов и известковистых песчаников. Они лежат несогласно на тузухсинской свите. Мощность шорской свиты более 1500 м. На левом берегу р. Тузухсу в самом низу свиты найден строматолит *Minjaria* sp. и микрофитолиты *Osagia* cf. *grandis* Z. Zhur., *Ambigolamellatus* sp.

Белкинская свита (PR₂^{4bl}). В Горной Шории в бассейне р. Мрас-Су на ряде участков доломиты западносибирской свиты вверх без перерыва сменяются существенно известняковой толщей. Ей присвоено наименование белкинская свита. Она состоит из серых, темно-серых (до черных) известняков, доломитистых известняков, доломитов, известняковых брекчий, кремнистых пород, глинисто-кремнистых и глинистых сланцев. На некоторых участках вместе с названными породами встречаются фосфориты. Местами свита представлена почти полностью светлыми мраморизованными известняками. Мощность свиты до 850—1000 м. В карбонатных породах содержатся микрофиллиты, в том числе те, которые встречаются и в западносибирской свите, но преобладают так называемые юдомские формы, что наряду с положением свиты в стратиграфическом разрезе дает основание относить ее к венду.

Нерасчлененные отложения верхнего протерозоя (PR₂) составляют вулканогенные и осадочные породы, в той или иной мере динамометаморфизованные. Они распространены в верхнем течении р. Б. Унзас, в верховьях рек Б. Таз, Тельбес, Анзас и на участке р. Кочура и представлены кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, филлитами, порфиритоидами и порфиридами, рассланцованными зеленокаменными пироксеновыми и пироксен-плагноклазовыми порфиритами и их пирокластами, мраморами и другими породами. Данные о строении толщи отсутствуют. Есть сведения о наличии в ней нижнекембрийских отложений, которые залегают в тектонических клиньях, но большая часть толщи несомненно является докембрийской, и не исключено, что она принадлежит колтасской свите.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ — НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Разрез верхнего протерозоя завершают отложения, состоящие в основном из вулканогенных образований (устьянзасская и камзасская свиты в Горной Шории, чумайская и устьянзасская — в Кузнецком Алатау, нижнемонокская — в Западном Саяне). Предполагается, что эти отложения охватывают стратиграфический интервал, соответствующий верхам венда — раннему кембрию, но мы считаем возможным отнести их к верхам венда, так как они отделены несогласием и перерывом от фаунистически доказанных нижнекембрийских отложений.

Устьянзасская (камзасская) свита (PR₂—E_{1ua}). В бассейне р. Мрас-Су в ряде мест значительные по площади участки заняты вулканогенной толщей, известной как камзасские эффузивы и устьянзасская свита. Эта свита состоит из грязно-серых, зеленовато-серых и лилово-серых пироксеновых и пироксен-плагноклазовых порфиритов, эффузивов афирового сложения, часто миндалекаменных, туфобрекчий, агломератов и туфов. Среди вулканогенных пород есть про-

слои и быстровыклинивающиеся маломощные (до 10 м) линзовые тела известняков, доломитов, кремнистых пород и отдельные горизонты (мощность до 30 м и протяженность до нескольких сот метров) граувакковых песчаников с прослоями алевритов и глинистых сланцев. Мощности свиты более 1000 м.

Для обоснования возраста устьянзасской свиты нет ни палеонтологических, ни радиологических данных. Стратиграфический метод также не дает пока надежного результата, поскольку остается не вполне ясным характер соотношения свиты с подстилающими отложениями. В стратотипической местности (р. Мрас-Су у пос. Усть-Анзас) устьянзасская свита лежит, по-видимому, несогласно на кабырзинской среднерифейской свите и перекрыта несогласно мрасской свитой раннего кембрия. Таким образом, в стратотипе положение свиты в разрезе довольно неопределенное, и это ставит под сомнение правомерность сопоставления собственно устьянзасских вулканитов с теми, которые обнажены в районе рек Камзас, Колзас (левые притоки р. Мрас-Су), где они находятся в узкой стратиграфической вилке — лежат на отложениях белкинской свиты, представляющих какую-то часть верхов позднего протерозоя, и перекрыты мрасской свитой раннего кембрия, в основании которой имеются конгломераты, содержащие много хорошо окатанных галек устьянзасских (правильнее, камзасских) вулканитов. Вероятно, началу формирования мрасской свиты предшествовал перерыв в осадконакоплении. Соотношение вулканитов с белкинской свитой еще не изучено в должной мере, но можно считать достоверным отсутствие признаков постепенного перехода между ними.

По мнению К. В. Радугина [40], выделившего устьянзасскую свиту, она может быть как нижнекембрийской, так и докембрийской. В последнее время ее относят к верхам венда — раннему кембрию. Наличие перерыва между устьянзасской свитой и залегающей на ней мрасской свитой, заключающей в своих низах окаменелости атдабанского яруса, позволяет предполагать, что в последовательности отложений устьянзасской — мрасской свит отсутствуют слои, соответствующие интервалу томмотского яруса, поэтому правильнее поместить условно, конечно, устьянзасскую свиту в верхнюю часть венда.

Отложения, которые, возможно, представляют верхнюю часть венда, есть в Кузнецком Алатау в среднем течении р. Кия ниже пос. Макарак. В этом месте на право- и левобережье реки вскрыта осадочно-вулканогенная толща (мощность около 700 м), сходная по стратиграфическому положению и породному составу с устьянзасской свитой района рек Камзас, Колзас, что и послужило основанием дать ей такое же название [42]. Она сложена грязно-серыми и грязно-серо-зеленоватыми диабазовыми порфиритами, спилитами, туфо- и лавобрекчиями, перемежающимися с прослоями и пачками темно-серых и черных глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, алевролитов, силицилитов, изредка известняков и доломитов. Базальные слои свиты образованы гравелитами, конгломератами, граувакковыми песчаниками и туфо-конгломератами. На правом склоне долины р. Кия, выше устья ее правого притока руч. Морозовский и в приустьевой части ручья, можно наблюдать налегание базальных слоев на доломиты западносибирской свиты. Конгломераты и другие кластогенные породы базальной части свиты состоят из окатанных обломков доломитов западносибирской свиты, известняков кабырзинской свиты и продуктов размыва вулканитов самой устьянзасской свиты.

Соотношение устьянзасской свиты с нижнекембрийскими отложениями здесь не установлено, поскольку там, где они находятся рядом, контакт их не обнажен, но совершенно ясно, что отложения с нижнекембрийскими окаменелостями лежат стратиграфически выше устьянзасской свиты.

Чумайская свита ($PR_2—E_1\dot{c}m$) выделена на севере Кузнецкого Алатау и условно сопоставлена с устьанзасской свитой. Выходы ее пород узкой полосой протягиваются от с. Чумай на р. Кия на юг в бас. р. Кожух. Свита почти полностью сложена вулканическими породами — кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, их туфами и туфобрекчиями грязно-серого цвета. Реже встречаются грязно-зелено-вато-серые пироксен-плагноклазовые порфириты, спилиты и ассоциирующие с ними пирокласты. Кое-где среди вулканитов есть прослои терригенных пород и черных кремнистых сланцев. Нижняя граница свиты не вскрыта. Мощность видимой части свиты не менее 1200 м.

Вопрос о возрасте осадочно-вулканогенных образований чумайской свиты остается далеко не решенным. Прежде всего во внимание должна приниматься отмеченная выше условность сопоставления ее с устьанзасской свитой, положение которой в разрезе позднего протерозоя — раннего кембрия является, как показано, проблематичным.

Вместе с тем по сравнению с другими толщами эти свиты наиболее сопоставимы. Анализ их положения в региональных структурах (приуроченность устьанзасской и чумайской свит к близким типам структурных элементов Шорско-Мартайгинской зоны) и сам характер слагающих их пород с некоторой вероятностью позволяют говорить о правомерности отнесения их к переходным позднепротерозойско-раннекембрийским толщам, не исключая, однако, возможность и несколько более древнего, позднерифейского возраста (по аналогии со свитами ключа Таежного и кульбюрстюгской).

Нельзя не учитывать и тот факт, что устьанзасская и чумайская свиты очень схожи по составу и положению с манжерокской свитой, распространенной непосредственно южнее рассматриваемой территории в Горном Алтае. Возраст ее большинством исследователей также принимается как позднепротерозойско-раннекембрийский.

Чумайская свита, так же как и устьанзасская, находится непосредственно под нижнекембрийскими отложениями, от которых она отделена несогласием и перерывами. И пока только это в какой-то мере позволяет относить чумайскую свиту к верхам венда. Вместе с тем приведенные выше сведения о стратиграфическом положении свиты не исключают того, что она может быть и более древней — позднерифейской, как, например, свита ключа Таежного и кульбюрстюгская свита.

Нижнемонокская свита ($PR_2—E_{1nm}$) представлена в Западном Саяне вулканогенной толщей, подстилающей сложный по составу вулканогенно-осадочный комплекс пород, хорошо известный как верхнемонокская свита. В той части Западного Саяна, которая входит в пределы описываемой территории, породы нижнемонокской свиты обнажены в хребтах Хансын и Кирса (бас. р. Абакан). Они образуют здесь довольно крупную антиклинальную структуру (Хансынская антиклиналь) и представлены спилитами, диабазми, нередко миндалекаменными с подушечной и шаровой отдельностью, пироксеновыми и пироксен-плагноклазовыми порфиритами базальтового и андезитового состава, кварцевыми и бескварцевыми кератофирами и различными по составу туфами и лавобрекчиями. Среди перечисленных пород встречаются яшмы грязно-зеленые и сургучно-красные, прослои и маломощные пачки кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, редко известняков. Мощность видимой части свиты (нижняя ее граница не вскрыта) не менее 3000 м.

По данным А. Г. Сивова [52] и А. П. Щеглова [61], нижне- и верхнемонокская свиты разделены несогласием и перерывом. Другие геологи указывают на непрерывность последовательности отложений этих свит и полагают, что накопление вулканогенных образований последней началось в венде и завершилось к концу первой половины раннего кембрия.

Нерасчлененные отложения (PR_2) — это толща вулканогенных (преобладают) и осадочных пород, в той или иной мере динамометаморфизованных. Они распространены в верхнем течении р. Б. Унзас (левый приток р. Мрас-Су), в верховьях рек Б. Таз, Тельбес, Анзас и на участке р. Кочура (левый приток р. Кондома) и представлены кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, филлитами, порфириитоидами и порфироидами, рассланцованными зеленокаменными пироксеновыми и пироксен-плагноклазовыми порфиритами и их пирокластами, мраморами и другими породами. Данные о строении толщи отсутствуют. Есть сведения о наличии в ней нижнекембрийских отложений, которые залегают в тектонических клиньях, но большая часть толщи несомненно является докембрийской и не исключено, что она принадлежит колтасской свите.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

На территории региона кембрийские отложения, большей частью фаунистически охарактеризованные, распространены широко. Они занимают значительные площади в Кузнецком Алатау, Горной Шории, на Салаире, севере и северо-востоке Горного Алтая и в Западном Саяне. Ниже дается их описание применительно к стратиграфическим схемам Алтае-Саянской горной области (АСО), составленным в 1979 г. на Всесоюзном стратиграфическом совещании по разработке унифицированных схем Средней Сибири (г. Новосибирск).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В Кузнецком Алатау по р. Кия, ниже притока Кундат, вскрыт разрез всего раннего кембрия, являющийся по своей полноте и палеонтологической характеристике единственным из известных в АСО.

Нижнекембрийские отложения в АСО залегают на более ранних с разрывом и местами с несогласием [53]. Вследствие этого подошва трансгрессивно лежащего кембрия является разновозрастной [16]. Наиболее ранние его отложения, содержащие флору и фауну томмотского яруса, в опорном разрезе по р. Кия залегают с видимым согласием на темно-серых прокварцованных известняках белкинской свиты венда. Здесь в нижнекембрийских отложениях выделены (снизу вверх) следующие горизонты с одноименными комплексами фауны: устькундатский (стратотип), натальевский (стратотип), кийский (стратотип), камешковский, санаштыкгольский, обручевский. Первые четыре входят в состав алданского надъяруса, два последних — ленского надъяруса.

Устькундатская свита (E_{1uk}) в стратотипе имеет следующий разрез:

	м
1. Доломито-силицит-известняковая конглобрекчия. В обломках водоросли-эпифитоны, разумовские ботоминеллы	5—18
2. Пачка черноцветных тонко- и толстослоистых известняков, чаще глинистых с редкими прослоями сланцев, алевролитов, мергелей, силицитов	248—250
В породах пачки обнаружены: гастроподы, стенотекоиды, брахиоподы, водоросли, хиолительминты, единичные археоциаты, крибрициаты. 1-я и 2-я пачки выделены в устькундатский горизонт, соответствующий части томмотского яруса.	
3. Известняки массивные, брекчированные, серые, светло-серые с водорослями и реже с археоциатами [37]	110—120
4. Известняки слоистые пепельно-серые с отдельными тонкими прослоями глинистого материала бордового и светло-зеленого цвета. Вверху пачки темно-серые слоистые глинистые известняки с редкими прослоями черных силицитов	150
В светлых известняках встречаются остатки водорослей и археоциат, в темных глинистых разностях — гастроподы, хиолиты, губки.	
5. Известняки серые слоистые, местами с тонкими прослоями желтовато-бурого глинистого материала	90
В них содержится значительно больше археоциат как в количественном, так и в родовом отношении.	

Археоциаты 3, 4 и 5-й пачек составляют комплекс, характеризующий отложения, выделенные в белокаменские слои натальевского горизонта. Многие считают, что вся устькундатская свита отвечает устькундатскому горизонту.

Усинская свита (*Є₁us*) залегает на устькундатской свите согласно и представлена мощной толщей массивных светлых рифогенных известняков, в основании которых лежит маркирующая пачка (40 м) грубослонистых биогенных известняков. В опубликованных работах у разных исследователей, по-разному представляющих залегание усинских известняков выше этой пачки, мощность усинской свиты получается различной. А. Б. Гинцингер и др. [42] установили мощность усинских известняков в 1500 м; А. Г. Поспелов и др. [37] насчитывают 2650 м.

6—9-я пачки светлых массивных известняков усинской свиты содержат 231 вид археоциат. Вместе с 3, 4 и 5-й пачками пород устькундатской свиты (белокаменские слои) они составили в стратотипическом разрезе натальевский горизонт нижнего кембрия АСО. Комплекс археоциат, его характеризующий, именуется натальевским.

10-я и 11-я пачки представлены серыми, местами темно-серыми массивными известняками с остатками трилобитов, брахиопод, археоциат и др. Эти пачки известняков являются стратотипом кийского горизонта, а характеризующая его фауна — кийским комплексом.

12-я пачка сложена серыми массивными известняками мощностью более 200 м. В них собрано большое количество трилобитов, стеноцекоидов, археоциат и др.

В соответствии с палеонтологической характеристикой эта часть усинской свиты отвечает камешковскому горизонту. В целом же белокаменские слои, натальевский, камешковский, кийский горизонты (3—6-я пачки устькундатской свиты и 6—12-я пачки усинской свиты) решением Стратиграфического совещания (1979) отнесены к атдабанскому ярусу.

13-я и 14-я пачки сложены серыми и белыми массивными известняками общей мощностью, по А. Г. Поспелову, 690 м, по А. Б. Гинцингеру, — около 300 м. Эти известняки по палеонтологическим остаткам относятся к санаштыкгольскому горизонту. В них обнаружены археоциаты, характерные для санаштыкгольского комплекса [37], и трилобиты.

15-я пачка разреза отнесена к обручевскому горизонту. Она сложена массивными серыми, черными известняками и известняковыми брекчиями мощностью, по А. Г. Поспелову, 290 м, по А. Б. Гинцингеру, — около 150 м. Известняки охарактеризованы [37] археоциатами и трилобитами обручевского комплекса.

Этот опорный разрез по р. Кия положен в основу расчленения нижнекембрийских отложений всей АСО, хотя стратотипы камешковского и обручевского горизонтов находятся за восточной границей региона, а санаштыкгольского — на юго-востоке его. Но и в разрезе по р. Кия все эти горизонты по комплексам археоциат и трилобитов выявились и распределились именно в той последовательности, которая намечалась геологами и палеонтологами в последние годы в различных районах АСО, в том числе и на участках стратотипов.

Алдаанский надъярус (*Є₁t+a*) представлен морскими терригенными, карбонатными (в значительной мере рифтогенными) и вулканогенными отложениями, слагающими устькундатскую, нижнюю часть усинской, мрасскую, карчитскую свиты в Кузнецком Алатау и Горной Шории, единисскую, карачаровскую, тунгужувскую свиты на севере Кузнецкого Алатау, гавриловскую, егорьевскую, печеркинскую свиты на Салаире, убинскую свиту на северо-востоке Горного Алтая. Описание каждой из них дается применительно к ярусам.

В северной части Кузнецкого Алатау к томмотскому ярусу, с которым сопоставлен устькундатский горизонт, отнесена нижняя половина устькундатской свиты терригенно-известнякового состава, вскрытая по р. Кия ниже притока Кундат. Палеонтологическая характеристика ее приведена в вышеописанном разрезе.

В верховьях рек Кия и Урюп устькундатская свита представлена черными углеродисто-глинистыми и известково-глинистыми сланцами, темно-зелено-серыми глинистыми сланцами и песчаниками, темными углеродистыми известняками и известняковыми конглобрекциями, редко эффузивами и туфами основного состава (около 500 м). В известняках обнаружены водоросли и единичные археоциаты. Контакты с докембрийскими отложениями и усинской свитой тектонические.

Аналогичные по составу отложения (350 м) известны в среднем течении р. Сарала. В них встречаются ископаемые водоросли, единичные археоциаты и хиолиты. Нижняя граница этих отложений срезана дизъюнктивом. Перекрываются они согласно археоциатовыми известняками усинской свиты (натальевский горизонт).

На северо-востоке Кузнецкого Алатау по р. Белый Июс выше д. Ефремкино и в бас. р. Кара-Тас, правого притока р. Белый Июс, гаржувльская доломитовая свита докембрия постепенно сменяется светлыми известняками и доломитами, составляющими низы тунгужувльской свиты (300 м). По-видимому, эта нижняя часть свиты, известняки которой содержат водоросли, микропроблематику и единичные археоциаты, может быть по возрасту сопоставлена с устькундатской свитой. Известняки верхней части тунгужувльской свиты, содержащие редкие остатки трилобитов, имеют значительно более молодой возраст.

Единисская свита (Є_{1ed}) выделена на северо-западе Кузнецкого Алатау в бассейне р. Золотой Китат Г. Ф. Гореловым [19]. В эту свиту А. Б. Гинцингером [15, с. 25] включены «темно-серые и лилово-серые пироксен-плагноклазовые порфириды базальтового и андезитобазальтового состава, лавобрекчии, туфобрекчии, литокластические туфы и продукты размыва вулканитов, конгломераты, граувакковые песчаники, алевролиты и кое-где линзы рифогенных известняков баградского* и санаштыкгольского горизонтов» (около 2000 м). Вулканиты примыкают к разлому, отделяющему их от докембрийских мраморов терсинской свиты докембрия. Не исключено, что нижняя, существенно вулканогенная часть единисской свиты относится к уровню устькундатского горизонта, хотя нельзя полностью исключить возможность и более древнего ее возраста.

В юго-восточной части Кузнецкого Алатау в верхнем течении р. Теренсу, правого притока р. Томь, на участке Тамалыкского месторождения фосфоритов в верхах позднего докембрия залегает тамалыкская свита. Ее верхняя подсвита представлена черноцветными силицилитами, кремнисто-углеродисто-глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, углеродистыми алевролитами, песчаниками, известняками, марганцевыми известняками, известковистыми доломитами, туфогенными породами и фосфоритами. Мощность подсвиты около 750 м. С известняками усинской свиты, содержащими археоциаты камешковского (?) горизонта, подсвита здесь имеет тектонический контакт. В отношении возраста этих отложений существуют две точки зрения. А. Б. Гинцингер [17] считает всю тамалыкскую свиту вендской; Д. К. Балицкий [4] и др., основываясь на находках А. К. Мкртычяна в отложениях верхней подсвиты водорослей, спикул губок, микропроблематики и обломков скелетных организмов, считает ее раннекембрийской.

* Баградский горизонт был принят в 1965 г. в объеме ныне утвержденных натальевского (без белокаменских слоев), кийского и камешковского горизонтов.

На юге Кузнецкого Алатау в междуречье Уса—Черная Уса (в 70—80 км к северо-западу от р. Теренсу) в нижней части нижнекембрийских отложений обнажается мрасская свита. Она представлена известняками с эпифитонами, карбонатными брекчиями, глинисто-кремнистыми сланцами, алевролитами, гравелитами, марганцевыми и железными карбонатными рудами, доломитами (600 м), выше по разрезу переходящими в серые массивные известняки и темно-серые известняки с рудами марганца и составляющими уже усинскую свиту. Последняя в средней части разреза содержит остатки археоциат камешковского горизонта.

Отложения мрасской свиты на этом участке в последних схемах переименованы в устькундатскую свиту. По-видимому, они по своему стратиграфическому положению близки к устькундатскому горизонту.

Итак, в рассматриваемом регионе к томмотскому ярусу относятся нижние части устькундатской, мрасской, тунгужульской и единисской свит в объеме устькундатского горизонта. К томмотскому ярусу эти отложения отнесены по сходству литологического состава и некоторой палеонтологической общности с отложениями по р. Кня, рассматриваемыми Стратиграфическим совещанием (1979) как томмотский ярус, а также по их положению в разрезе алданского надъяруса АСО.

В атдабанский ярус на Стратиграфическом совещании (1979) включены натальевский (внизу белокаменские слои), кийский и камешковский горизонты.

На Салаире отложения этого стратиграфического уровня развиты широко. Самые древние из них составляют гавриловскую свиту, представленную большей частью светлыми, реже темными массивными известняками, в верхней части с прослоями сланцев, песчаников, конгломератов, туфов. Основание ее не вскрыто; перекрывается вулканогенными отложениями печеркинской свиты. Мощность достигает 2000 м.

Археоциаты гавриловской свиты соответствуют натальевскому и кийскому комплексам.

Печеркинская свита ($\epsilon_1 p \delta$), с которой связывается сульфидная минерализация на Салаире, представлена эффузивами кислого состава, их туфами, песчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами и известняками общей мощностью около 1500 м. Изученность археоциат печеркинской свиты пока не позволяет точно отнести ее к определенному горизонту алданского надъяруса. В последние годы А. Г. Поспелов и др. [37] стали рассматривать археоциаты из верхней части печеркинской свиты, собранные западнее г. Гурьевска и восточнее пос. Христиновка, в составе натальевского комплекса, близкими к белокаменским. Печеркинская свита с несогласием перекрывается известняково-терригенной анчевской свитой ленского надъяруса.

В северо-западной части Салаира аналогом гавриловской свиты одними исследователями [3] считается карбонатная егорьевская свита (1500—2000 м), другими [56] — гавриловская свита сопоставляется с известнякового состава свитами — егорьевской и суенгинской (до 1500 м), листованской (около 1500 м) и луковской. Состав последней: известняки, конгломераты, песчаники, сланцы, андезито-базальтовые порфиры, их туфы, кварцевые порфиры (400—700 м). По представлениям В. Д. Фомичева, наиболее древней из нижнекембрийских отложений в этом районе является вулканогенная золотоуховская свита (до 2500 м), аналог печеркинской. Основание золотоуховской свиты не вскрыто, а в кровле залегает луковская свита, перекрываемая различного типа известняками листованской свиты. В. А. Асташкин полагает, что золотоуховская (печеркинская) свита лежит на известняках егорьевской свиты и с перерывом перекрывается суенгинской. В основании последней, по его мнению, залегает базальная луковская свита. Археоциаты есть только в суенгинской свите, и соответствуют они санаш-

тыкгольскому комплексу. Единичные остатки трилобитов *Eodiscidae* в известняках суенгинской и егорьевской свит не помогают разрешить спор о последовательности свит на северо-западе и их корреляции на северо-востоке и в центральной части Салаира.

На юге Салаира отложения атдабанского века распространены в виде изолированных полей известняков, переслоенных сланцами, песчаниками, конгломератами. Известняки содержат остатки археоциат, что позволяет сопоставлять их с гавриловской свитой.

В Кузнецком Алатау в верховьях рек Кия и Урюп к этому стратиграфическому уровню относятся светлые и темные массивные, местами плитчатые, слоистые известняки и мраморы усинской свиты, которые содержат остатки археоциат верхов алданского надъяруса. Мощность их 1700 м. Контакт с устькундатской свитой тектонический. Перекрываются карбонатные породы мощной толщей конгломератов предположительно ранне-среднекембрийского возраста.

В бассейне р. Сарала к атдабанскому ярусу, согласно комплексу археоциат, относятся массивные светлые известняки средней части усинской свиты (около 500 м), которые в верхах свиты содержат уже санаштыкгольский комплекс фауны, характерный для ботомского яруса.

Севернее указанных пунктов в Кузнецком Алатау, в районе рек Чумай и Кожух, известны отложения алданского надъяруса терригенного типа. Они носят название карачаровской свиты и состоят из конгломератов, гравелитов (местами красноцветных), песчаников и известняков. Мощность свиты 1100 м. Карачаровская свита с размывом и несогласием лежит на вулканитах чумайской свиты.

На северо-востоке Кузнецкого Алатау по р. Тюрим на горе Кошкуллак, у пос. Ефремкино и по руч. Известковому вновь имеет место карбонатный тип разреза отложений. Среди известняков, местами доломитов, слагающих верхнюю часть тунгужульской свиты, обнаружены *Bulaiaspis vologdini* Leg m. и др., что позволило отнести их к камешковскому горизонту. Тунгужульская свита с несогласием перекрыта вулканогенно-терригенно-карбонатной колодзюльской свитой с остатками фауны уже санаштыкгольского горизонта.

На юго-востоке Кузнецкого Алатау в бас. р. Теренсу массивные светлые и темные известняки усинской свиты по дизъюнктивному контакту граничат с отложениями тамалыкской свиты. В соответствии с комплексом археоциат известняки нижней части усинской свиты относятся к атдабанскому ярусу; верхняя часть их, содержащая археоциаты санаштыкгольского комплекса, соответствует ботомскому ярусу.

На юге Кузнецкого Алатау в бассейне р. Уса к атдабанскому ярусу относится средняя часть усинской свиты (1200 м), представленная серыми массивными известняками, а также темно-серыми, содержащими руды марганца. Комплекс археоциат в них камешковский, к верхам свиты сменяющийся санаштыкгольским (ленский надъярус).

На крайнем юго-востоке Кузнецкого Алатау в верховье р. Тузухсу, левого притока р. Томь, кремнисто-известняково-терригенные отложения по археоциатам алданского надъяруса выделены нами в 1976 г. в мрасскую свиту. Нижние ее части представлены переслаивающимися тонкослоистыми светло- и темно-серыми кремнистыми, глинисто-кремнистыми сланцами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками. Выше по разрезу эти породы содержат пачки сероцветных слоистых известняков с хиолитами и археоциатами. В верхах свиты преобладают серые и черные глинисто-кремнистые сланцы с остатками спикул губок и радиолярий, алевролиты, реже песчаники и силлициты. Мощность свиты до 1000 м. Кровля отсутствует. Залегает она на полуденной свите докембрия.

В Горной Шории лучшие разрезы атдабанского яруса нижнего кембрия вскрыты в бассейне р. Мрас-Су, близ пос. Камзас и по руч. Пьянковскому. Здесь находится стратотип несогласно залегающей на вулканитах докембрия мрасской свиты [42] (более 400 м). Состоит из конгломератов, черных и табачно-зеленых глинистых и кремнистых сланцев, алевролитов, граувакковых песчаников, известняковых конглобрекчий, желваковых фосфоритов и известняков. На Стратиграфическом совещании 1979 г. мрасская свита в рассматриваемом районе была поделена на карчитскую (20—500 м) в объеме натальевского и низов кийского горизонтов и с перерывом на ней лежащую адиакскую (500 м) с камешковским комплексом археоциат и трилобитов. Карчитская свита представлена известняками светло- и темно-серыми, кремнистыми сланцами, известковистыми песчаниками, адиакская — алевролитами, песчаниками, конгломератами, черными известняками, фосфоритами, прослоями марганцевых руд.

В северо-западной части Горной Шории в бас. р. Тельбес близ пос. Сухаринка адиакская свита разделена на две подсвиты. Нижняя подсвита состоит из алевролитов, песчаников, конглобрекчий, кремнистых сланцев, порфиритов андезито-базальтового состава (200 м). Верхняя подсвита сложена черными известняками (200 м), содержащими камешковский комплекс трилобитов.

В Горном Алтае на его крайнем северо-востоке в бас. рек М. Иша, Тырга и В. Ынырга, а также в бас. р. Бия близ правого притока Гандошки к атдабанскому ярусу относится убинская свита, состоящая из глинистых и кремнистых сланцев, алевролитов, кварцевых песчаников, мергелистых известняков, гравелитов и в средней части разреза пачки (90 м) чистых известняков с трилобитами и археоциатами камешковского горизонта. В нижней части разреза свиты известняки содержат остатки трилобитов и археоциат кийского горизонта. Мощность свиты достигает 1000 м. Залегаёт она на манжерокской свите верхнего рифея (характер соотношений не выяснен) и с угловым несогласием перекрывается базальными конгломератами ашпанакской свиты, относящейся уже к ленскому надъярису.

Ленский надъярус (E_1b+tn), так же как и алданский, широко распространен на территории. В некоторых районах отложения постепенно сменяют друг друга и представлены монофациальными карбонатными осадками. В большинстве районов граница между ними литологически резко обособлена, что обусловлено трансгрессивным залеганием отложений ленского надъяруса на отложениях как алданского надъяруса, так и на более древних допалеозойских образованиях.

К ленскому надъярису относятся существенно известнякового состава свиты: усинская (местами верхняя, большая часть), мазасская, богоюльская в Кузнецком Алатау и Горной Шории, колодзюльская, ефремкинская на северо-востоке Кузнецкого Алатау, анчешевская, суенгинская на Салаире, сыйская, ашпанакская на северо-востоке Горного Алтая, верхнемонокская в Западном Саяне.

Отложения ботомского (санаштыкгольский горизонт) и тайонского (обручевский горизонт) ярусов зачастую образуют одну и ту же свиту, что послужило причиной их совместного описания. Однако в ряде районов можно наблюдать несогласные залегания свит, отложения которых охарактеризованы фауной обручевского комплекса на отложениях с санаштыкгольским комплексом.

На Салаире отложения этих ярусов составляют анчешевскую свиту, несогласно залегающую на печеркинской. Анчешевская свита состоит из конгломератов, песчаников, сланцев глинистых и глинисто-кремнистых, туфов основного состава, известняков общей мощностью более 700 м. Остатки археоциат и трилобитов в известняках указыва-

ют на санаштыкгольский горизонт. Однако верхняя часть свиты не содержит окаменелостей, к тому же размыва или срезана дизъюнктивными нарушениями, поэтому вполне возможно, что верхи свиты отвечают обручевскому горизонту.

На северо-западе Салаира (с. Егорьевское, деревни Отчиха, Вало) [42] уровню санаштыкгольского и, возможно, частично обручевского горизонта соответствует несогласно залегающая на золотоуховской (печеркинской) свите суенгинская свита. Она сложена известняками, песчаниками, сланцами, эффузивами и туфами основного состава общей мощностью около 2500 м. Комплекс археоциат, собранный в известняках, залегающих в нижней существенно грубообломочной части свиты, является санаштыкгольским [49].

В северо-восточной и центральной частях Кузнецкого Алатау широким распространением пользуется существенно известняковая усинская свита. Верхняя часть свиты по р. Кия охарактеризована археоциатами и трилобитами санаштыкгольского и обручевского горизонтов. Выше залегают терригенно-вулканогенная бериккульская свита предположительно среднего кембрия. Южнее, в бас. р. Сарала, среди известняков усинской свиты также обнаружены археоциаты санаштыкгольского комплекса [15]. Здесь с этой свитой тектонически контактирует еще одна свита ленского надъяруса — богоюльская. Она сложена диабазовыми порфиритами и их пирокластами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, а в верхах разреза — конгломератами и известняками с трилобитами и археоциатами обручевского комплекса [42]. Мощность свиты около 2700 м. Есть основание предполагать о ее несогласном залегании на усинской свите.

Известняки усинской свиты на юго-востоке Кузнецкого Алатау в бас. рек Теренсу, Уса местами также содержат археоциаты санаштыкгольского комплекса.

На северо-востоке Кузнецкого Алатау отложения ленского надъяруса представлены карбонатно-терригенными осадками с небольшим количеством эффузивов. Эти отложения по комплексам трилобитов соответствуют ботомскому (санаштыкгольский горизонт) и тайонскому (обручевский горизонт) ярусам. Санаштыкгольской фауной охарактеризована колоджульская свита красноватых песчанистых известняков, серых мергелей и известково-глинистых песчаников, черных известняков и миндалефиров. Мощность ее достигает 480 м. Она с несогласием перекрывается ефремкинкой свитой, состоящей из конгломератов, красноцветных песчаников, серых сланцев, серых и черных известняков (300 м). По фауне трилобитов она относится к обручевскому горизонту.

В Горной Шории в бас. рек Мрас-Су и Тельбес ленский надъярус представлен в полном объеме и по ископаемой фауне может быть разделен на батомский и тайонский ярусы. Они находят свое место в разрезе мазасской свиты, состоящей из светлых рифогенных массивных, реже черных плитчатых известняков (350—650 м). Мазасская свита охарактеризована внизу санаштыкгольским, вверху обручевским комплексами археоциат и трилобитов. Она согласно лежит на аднакской свите, а в бас. р. Мрас-Су ее несогласно перекрывает существенно терригенная улугаская свита низов амгинского яруса. В бас. р. Тельбес на известняках мазасской свиты также несогласно залегают карбонатно-вулканогенно-терригенные отложения мундыбашской свиты среднего кембрия.

Сыйская свита (E_{1ss}) на юго-западе Горной Шории в зоне, примыкающей к Горному Алтаю, по рекам Сия и Каяшкан в пределах Бийского горста залегают с перерывом на манжерокской свите докембрия. Она содержит остатки археоциат и трилобитов санаштыкгольского и обручевского комплексов, т. е. относится к тому же стратиграфи-

ческому диапазону, что и мазасская свита. Представлена массивными и слонстыми известняками мощностью до 1300 м. В основании их лежит стометровая базальная пачка глинистых сланцев, песчаников, гравелитов и конгломератов с гальками полимиктового состава, в том числе и плагногранитов. Кровлей являются отложения большесийской свиты среднего кембрия.

Ашпанакская свита ($E_1a\delta$) пользуется развитием на северо-востоке Горного Алтая в бас. рек Иша, Тырга, В. Ынырга [42]. Она со структурным несогласием залегает на убинской свите. Сложена красно- и зеленоцветными конгломератами и туфоконгломератами с гальками полимиктового состава, включая и плагнограниты, а также порфиритами, туфами, песчаниками и линзовидными телами известняков. Комплексы археоциат и трилобитов в последних свидетельствуют, что нижняя граница свиты проходит внутри санаштыкгольского горизонта, а кровля — в верхах обручевского. Перекрывается ашпанакская свита несогласно залегающей шиловской свитой с фауной майского яруса среднего кембрия.

Верхнемонокская свита ($E_1\sigma m$) выделена в отрогах Западного Саяна по р. Абакан и ее правому притоку Кайзас, где вскрываются ее лучшие разрезы. Биостратиграфический ранг свиты определяется ботомским ярусом. Верхнемонокская свита лежит на нижней с видимым согласием, хотя перед ее отложением безусловно был перерыв, в процессе которого размывались не только все образования нижнемонокской свиты, но и рвущая их интрузия трондьемитов. Верхнемонокская свита в свою очередь тоже с несогласием перекрывается арбатской свитой среднего кембрия. В состав верхнемонокской свиты, достигающей 2000 м мощности, входят чередующиеся кремнистые сланцы, туффиты, туфоконгломераты, кератофиры, диабазовые, базальтовые, андезито-базальтовые порфириды, спилиты, их туфы, линзы и пачки (до 200 м и более) известняков с остатками археоциат и трилобитов. В 30-е годы О. К. Полетаевой именно здесь, по кл. Санаштыкгол, в плохо обнаженной местности, впервые были обнаружены известняки с комплексом ископаемых трилобитов и археоциат, впоследствии названным санаштыкгольским. В некоторых линзах известняков верхнемонокской свиты встречаются остатки археоциат камешковского комплекса. Вполне возможно, что эта свита в некоторых районах начала формироваться еще в конце атдабанского века.

Нерасчлененные нижнекембрийские отложения (E_1) объединяют гавриковскую, тунгжувльскую, каргитскую и убинскую свиты. Они представлены известняками, сланцами, песчаниками.

Нижне-среднекембрийские отложения (E_{1-2}) получили в регионе весьма ограниченное распространение. Они сложены песчаниками, алевролитами, сланцами, известняками, эффузивами и туфами основного состава.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднекембрийские отложения на площади листа распространены не столь широко, как нижнекембрийские, однако палеонтологическая изученность их много выше. Это позволило в последние годы в отложениях амгинского и майского ярусов по ископаемой фауне выделить шесть горизонтов, большая часть которых на рассматриваемой территории имеет свои стратотипы.

Амгинский ярус (E_2am) включает три горизонта (снизу вверх): амгинский, мундыбашский и эльдахский, каждый с характерным комплексом трилобитов. Все они распространены на описываемой территории. Многие горизонты по объему соответствуют свите. В амгинском

ярус выделяются следующие свиты: карасукская, полтавская, безымянная, бериккульская в Кузнецком Алатау, улутагская, мундыбашская в Горной Шории, горскинская (толща), прямушинская, бачатская на Салаире, усть-семинская, большесейская на северо-востоке Горного Алтая, арбатская в Западном Саяне.

По составу отложения амгинского яруса можно разделить на три основных литофациальных типа: осадочно-вулканогенный, известняково-терригенный и терригенный. Залегают они на нижекембрийских отложениях большей частью с несогласием.

На Салаире в восточной и северо-восточной его окраине в ранге агатинского горизонта рассматривается горскинская толща, вскрытая у с. Горскино в тектоническом клине, зажато между породами печеркинской свиты нижнего кембрия и орлиногорской свитой майского яруса среднего кембрия. Сложена переслаивающимися сланцами, песчаниками и известняками (150 м) с трилобитами: *Ellipsocephalus modestus* Fed., *Gorakia longa* Fed., *Verograulos helenae* Fed., *Solenopleura* sp., *Chondranomocare* cf. *eminens* N. Tchern., *Kootenia* sp. и брахиоподами: *Acrothela salairica* Aks., *Lacunites micropunctata* Aks., *Nisusia minussensis* Legm. и др.

Вероятно, то же стратиграфическое положение занимает толща порфиритов, песчаников и сланцев (800 м), вскрытая у д. Христиновка. В Стратиграфической схеме (1979) ей дано название прямушинской толщи. В отложениях нижней части толщи обнаружены трилобиты: *Peronopsis* sp., *Kootenia* sp., *Chondranomocare* cf. *grandis* Rep., *Ch.* cf. *eminens* N. Tchern., *Schistocephalus* sp. и др. Вверху и в середине разреза толщи фауна не найдена. Возможно, эти части ее входят в вышележащий мундыбашский горизонт.

Более высокое стратиграфическое положение занимает бачатская свита, состоящая из конгломератов с большим количеством валунов гранитоидов, граувакковых и полимиктовых песчаников с редкими прослоями известняков (800 м). Трилобиты, обнаруженные в низах свиты, позволяют относить ее к мундыбашскому или эльдахскому горизонту амгинского яруса: *Paradoxides suboelandicus* Polet., *P. priscus* Polet., *Kounamkites expressus* Polet., *Olenoides* sp., *Peronopsis* sp., *Pagetia* sp. и др.

Разрез отложений бачатской свиты по р. Бачат южнее г. Гурьевска типично молассовый:

М

- | | |
|--|-----|
| 1. Самые нижние пачки свиты (контакт дизъюнктивный) представлены чередующимися средне- и крупногалечными и грубовалунными конгломератами с хорошо окатанными гальками зеленых и лиловых порфиритов, гранитов, плагиигранитов, диоритов, известняков, эпидозитов, метаморфизованных песчаников и сланцев, известняков, альбитофиров | 140 |
| 2. Аналогичные конгломераты с прослоями полимиктовых песчаников зелено-серого цвета | 500 |

В северо-западной, юго-западной и центральной частях Салаира на небольших площадях зафиксирована немая толща сланцев, песчаников и конгломератов мощностью до 1500 м, которая сопоставляется с бачатской свитой.

В Кузнецком Алатау в верховьях рек Уса и Чер. Июс к низам амгинского яруса относят полтавскую свиту, залегающую с несогласием на известняках усинской свиты нижнего кембрия. Состав свиты терригенный — граувакковые, часто известковистые песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты (1000—1300 м). Однако полной уверенности в правильности определения ее возраста нет, поскольку фауна в ней не обнаружена и стратиграфические контакты с более молодыми отложениями отсутствуют.

В северо-восточной части Кузнецкого Алатау в бассейне р. Июс у д. Ефремкино и в районе горы Кошкулак уровню агатинского горизонта, согласно ископаемой фауне, соответствуют безымянная и выше-лежащая карасукская свиты. У д. Ефремкино находится гипостратотип агатинского горизонта. Безымянная свита представлена алевролитами, известковыми песчаниками, гравелитами (до 700 м). В ней собраны остатки трилобитов: *Orictocephalops* sp., *Olenoides* sp., *Chondragraulos* sp. и др.

Карасукская свита состоит из светлых массивных и черных плитчатых глинистых известняков с гравелитами в основании (300 м). Светлые известняки содержат *Prohedrinella erbiensis* Siv., *Olenoides convexus* Legm., *Amgaspis* aff. *medius* N. Tchern., *Granularia obrutchevi* Polet. и др.; черные — *Paradoxides controversus* Kopt., *Chondranomocare bidjensis* Polet., *Chondragraulos* sp. и др.

Берикульская свита (E_2br) распространена в северной части Кузнецкого Алатау, где с перерывом залегает на отложениях усинской свиты. Она делится на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена лаво-и туфоконгломератами, литокристаллокластическими туфами андезито-базальтовых порфиритов с прослоями туфоалевролитов, алевролитов, песчаников; верхняя — андезитовыми, андезито-базальтовыми порфиритами и их туфами. Мощность свиты 1500—3000 м.

В Горной Шории к отложениям агатинского горизонта отнесена улутагская свита известковистых алевролитов, песчаников, туфопесчаников, известковистых конгломератов (900 м), содержащая остатки трилобитов: *Erbia granulosa* Legm., *E. sibirica* (Schm.), *Pagetia* sp., *Neopagetina* sp., *Poliella* sp., *Kootenia* sp. и др. Она несогласно залегает на нижнекембрийских отложениях; кровля тектонически нарушена. Существует мнение о ранне-среднекембрийском возрасте улутагской свиты.

Отложения мундыбашского горизонта в Горной Шории распространены в бас. рек Амзас, Сухаринка, Кондома (у пос. Таштагол) и в районах поселков Шалым и Шерегеш. Они представлены мундыбашской свитой (E_2mn), состоящей в районе стратотипа свиты из конглобрекчий, андезито-базальтовых, базальтовых, трахиандезитовых порфиритов, трахилипаритов, трахилипаритовых, трахитовых порфиритов, туфов, порфиритов, песчаников, сланцев, алевролитов, аргиллитов, известняков (более 1400 м). Здесь в свите выделяются следующие слои (снизу вверх): 1) с *Paradoxides convexus* — *Schistocephalus impressus* (270 м), 2) с *Loriella reticula* — *Schoriina elegans* (40 м), 3) с *Schistocephalus planus* — *Schistocephalus amzassiensis* (114 м), 4) с *Pagetia aculata* (1000 м).

Почти во всех пунктах распространения этой свиты ее соотношения с более древними и более молодыми не выяснены или тектонические. Но, судя по геологическим и палеонтологическим данным, они должны быть несогласными.

Отложения амгинского яруса с фауной верхнего эльдахского горизонта вскрыты в бас. р. Сия и объединены в большесийскую свиту. Представлена она конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, известняками (1300 м) с трилобитами эльдахского горизонта.

Аналогичные отложения (800—1000 м) зафиксированы в бассейне р. Ускач, на крайнем северо-востоке Горного Алтая. Здесь они с несогласием залегают на вулканогенной усть-семинской свите, которая в бас. р. Бол. Иша представлена конгломератами, песчаниками, сланцами, пироксен-плагноклазовыми порфиритами, лавобрекчиями, известняками (1000 м), содержит трилобиты и брахиоподы, характерные для агатинского и мундыбашского горизонтов.

В Западном Саяне пользуется преимущественным распространением арбатская свита (E_2ar). Здесь по р. Арбат, правому при-

току Абакана, находится ее стратотип. В соответствии с фауной нижняя половина свиты относится к агатинскому горизонту, верхняя — к мундыбашскому. Залегаet свита несогласно (существует мнение о ее согласном залегании) на верхнемонокской свите нижнего кембрия и перекрывается трансгрессивно залегающим нижним девоном. Разрез арбатской свиты по р. Абакан следующий (снизу вверх):

м

1. Конгломераты с хорошо окатанными валунами и гальками гранитоидов, спилитов, кератофигов, порфиритов, кремнистых пород	120
2. Ритмичное переслаивание конгломератов, аркозовых песчаников, гравелитов. В основании пачки, в линзе массивных светлых известняков, залегающей среди конгломератов, собраны трилобиты: <i>Prohedinella erbiensis</i> Siv., <i>Chondranomocare bidjensis</i> Polet., <i>Granularia obrutchevi</i> Polet., <i>Olenoides</i> sp., <i>Kooteniella slatkowskii</i> (Schm.) и др.	105
3. Переслаивание зеленых и лиловых песчаников, алевролитов, аргиллитов	340
4. Конгломераты от грубовалунных до мелкогалечных с глыбами известняков, прослой песчаников, гравелитов, алевролитов	75
5. Ритмичное переслаивание аркозовых песчаников, алевролитов, аргиллитов. В верхах пачки — пласт грубогалечного конгломерата и глыбы известняков с <i>Chondranomocare</i> sp., <i>Kooteniella</i> sp.	340
6. Ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов. Вверху — прослой песчаников с глыбами известняков, содержащими трилобиты: <i>Prohedinella erbiensis</i> Siv., <i>Proasaphiscus clarus</i> N. Tcheg n., <i>Olenoides</i> sp., <i>Amgaspidella</i> sp. и др.	495

Разрез арбатской свиты здесь, в стратотипе, не полон. Возможно, он наращивается толщиной (до 1000 м) гравелитов, конгломератов, песчаников, сланцев, в верхах которой появляются туфы и базальтовые порфириты. Не исключено, что эта часть разреза арбатской свиты будет отвечать эльдахскому горизонту. Вскрыта она на междуречье М. Арбат—Джебаш. Общая мощность арбатской свиты достигает 2500 м.

Отложения майского яруса (E_2m) не занимают больших площадей в регионе, но тем не менее распространены почти во всех районах салаирид и палеонтологически хорошо обоснованы. В пределах АСО они подразделяются на горизонты (снизу вверх): арайгольский, алтыргайнский и еландинский, каждому из которых свойствен характерный комплекс трилобитов. На территории выделяются отложения всех трех горизонтов. Состав слагающих их пород чрезвычайно разнообразен. Анализ данных по распределению основных литологических компонентов позволяет дифференцировать разрезы майского яруса на три типа: терригенно-известняково-вулканогенный, терригенный и известняково-терригенный. Соответственно составу выделяются следующие свиты: большекитатская на севере Кузнецкого Алатау, орлиногорская на Салаире, тандошинская и большешинская, исключая их верхние части, на северо-востоке Горного Алтая. Залегают они с несогласием на отложениях амгинского яруса. Почти всюду фиксируется крупный перерыв.

На Салаире, в его крайней северо-восточной части, к низам майского яруса В. А. Асташкин и О. К. Полетаева относят выделенную ими в тектонических клиньях каменнобродскую свиту, представленную эффузивами и туфами основного состава, песчаниками и сланцами (500 м). По остаткам окаменелостей она отвечает арайгольскому горизонту, который на Салаире охарактеризован трилобитами: *Centropleura oriens* Leg m., *C. loveni* (An g.), *C. salairica* Fed., *Acontheus* sp. В неясных соотношениях с ней находится орлиногорская свита, вскрытая в ядре Орлиногорской антиклинали на горе Орлиной у г. Гурьевска. Отложения орлиногорской свиты (950 м) наращивают образования каменнобродской. По ископаемым остаткам орлиногорская свита отвечает стратиграфическим уровням алтыргайнского и еландинского горизонтов. Комплекс трилобитов алтыргайнского горизонта на Салаи-

ре (здесь находится его гипостратотип) следующий: *Goniagnostus nathorsti* (Brögger), *Hypagnostus brevifrons* (Ang.), *Phoidagnostus angustiformis* Pokr., *Solenopleura puncta* Fed., *Dorypygina remota* Fed., *D. delicatula* Lerm., *Siligirites orlinicus* Fed., *Clavagnostus* (Kolm. et West.), *Linguagnostus aristatus* Fed. и др.

Комплекс трилобитов еландинского горизонта, сосредоточенный в верхней части разреза орлиногорской свиты, представлен такими формами: *Acrocephalites mirabilis* Lerm., *A. regularis* Lerm., *A. weberi* Lerm., *Aldanaspis punctatus* Lerm., *Anomocare laeve* Ang., *Orloviella dubia* Lerm., *O. typica* Siv., *Trinia bella* Polet., *Koldiniella latifrons* Lerm.

Разрез орлиногорской свиты в районе горы Орлиной, по В. А. Ас-ташкину, следующий (снизу вверх):

	м
1. Известняки светло-серые слоистые, участками песчаные с остатками трилобитов алтыргайнского горизонта	100
2. Пачка переслаивающихся конгломератов, песчаников, сланцев с прослоями серых и вишневых мергелистых известняков с остатками трилобитов алтыргайнского горизонта	180
3. Лиловые и вишнево-серые пироксен-плагноклазовые порфи- риты, туфы, лавобрекчи	около 170
4. Лилово-бурые конгломераты с гальками эффузивных и оса- дочных пород, песчаники косо- и перекрестно-слоистые, глинистые сланцы с остатками трилобитов алтыргайнского горизонта	80
5. Пачка пестрого литологического состава: в основании го- ризонт известняков (20 м), выше миндалекаменные порфириты и туфы основного состава (200 м и более), в кровле переслаивающие- ся туфы основного состава, гематитовые руды, конгломераты, пес- чаники, глинистые и мергелистые сланцы с обильными остатками трилобитов еландинского горизонта, а также некоторых форм, ха- рактерных для верхнего кембрия (140 м)	360

Орлиногорская свита с несогласием перекрывается известняками толсточижинской свиты с фауной золотокидатского горизонта верхнего кембрия.

Отложения каменнобродской и орлиногорской свит встречаются также у деревень Горскино, Ариничево. В южной части Салаира по р. Чумыш, ниже устья Ельцовки вулканогенно-осадочные отложения (1000 м) обеих свит объединены в одну толщу, в ряде мест охарактеризованную руководящими ископаемыми майского яруса.

В Кузнецком Алатау отложения майского яруса распространены в бас. р. Золотой Китат. Они выделены в большекитатскую свиту [19] и в стратотипе свиты близ пос. Большекитатского состоят [18] из красноцветных и сероцветных конгломератов, известковистых граувакковых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и органогенных известняков (150 м). В разрезах по рекам Единис и Сухой, левым притокам р. Золотой Китат, мощность свиты достигает 750 м. У пос. Новая Москва, где в составе свиты отмечены также порфириты и туфы, мощность ее достигает 800 м. Залегает большекитатская свита на размытой поверхности нижнекембрийских отложений, а перекрывается верхнекембрийскими. Палеонтологическая охарактеризованность позволяет ставить ее на уровень алтыргайнского и еландинского горизонтов.

СРЕДНИЙ — ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ (Є₂₋₃)

В Горном Алтае и на его крайнем северо-востоке, по правобережью Бии в бас. р. Тандошка и ее левого притока Тагазы, майский ярус представлен отложениями тандошинской свиты. Базальные конгломераты, с прослоями гравелитов и кварцевых песчаников в основании ее, с несогласием лежат на породах убинской свиты нижнего кембрия.

В составе тандошинской свиты преобладают табачно-зеленые и табачно-желтые алевролиты и песчаники, которые содержат прослои известняков (900 м). Внизу свиты (450 м) ископаемая фауна не обнаружена. На 210 м выше немого интервала распространены трилобиты и брахиоподы, характерные для арайгольского горизонта (здесь находится его стратотип).

Выше на 100 м отложения тандошинской свиты охарактеризованы трилобитами верхов алтырганского горизонта. Следующие 150—200 м свиты содержат остатки трилобитов еландинского горизонта. Эта часть разреза свиты принята за гипостратотип еландинского горизонта. Самая верхняя часть разреза тандошинской свиты (200 м) по составу трилобитов соответствует усть-кульбичскому горизонту верхнего кембрия.

В бассейне р. Б. Иша, выше устья Шиловки, отложения майского яруса представлены преимущественно известняками, в основании которых вскрыты известняковые конгломераты, с несогласием залегающие на известняках нижнего кембрия. В верхах разреза появляются тонкослоистые глинистые сланцы, алевролиты, мергели. Эти отложения назывались еландинской свитой [18]; в стратиграфическую схему они вошли под названием большешимской свиты. В этом районе находится ее стратотип. По остаткам трилобитов нижняя часть свиты (300 м) относится к алтырганскому горизонту, средняя (100—140 м) — к еландинскому. В самых верхних слоях свиты (150 м) присутствуют трилобиты усть-кульбичского горизонта верхнего кембрия.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнекембрийские отложения (E_3) слагают сравнительно небольшие площади, но благодаря усилиям многих исследователей, среди которых следует выделить Н. К. Ившина и О. К. Полетаеву, по ископаемой фауне трилобитов представилась возможность расчленить их на пять горизонтов (снизу вверх): усть-кульбичский, арининский, хрстиновский, шорский, золотокиатский. Принятое в настоящее время биостратиграфическое расчленение обеспечивает достаточно надежную корреляцию разрезов на Салаире, в Горной Шории, Кузнецком Алатау и на северо-востоке Горного Алтая, а также способствует выяснению соотношений их со среднекембрийскими отложениями. В последнем районе отложения среднего кембрия без перерыва сменяются верхнекембрийскими. На Салаире, где самые низы разреза верхнекембрийских отложений не обнажены, по полноте его (начинается от усть-кульбичского горизонта) можно предполагать постепенный переход среднекембрийских отложений в верхнекембрийские. Аналогичная ситуация отмечена и в Кузнецком Алатау.

В составе отложений верхнего кембрия преобладают породы терригенного типа прибрежно-морских фаций, местами они ассоциируют с вулканитами. Известняки в отложениях верхнего кембрия обычно слагают небольшие прослои или маломощные пачки. И только в прикузбасской окраине Салаира в верхней части разреза известняки обособляются в качестве самостоятельного литостратиграфического подразделения (толсточихинская свита).

Верхнекембрийские отложения на территории листа слагают следующие свиты: черноосиповскую, китатскую на северо-западе Кузнецкого Алатау, горношорскую, алгаинскую (нижнюю половину) в Горной Шории, ариничевскую, толсточихинскую на Салаире, кульбичскую и верхи тандошинской, а также большешимской на северо-востоке Горного Алтая, на участках перехода его в Горную Шорию.

Лучший разрез находится на северо-востоке Салаира, в районе д. Ариничево. Здесь обнажена ариничевская свита (стратотип), слагающая антиклинальную складку.

м

- | | |
|--|---------|
| 1. Наиболее низкие части разреза свиты (основание не вскрыто) представлены зеленоватыми и темно-серыми песчаниками, реже конгломеративными песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами с остатками трилобитов усть-кульбичского горизонта | 200—250 |
| 2. Пестроцветные туфы андезитовых порфиритов, туфобрекчии, туфоконгломераты, песчаники, реже алевролиты, прослои и линзы известняков с остатками трилобитов арининского горизонта | 300 |
| 3. Красноцветные известняки, зелено-серые кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, песчаники, туфопесчаники, туфы среднего и кислого состава. Трилобиты христиновского горизонта | 300—380 |

По тектоническому контакту ариничевская свита у д. Ариничево соприкасается с туфоконгломератами, песчаниками, сланцами, известняками (170 м), содержащими остатки трилобитов золотокитатского горизонта верхнего кембрия.

К шорскому горизонту в соответствии с трилобитами, характерными для него (см. ниже), относятся андезитовые порфириты, туфы, туфопесчаники, бурые, розовые и светло-серые известняки, вскрытые у пос. Лесного и в ряде других мест на Салаире. Очевидно, их тоже следует рассматривать в составе ариничевской свиты.

Ариничевская свита существенно терригенного состава развита и на юге Салаира по р. Чумыш у д. Черемшанки. Мощность ее отложений около 400 м. По трилобитам здесь установлены усть-кульбичский, арининский, христиновский горизонты. В самых верхах разреза фауна не найдена. Не исключено, что эти отложения относятся к шорскому горизонту.

Золотокитатский горизонт на Салаире представлен морскими отложениями двух различных фаций: прибрежными — терригенными (дереви Кокуй, Ариничево) и более глубоководными — известняковыми (гора Орлиная, д. Горскино, р. Чумыш у д. Черемшанки). Первые, обломочные, у д. Кокуй слагают чебуринскую свиту (150 м); известняки во всех трех пунктах — толсточихинскую свиту (350 м). Последняя на горе Орлиной (стратотип свиты) несогласно и с перерывом налегает на размытую поверхность орлиногорской свиты среднего кембрия. Самые верхи толсточихинской свиты (50 м) содержат фауну тремадока.

У д. Ваганово к верхнекембрийским отложениям относится мощная (более 2000 м) толща вулканогенно-терригенных отложений, содержащая только вверху разреза остатки трилобитов золотокитатского горизонта.

В Кузнецком Алатау верхнекембрийские отложения вскрываются в верховье р. Золотой Китат, по руч. Добрый и р. Красная Васильевка. Они входят в состав черноосиповской и китатской свит. Черноосиповская свита сложена пестроцветными конгломератами, гравелитами, вулканокластами андезито-базальтового состава, граувакковыми песчаниками с прослоями глинистых и песчаных известняков (540 м). Эта свита в нижней половине содержит остатки трилобитов, характерных для усть-кульбичского горизонта. Основание ее не вскрыто. На ней с несогласием после большого перерыва отложились породы китатской свиты. В подошве последней, а местами и выше по разрезу залегают вишнево-бурые конгломераты. В составе китатской свиты преобладают пестроцветные полимиктовые песчаники и алевролиты. В подчиненном количестве среди них находятся розоватые, желтые, вишнево-бурые мергели, реже известняки. Мощность свиты около 1080 м. В стратотипическом разрезе свиты (руч. Добрый) нижняя часть ее в объеме 440 м содержит окаменелости второй половины шорского горизонта.

Вышележащая часть свиты мощностью 640 м выделяется в золотокитатский горизонт.

Верхи китатской свиты мощностью 800 м охарактеризованы тремадокской фауной.

В прикузбасской части Горной Шории (реки Амзас, Ниж. Таянзы) верхний кембрий представлен горношорской и алгаинской свитами. Первая из них содержит трилобиты хрестиновского, шорского и нижней половины золотокитатского горизонтов. Вышележащая алгаинская свита в нижней части (150 м) охарактеризована трилобитами верхов золотокитатского горизонта, а в верхней (800 м) — тремадока.

Стратотипический разрез горношорской свиты (снизу вверх) следующий:

Нижняя подсвита

	м
1. Красноцветные конгломераты	30
2. Красноцветные песчаники, алевропесчаники, алевролиты	100
3. Красноцветные алевропесчаники с маломощными прослоями известняков; содержащиеся в них трилобиты характерны для хрестиновского горизонта	50
4. Бурые алевропесчаники и песчаники	170

Верхняя подсвита

5. Серые песчаники и известняки	30
6. Тонкопереслаивающиеся известняки и алевролиты с комплексом трилобитов шорского горизонта	90
7. Бурые и зеленовато-серые алевропесчаники с трилобитами шорского горизонта	60
8. Пестроцветные алевропесчаники и известняки с трилобитами низов золотокитатского горизонта	40

С перерывом на горношорскую свиту ложится алгаинская, в разрезе ее нижней части фиксируются:

	м
1. Пестроцветные конгломераты, песчаники, алевролиты	85
2. Желтовато- и зеленовато-серые алевролиты и алевропесчаники с трилобитами верхов золотокитатского горизонта	65

Аналогичного состава терригенные породы алгаинской свиты (800 м) выше по разрезу содержат фауну тремадока.

На крайнем северо-востоке Горного Алтая по рекам Бия, Тандошка, Ускач верхнекембрийские отложения представлены существенно терригенными породами верхних частей большешинской и тандошинской свит, по трилобитам соответствующих усть-кульбичского горизонту, а также вышележащей кульбичской свитой, по фауне на участке рек Тандошка и Бия соответствующей хрестиновскому горизонту. Нижние части разрезов первых двух свит рассмотрены при описании майского яруса. Разрез верхней части тандошинской свиты в ее стратотипе по рекам Тандошка и Бия следующий (снизу вверх):

	м
1. Серо-зеленые и табачные алевролиты, алевропесчаники, песчаники с трилобитами низов усть-кульбичского горизонта	50—90
2. Те же породы с трилобитами средней части усть-кульбичского горизонта	20—60
3. Табачно-желтые, зеленоватые алевролиты, алевропесчаники, гравелиты, известняки с трилобитами верхов усть-кульбичского горизонта	80—150

Выше отложений тандошинской свиты залегают серые, голубовато-серые и бурые, частично песчаные известняки (45 м) с остатками трилобитов, которые отнесены к хрестиновскому горизонту. Поэтому в объеме арининского горизонта предполагается перерыв, а отложения мощностью 45 м сопоставляются со средней частью кульбичской свиты.

Более высокие части кульбичской свиты, содержащие трилобиты шорского горизонта, обнажены за южной границей региона на северо-востоке Горного Алтая по кл. Кульбич в стратотипе свиты.

По р. Ускач разрез верхней части тандошинской свиты мощностью около 200 м аналогичен разрезу ее по р. Тандошка. Породы, слагающие эту часть свиты, также содержат трилобиты усть-кульбичского горизонта, близкие по составу к вышеприведенным по р. Тандошка.

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ — НИЖНИЙ ОРДОВИК

К нерасчлененным отложениям верхнего кембрия — нижнего ордовика (E_3-O_1) отнесены большой мощности немые метаморфизованные терригенные толщи флишондного типа, слагающие в зонах распространения каледонид верхние части горноалтайской серии. Они вскрыты отдельными выступами вдоль северного фаса Горного Алтая, а также распространены в пределах западной окраины Западного Саяна, где ранее именовались шигнетской серией, а позже куркульской свитой. В настоящее время эти два названия на указанной территории практически не используются. Подобные отложения южнее рассматриваемого района П. С. Антоновым, Н. А. Доновым и Д. И. Мусатовым назывались иньсукской свитой и условно относились к низам ордовика. Полоса этих пород в бас. р. Абакан А. Б. Дергуновым и другими исследователями описывалась как горноалтайская свита.

Состав верхней части горноалтайской серии (чарышская свита) терригенный. Преобладают хлоритизированные и серицитизированные ритмично переслаивающиеся глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, алевролиты и полимиктовые песчаники лилово-серых, серо-фиолетовых, зеленых и серо-зеленых тонов окраски. Как исключение, в них встречаются гравелиты и конгломератовидные песчаники. В последних плоская «лепешковидная» галька лиловых сланцев погружена в хлоритизированный глинистый и песчаный цемент. Монотонный однообразный состав толщи, отсутствие маркирующих горизонтов не позволяют изучить внутреннюю структуру полей развития этих отложений и, следовательно, выявить стратиграфическую последовательность отложений в этой довольно интенсивно дислоцированной толще, благодаря чему остается неясной истинная мощность горноалтайской серии, в том числе и ее верхней части. Ориентировочная мощность 2000—3000 м. Условный возраст верхней части серии — E_3-O_1 . Однако неоспоримо, что она моложе аренигского яруса, отложения которого в центральной части Горного Алтая с несогласием перекрывают широко развитую там горноалтайскую серию.

Переходя к описанию верхнекембрийских — нижнеордовикских отложений на северо-западной окраине Западного Саяна, следует указать, что в настоящее время из-за плохой изученности стратиграфии метаморфизованного терригенного комплекса на стыке Западного Саяна и Горного Алтая нельзя пока называть рассматриваемую часть этого комплекса какой-то свитой. По-видимому, в него входит не одна свита, и расчленение всего комплекса — дело будущего. При этом должно учитываться, что верхняя возрастная граница комплекса не может быть моложе второй половины раннего ордовика, так как А. Б. Дергуновым и др. в истоках р. Ернат, левой составляющей Б. Абакана, в вышележащих осадках, несогласно залегающих на отложениях комплекса, найдены ангареллы, характерные для аренигского яруса.

По данным Г. Г. Семенова, шигнетская серия на рассматриваемой площади состоит из однообразных зеленых, зеленовато-серых, темно-серых филлитизированных хлорит-глинистых сланцев, песчаников с го-

ризонтами и линзами вишневых кремнисто-гематитовых сланцев. Контакты ее с более древними и девонскими отложениями дизъюнктивные. По правобережью М. Абакана и в бассейне р. Кабансук Г. Г. Семеновым в шигнетской серии выделены четыре пачки, между которыми залегают темно-серые и вишнево-красные гематит-кремнистые сланцы, принятые за разновозрастные маркирующие горизонты. Последовательность пачек следующая (снизу вверх):

М

- | | |
|---|---------|
| 1. Основание не вскрыто. Зеленовато-серые филлитизированные кремнисто-серицит-хлорит-глинистые сланцы, вверх по разрезу сменяющиеся того же цвета глинисто-хлоритовыми сланцами, затем темно-серыми углеродисто-хлорит-глинистыми сланцами с прослоями вишнево-красных глинисто-кремнисто-гематитовых сланцев. Над ними лежат тонкопереслаивающиеся песчано-сланцевые породы, сменяющиеся темно-серыми филлитизированными сланцами. Вверху пачки залегает горизонт (до 50 м) вишнево-красных глинисто-кремнисто-гематитовых сланцев | до 700 |
| 2. Зелено-серые мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники, вверх по разрезу сменяющиеся зелено-серыми и темно-зелеными алевросланцами. Вверху пачки — темно-серые и вишнево-красные сланцы | 600 |
| 3. Переслаивающиеся песчаники и сланцы. Вверху пачки темно-серые углеродисто-хлорит-глинистые сланцы с прослоями вишнево-красных сланцев | до 1800 |
| 4. Переслаивающиеся песчаники и сланцы | 800—900 |
- Общая мощность неполного разреза отложений около 4000 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Отложения ордовикской системы развиты в отдельных небольших блоках на Салаире, в Кузнецком Алатау, Горной Шории, Уйменско-Лебедском прогибе и в Бийско-Катунской зоне Горного Алтая. Объемы обнаженных отложений различны. Так, на Салаире имеются выходы тремадокских и аренигских образований нижнего ордовика, лланвирнских, лландейлских и карадокских отложений среднего ордовика и ашгиллских — верхнего ордовика, т. е. на Салаире, по существу, можно наблюдать почти весь разрез осадков ордовикской системы. В Кузнецком Алатау распространены главным образом отложения нижнего ордовика и лланвирна среднего ордовика. В Горной Шории и в Бийско-Катунской зоне Горного Алтая практически обнажены лишь породы тремадокского яруса нижнего ордовика; в Уйменско-Лебедском прогибе можно наблюдать весь разрез ордовика от тремадокского яруса до нижней части ашгиллского включительно. В отношении полноты разреза наиболее важными являются соседние районы Салаира и Уйменско-Лебедского прогиба.

Литологический состав большинства разрезов довольно однообразен, но они содержат сравнительно разнообразную фауну, позволяющую установить принадлежность осадков не только к определенному ярусу, но и к граптолитовой зоне планетарной шкалы стратиграфии.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В Хмелевской зоне Салаира отложения тремадокского яруса (O_{1t}) представлены нижней подсвитой западносалаирской свиты, в составе которой преобладают глинистые сланцы, серовато-зеленые алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты мощностью до 900 м. В верхней части содержатся *Dikelekephalina salairica* Sewep., *Amzasskiella wirabilis* Polet. и др.

В северо-восточной части Бердско-Ельцовской зоны Салаира эта подсвита в нижней своей части соответствует верхам толсточихинской и чебуриной свит, фациально замещающих одна другую и располагающихся, по существу, на одном стратиграфическом уровне. В составе первой преобладают глинистые и песчаные известняки (50 м) с *Wiobella kozhuchensis* Petrun., *Proapatuxephalops altaicus* Petrun. и др. Она залегает согласно на отложениях нижней части толсточихинской свиты и с перерывом перекрывается иловатской свитой аренигского и лланвирского ярусов. Условно перерыв между толсточихинской и иловатской свитами соответствует позднему тремадоку и раннему аренигу. Фациальный аналог верхней части толсточихинской свиты — верхняя часть чебуриной свиты — представлен в большей степени терригенными разностями пород: желтовато-зелеными туфами, песчаниками, алевролитами, содержащими *Yushinaspis crispa* Petrun., *Proteulonia limata* Petrun. и др. Мощность 100 м. Согласно контактирует с нижней частью чебуриной свиты верхнего кембрия и в основном согласно перекрывается краснянской свитой верхнего тремадока. Возраст западносалаирской свиты — тремадокский век, верхних частей толсточихинской и чебуриной свит — ранний тремадок, краснянской — поздний тремадок.

На юге Бердско-Ельцовской зоны верхней части тремадокского яруса соответствует ельцовская свита пестроцветных песчаников, алевролитов, эффузивов, их туфов и мергелистых известняков с *Amzasskiella wirabilis* Polet., *Dikelokaphalina bidens* Petrun. и др. Она с перерывом располагается на отложениях верхнего кембрия и с перерывом в осадконакоплении перекрывается иловатской свитой аренигского и лланвирского ярусов.

В Кузнецком Алатау тремадокский ярус представлен в двух зонах — Золотокитатской и Мартайгинской. В Золотокитатской зоне в его составе известны две свиты — китатская (верхняя часть), сложенная зеленовато-серыми гравелитами, песчаниками и алевролитами с *Bilacunaspis obliterated* Petrun., *Tushinaspis crispa* Petrun. и др. (до 800 м), и тайменская, представленная андезитовыми порфиридами, литокластическими туфами порфиритов, трахилипаритовыми, трахитовыми, липаритовыми порфирами, их туфами, конгломератами, песчаниками, алевролитами и известняками с *Nyaya oriens* Petrun. и др. (до 1500 м). Верхняя часть китатской свиты согласно контактирует со своей нижней частью, отнесенной по возрасту к позднему кембрию; имеет согласный контакт с вышележащей тайменской свитой. Последняя имеет нечеткую границу с залегающей на ней алзасской свитой нижней части аренигского яруса. Тайменская свита в Мартайгинской зоне с перерывом в осадконакоплении располагается между отложениями раннего кембрия и васильевской свитой позднего аренига. В ее составе также содержатся конгломераты, песчаники, алевролиты и известняки с *Nuia sibirica* Masl. и др.; мощность до 500 м. В Мартайгинской зоне это единственная свита, представляющая позднетремадокский век.

В Горной Шории к этому веку относится алгаинская свита, подразделенная на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена оранжево-зелеными алевролитами и песчаниками с *Tropidopyge sibirica* Petrun. и др. мощностью до 200 м; верхняя — пестроцветными разнообразными терригенными разностями пород, в которых содержатся известняки с *Apatokephalusa serratus schoriensis* Polet., *Amzasskiella sirabilis* Polet., *Dikelokephalina bidens* Petrun. и др. Контакт с нижележащими образованиями верхнего кембрия согласный, с вышележащими отложениями амзасской серии карадокского и ашгиллского ярусов — через перерыв.

В Бийско-Катунской зоне тремадокский ярус составляют в западной части камлакская свита, в центральной — агайринская свита. Кам-

лакская свита сложена пестроцветными терригенными породами с прослоями и линзами известняков. Из ископаемых организмов содержится *Acrocephalina contacta* Petrun., *Apatikephalus kalmakensis* Petrun., *Kaltykelina graeilis* Petrun. и др. Мощность до 1950 м. Свита залегает с разрывом на образованиях нижнего кембрия. Вышележащие отложения ордовикской системы неизвестны. Агайринскую свиту представляют пестроцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки с *Gloleulla* sp., *Dolgeuloma turumakitica* S. Ros. и др. Мощность 1000 м. Свита расположена с разрывами между отложениями нижнего кембрия и серыми песчаниками, относящимися к верхнему лландейло.

В Уйменско-Лебедском прогибе отложения тремадокского яруса известны лишь в его северной части и представлены чойской свитой пестроцветных конгломератов, песчаников, алевролитов с *Bilaeunaspis augusta* Petrun. мощностью до 500 м и ишпинской свитой пестроцветных терригенных пород с прослоями и линзами известняков с *Pseudiacrocephalites ispansis* Petrun., *Apatokephalus bijanus* Petrun., *Clonograptus tenellus* (Linn.) и др. мощностью до 1285 м.

Чойская свита является фациальным аналогом нижней половины ишпинской свиты. Она соответствует лишь нижнему тремадоку, с перерывом располагается на отложениях среднего кембрия и с перерывом перекрыта породами тулойской свиты. Ишпинская свита соответствует всему тремадокскому ярусу и также ограничена перерывами при контакте с верхнекембрийскими осадками и тулойской свитой, соответствующей аренигскому и лланвирнскому ярусам.

На Салаире широко распространены отложения аренигского яруса (O_{1a}). Литологический состав их в основном однообразен, и тем не менее в Хмелевской зоне этому ярусу соответствует верхняя подсвита западносалаирской свиты серо-зеленых песчаников с прослоями известняков. Из ископаемых организмов выявлены *Archaeorthis sibirica* Severg. и др. Мощность 300 м. Подсвита контактирует с нижней подсвитой западносалаирской свиты и с изыракской свитой лланвирнского яруса. В Бердско-Ельцовской зоне частичным аналогом верхней подсвиты западносалаирской свиты являются отложения нижней половины иловатской свиты, сложенной пестроцветными образованиями полного ряда от алевролитов до конгломератов включительно; содержатся прослой известняков. Ископаемые организмы представлены *Archaeorthis sibirica* Severg., *Phyllograptus augustifollius elongata* Vil. и др. Мощность 150—250 м. Иловатская свита в северо-восточной структурно-фациальной подзоне с перерывом располагается на отложениях толсточихинской и краснянской свит, а в южной — с перерывом на образованиях ельцовской свиты. Верхний контакт свиты с отложениями карастунской свиты и ее аналогами постепенный.

На северо-западе Кузнецкого Алатау аренигский ярус представлен лишь нижней своей половиной — алзасской свитой, сложенной пироксен-плагноклазовыми порфиритами и их туфами, пестроцветными конгломератами, песчаниками и алевролитами с *Akelina axelina* Severg., *Diparelasma minuta* Severg. и др. Мощность до 2000 м. Ее контакт с тайменской свитой условно постепенный. Вышележащие образования отсутствуют. В Мартайгинской структурно-фациальной зоне аренигский ярус представлен верхней своей частью — васильевской свитой, которая сложена пестроцветными конгломератами и песчаниками, а также известняками с *Hesperononia tylyensis* Severg., *Megalaspides sibirica* Petrun. и др. Мощность 600 м. Между отложениями васильевской и тайменской свит выявлен перерыв, соответствующий примерно объему алзасской свиты. Верхний контакт с бухтайской свитой представлен небольшим перерывом.

В Уйменско-Лебедском прогибе аренигскому ярусу соответствует большая часть тулойской свиты сероцветных и буро-вишневых алевро-

литов, песчаников, гравелитов и конгломератов с *Phyllograptus deusus* Tönnig., *Rhyselasma pusilla* Seveg., *Ysograptus gibberulus* (Nich.) и др. Мощность до 1500 м. Свита в нижней своей части ограничена перерывом и подстилается чойской и ишпинской свитами.

К ниже-среднеордовикским толщам (O_{1-2}) относятся пестроцветные песчаники, алевролиты, конгломераты иловатской и стретинской свит.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Отложения среднего ордовика (O_2) представлены лланвирнским, лландейлским и карадокским ярусами.

На Салаире лланвирнскому ярусу в Хмелевской зоне соответствует изыракская свита. В ее составе содержатся сероцветные алевролиты и песчаники с *Ogygites* aff. *kolovae* Tchug. и др. Мощность 350 м. Контакты с ниже- и вышезалегающими отложениями западносалаирской и зайчихинской свит постепенные. В Бердско-Ельцовской зоне изыракской свите соответствует верхняя часть иловатской свиты сероцветных терригенных пород с *Troudorthis paria* Seveg., *Beloviella salairica* Seveg. и др. Мощность до 50—100 м.

В Мартайгинской зоне Кузнецкого Алатау известны образования бухтайской свиты, состоящей из песчаников и конгломератов с известняками. Набор ископаемых организмов небольшой. Среди них выявлены *Hesperonomia tylyensis* Seveg., *Megalaspides sibirica* Petrun. и др. Мощность 600 м. Бухтайская свита, по-видимому, относится лишь к нижней части лланвирнского яруса. Она ограничена перерывами. В нижней части контактирует с васильевской свитой. Осадки, перекрывающие ее, не обнаружены.

В Уйменско-Лебедском прогибе лланвирнский ярус представляют отложения верхней части тулойской свиты сероцветных терригенных пород от алевролитов до конгломератов. Ископаемые организмы представлены *Ydiostrophia tuloviensis* Seveg., *Archaeorthis altaica* Seveg. и др. Мощность до 500 м. Упомянутые отложения в одних районах с небольшим во времени перерывом, в других районах без перерыва перекрыты осадочными образованиями карасинской свиты.

Отложения лландейлского яруса развиты слабо и в основном сохранились на Салаире и в Уйменско-Лебедском прогибе. В пределах Хмелевской зоны Салаира они представлены большей частью зайчихинской свиты из глинистых и кремнистых сланцев мощностью до 500 м. Контакт с нижележащей изыракской свитой постепенный. В северо-восточной части Бердско-Ельцовской структурно-фациальной зоны лландейлскому ярусу отвечает большая часть карастунской свиты, представленная темно-серыми до черных глинистыми и кремнистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с *Glyptograptus teretiusculus* (His.) и др. Мощность до 300—350 м. Контакт с нижележащими отложениями иловатской свиты постепенный.

В пределах центрального района Бийско-Катунской зоны известны отложения лишь верхней части яруса. Они представлены сероцветными песчаниками и алевролитами с *Howellites* ex gr. *flava* (Havl.) и др. Мощность до 100 м.

В нижней своей части они через перерыв контактируют с агайринской свитой тремадокского яруса. Верхний контакт ограничен перерывом, соответствующим примерно большей нижней части карадокского яруса, выше которого расположены серо-зеленые терригенные породы карадокского и ашгиллского ярусов.

В Уйменско-Лебедском прогибе в нижней своей части лландейлский ярус представлен карасинской свитой из серо-зеленых алевролитов и кварцевых песчаников, содержащих *Parastrophina lilobata* Соор.,

Glyptoniena karasuensis Severg. и др. Мощность до 550 м. Контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями постепенные, иногда они проходят по перерывам, имеющим местное значение.

Карадокский ярус на Салаире в пределах Хмелевской зоны представлен лишь нижней своей частью. Ему соответствует верхняя треть зайчихинской свиты мощностью примерно 100 м. Состав свиты приведен при характеристике лландейлского яруса. С вышележащими отложениями она контактирует по перерыву, соответствующему верхней части карадокского яруса.

В Бердско-Ельцовской зоне некоторое различие в вещественном и фациальном составе отложений позволяет установить две структурно-фациальные подзоны — северо-восточную и южную.

В первой подзоне ярус представлен (снизу вверх) верхней частью карастунской свиты (до 150—200 м), сложенной темно-серыми глинистыми и кремнистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с *Rectograptus ex gr. truncatus* (Lagr.) и др., горной свитой (до 200—600 м) из зеленовато-серых конгломератов, песчаников, алевролитов и известняков с *Bimuria bugryshichiensis* Severg., *Tursitella salairica* Severg. и др. и нижней частью терригенных пород веберовской свиты (до 200 м) с *Leptograptus aff. capillaris* (Carg.), *Multicostella (Chaulistomella) cf. amzassensis* Severg. Между карастунской, горной и веберовской свитами контакты прослеживаются слабо, предполагаются небольшие перерывы, скорее всего, местного значения.

Во второй подзоне ярус сложен породами, являющимися аналогами верхней части карастунской свиты. Они представлены алевролитами и песчаниками, содержащими *Apatomorpha altaica* Severg. и др. (до 100—150 м), глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, аналогами горной свиты северо-восточной части Бердско-Ельцовской зоны. Характеризуемые породы содержат *Orthambonites bobroviensis* Severg. и др. Мощность 100 м. Здесь же распространена татарская свита, образованная пестроцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами и известняками с *Boreadorphis togaensis* Severg., *Multicostella (Chaulistomella) amzassensis* Severg. и др. (до 250 м). Контакты между всеми подразделениями карадокского яруса условные.

В Горной Шории карадокский ярус представлен верхней частью. Ему соответствуют отложения тогинской свиты, сложенной пестроцветными породами от известняков и мергелей до конгломератов. В породах свиты содержатся *Boreadorphis togaensis* Severg., *Multicostella (Chaulistomella) amzassensis* Severg., *Rostricellula sinsliei amzassia* Severg. и др. Мощность до 600 м. Свита залегает с разрывом на отложениях алагинской свиты тремадокского яруса. В центральной части Бийско-Катунской зоны к карадокскому ярусу отнесена нижняя часть сероцветных алевропесчаных пород (до 150 м) с *Desmochitina erinacea* Eisenack и др., залегающих с разрывом на породах примерно того же состава и относящихся по возрасту к позднему лландейло.

В Уйменско-Лебедском прогибе карадокскому ярусу примерно соответствует средняя часть гурьяновской свиты или верхняя часть нижней подсвиты (до 300—350 м), представленная песчаниками, алевролитами и известняками, содержащими *Apatomorpha altaica* Severg., *Fascifera buranensis* Severg., *Eoanostrophia lebediensis* (Severg.) и др., и нижняя часть верхней подсвиты, отличающаяся от нижней подсвиты большим содержанием песчаников. Ископаемые организмы представлены *Boreadorphis togaensis* Severg., *Triplasia mongolica* Tchern. и др. Мощность этой части разреза до 210 м. Контакт с вышележащими образованиями чеборской свиты постепенный.

Переходные нерасчлененные средне-верхнеордовикские отложения (O₂₋₃) включают гурьяновскую и веберовскую свиты, сложенные песчаниками, алевролитами, известняками.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнеордовикские отложения (O₃) относятся к ашгиллскому ярусу. На Салаире в Хмелевской зоне они представлены лишь терригенными разностями пород: алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами с линзами известняков с *Cyrtophyllum kahiensis* Dz. (мощность 150 м), располагающимися на уровне самой нижней части яруса и залегающими с размывом на отложениях зайчихинской свиты. Вышележащие образования ордовика не известны.

В северо-восточной части Бердско-Ельцовской зоны ярус также представлен нижней своей частью в объеме верхней половины веберовской свиты, в составе которой преобладают песчано-алевритовые разности пород, конгломераты и известняки с *Holetrachelus punctillosus* Torgn. и др. Мощность до 200 м. Вышележащие породы ордовика не выявлены. В южной части зоны ашгиллский ярус представлен несколько полнее. Здесь установлены (снизу вверх) бобровская, чумышская свиты и известняки, венчающие разрез этого яруса. Бобровскую свиту слагают мергельно-известняковые породы и песчаники с *Austinnella lebediensis* Severg., *Hesperorthis tricenaria lebediensis* Severg. и др., мощность которых не превышает 600 м; контакт с нижележащей татарской свитой постепенный.

Отложения чумышской свиты залегают на бобровской свите. Контакт не ясен, предполагается перерыв. В ее составе — темно-серые до черных алевролиты, глинистые сланцы, песчаники, конгломераты с *Cybeleweberi* Kol. и др. Мощность до 500 м. Контакт с вышележащими известняками, содержащими *Plasmoporella bugryschichiensis* Dz., *Propora parvotabulata* Kiaer., не ясен. Мощность известняков до 100 м. Вышележащие отложения ашгилла не известны.

В Горной Шории ярус представлен дисковой свитой из темно-серых известняков, мергелей и алевролитов с *Nyctopora minimalis* (Rad.), *Catenipora parallela* Schmidt. и др. (мощность до 300 м), согласно залегающей на отложениях тогинской свиты. Дисковая свита занимает самое нижнее положение в составе яруса, соответствующее граптолитовой зоне Linearis планетарной шкалы стратиграфии.

В Бийско-Катунской зоне отложения яруса известны лишь в ее центральной подзоне и сложены песчаными разностями пород с *Desmochitina erinacea* Eisenack и др. Мощность до 400 м.

В Уйменско-Лебедском прогибе ярусу соответствуют (снизу вверх) верхняя подсвита гурьяновской свиты и чеборская свита. Подсвита сложена известковистыми алевролитами, песчаниками и известняками с *Nyctopora minimalis* (Rad.), *Calapoecta auticostens* Bill, *Fletcheriella altaica* Dz. и др. Мощность до 250—300 м. Чеборская свита сложена пестроцветными алевролитами, песчаниками, сланцами, а в центральной структурно-фациальной подзоне — и известняками. Содержатся *Glyptomena subgirvanensis* Severg., *Schizophorella fallax* Salt, *Eridorthis digna* Severg. и др. Мощность до 1250 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения силурийской системы развиты сравнительно слабо и приурочены главным образом к зоне развития салаирских структур, где в той или иной мере они представляют отдельные уровни лландоверийского, венлокского, лудловского и пржидольского ярусов. Так, в Хмелевской зоне Салаира выявлены отложения лландоверийского и венлокского ярусов, представленные оселкинской и баскусанской свитами; в Бердско-Ельцовской — отложения всех четырех ярусов, сложен-

ных оселкинской, баскусканской и потаповской свитами, белыми известняками без названия, тяготеющими к среднему течению р. Бердь, а также оселкинской, баскусканской и потаповской свитами в бассейнах рек Баскускан, Томь—Чумыш.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Лландоверийский ярус на Салаире в Хмелевской и Бердско-Ельцовской зонах сложен (снизу вверх) оселкинской свитой и нижней половиной баскусканской свиты.

Оселкинская свита (S_{10s}) представлена повсеместно алевропесчаными образованиями и конгломератами (Хмелевская зона), лишенными ископаемых организмов. Она располагается на размытой поверхности различных горизонтов ордовикской системы и перекрывается с постепенным переходом нижней половиной баскусканской свиты. Мощность до 400 м. Нижняя часть баскусканской свиты представлена, как и вся свита, светло-серыми, бело-розовыми известняками с *Halysites pseudortopteroides* (Tchern.), *Palaeofavosites mirabilis bascuscanicus* Miron., *Altaja gracilis* (Bill.), *A. altaica* Zhelt., *Neopaliphylulum soshkinae* Zhelt., *Tryplasma loveni* (M. Edw. et H.) и др. Мощность до 300 м. В Хмелевской зоне отложения выше баскусканской свиты не известны. В среднем течении р. Бердь свита согласно перекрыта породами потаповской свиты. В бассейнах рек Баскускан и Томь—Чумыш характер контакта между этими двумя свитами не ясен.

На реке Глядень нижней части баскусканской свиты соответствуют терригенно-карбонатные образования (песчаники, сланцы и известняки) с *Altaja gracilis* (Bill.), *A. altaica* Zhelt. и др. Мощность до 70 м.

К венлокскому ярусу относятся образования светло-серых и белорозовых известняков верхней части баскусканской свиты, в которых состав ископаемых организмов представлен формами, упомянутыми при описании нижней половины этой свиты. Литологический состав свиты в целом довольно однообразен, поэтому деление ее на нижнюю и верхнюю половину условно и принято лишь с целью удобства ярусной характеристики осадков. В пределах горы Глядень отложения венлокского яруса не выявлены.

Отложения лудловского яруса представлены образованиями потаповской свиты серых и темно-серых известняков с *Rhabdacanthia rugosa* (M. Edw. et H.), *Coronoruga salairica* Zhelt., *Clatorodictyon pseudobilaminatum* V. Khaif. и др. Мощность более 200 м. Известняки этой свиты развиты лишь в среднем течении р. Бердь, в бассейнах рек Баскускан и Томь—Чумыш. Лишь в Бердском бассейне выше потаповской свиты выявлены известняки, залегающие на ней согласно. В других районах более молодые отложения силурийской системы не выявлены.

К пржидольскому ярусу отнесены белые известняки с зеленоватыми прослоями глинистых сланцев, развитые в среднем течении р. Бердь. Ископаемые организмы здесь представлены *Syringopora* ex gr. *fasciculora* Lippe, *Cantrillia sibirica* Zhelt. Мощность до 170 м. Возможно, эти известняки являются прямыми аналогами отложений сухой свиты, которые В. И. Красновым, Н. В. Мироновой и др. [28] отнесены к пржидольскому ярусу. Тем не менее, Стратиграфическим совещанием (1979) эти отложения со знаком вопроса были оставлены в основании девонской системы. В дальнейшем комплексе образований, относимый к сухой свите, должен быть подвергнут серьезному изучению с тем, чтобы окончательно решить проблему возраста этой свиты. Ревизия имеющегося палеонтологического материала позволяет уже сейчас

высказать соображения относительно силурийского (пржидольского) возраста сухой свиты. Кроме того, стратиграфия силурийских отложений на Салаире нуждается в серьезной унификации. Особенно это относится к образованиям с неустановленными региональными названиями. К их числу относятся сланцы, песчаники и известняки венлока в районе горы Глядень, известняки пржидольского яруса в среднем течении р. Бердь и др.

Эти известняки коррелируют с выявленным сравнительно полным теперь разрезом пржидольского яруса в Горном Алтае. Там установлены марагинская, черноануйская и сибиркинская свиты, аналоги которых целесообразно выявить в пределах Салаира. На карте характеризуемые отложения показаны вместе с нижнесилурийской баскусанской свитой, и поэтому им присвоен индекс S_{1-2} .

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Известны все три отдела этой системы — нижний, средний и верхний. Они представлены различными фациями — от карбонатно-терригенных и терригенно-карбонатных морских в Горном Алтае и на Салаире до лагунно-аллювиальных терригенных и эффузивных в Минусинском прогибе.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения нижнего девона (D_1) распространены широко. В северо-западных районах Горного Алтая это карбонатно-терригенные отложения, представленные в Чарышско-Талицкой зоне (снизу вверх) боровушкинской свитой, известняковой толщей, мурзинской и курьинской свитами. Боровушкинская свита сложена темно-серыми известняками, реже мергелями и алевролитами с *Parastriatopora innae* Dubat., *Neomphya originata* Soshk. и др. Возраст — жединский век. Мощность более 160 м. Известняковая толща сложена массивными известняками, глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с *Cymostrophia alfa* Kulik., *Gypidila procerula* (Vagr.) и др. Возраст — зиген-ранний эмс. Мощность более 200 м. Залегает согласно на отложениях боровушкинской свиты и согласно перекрывается мурзинской свитой. Мурзинская свита представлена известковистыми конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками с *Favosites regularissimus* Vanet, *Striatopora magnifica* Tchud., *Acanthophyllum breviforme* Zhelt. и др. Возраст — эмский век. Мощность 400—500 м. Согласно располагается между отложениями известняковой толщи и курьинской свиты. Курьинскую свиту слагают аргиллиты, алевролиты, песчаники и известняки с *Egosiella cylindrocellularis* (Dubat.), *Fasciphyllum massivum* Bulv., *Jowaphyllum cijeliensis* Zhelt. и др. Мощность до 780 м. Нижняя и верхняя границы согласные. Возраст — ранний эмс. Общая мощность отложений нижнего девона в Чарышско-Томской зоне 1770—2580 м.

В Ануйско-Чуйской зоне установлены ремневская, киреевская и кувашская свиты. Ремневская свита представлена темно-серыми известняками, кварцевыми песчаниками с линзами гравелитов, конгломератов и известняков. Фауна: *Protathyris sibirica* Zintch., *Aldanispirifer kulikovii* Grats., *Squameofavosites gurjevskiensis* Migon., *Triplasma tomchumyshensis* Zhelt. и др. Возраст — жединский-зигенский века. Мощность до 300 м. Свита согласно располагается на отложениях, относящихся к пржидольскому ярусу. Верхний контакт не ясен. Киреев-

ская свита сложена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, глинистыми известняками с линзами темно-серых и серых известняков. В составе свиты ископаемые организмы представлены: *Pashyfavosites vijaiicus* Y a n e t, *Dygonophyllum tenuiseptatum* B u l v., *Liocetema subramosum* U l r. e t B a s s l., *Endotripua minuta* A s t r., *Cymostrophia alfa* K u l k., *Karpinskia conjugula* T c h e r n. и др. Возраст — зиген—ранний эмс. Нижний контакт не ясен. С вышележащей пестроцветной свитой контактирует через перерыв. В центральной части большая часть отложений аналогов ремневской и киреевской свит размыта. Примерно средней части киреевской свиты здесь соответствуют серые и темно-серые известковистые песчаники и алевролиты с ископаемыми растениями *Psilophyton burnotense* и *Drepanophycus spinaeformis*, выше которых с перерывом в основании располагается кувашская свита кварцевых конгломератов, гравелитов, песчаников и известняков с *Favosites regularissimus* Y a n e t, *Acanthophyllum breviforme* Z h e l t., *Leptaenopyxis bouei* (B a r r.) и др. Возраст — поздний эмс. Мощность до 1050 м. Общая мощность отложений нижнего девона в Ануйско-Чуйской зоне до 2470 м.

В Уйменско-Лебедском прогибе значительная часть отложений нижнего девона размыта. Отсутствуют образования жединского века, а в отдельных районах и зигенского. К последним в бассейнах рек Аспаты, Тайтыни, Учал и Пыжа условно отнесена караозекская свита немых песчаников, алевролитов, гравелитов и конгломератов, залегающих на образованиях нижнего палеозоя. Выше согласно располагаются гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки кыракташской свиты, содержащие в нижней части растения *Psilophyton burnotense* (G i l k.) K r. e t W e g l., *Jenisseiphyton* sp., *Sawdonia ornata* (D a w s.), а в верхней — фауну *Rhizophyllum enorme* E t h e r., *Areostrophia distorta* (B a r r.). Аналогами кыракташской свиты в бассейнах рек Саракочша и Каракокша является кубойская свита, а в бассейне рек Лебедь и Байгол — тюлемская свита. Вышележащие отложения располагаются на кубойской, кыракташской и тюлемской свитах с перерывом в основании. Возраст — эмский век. Мощность от 500 до 1500 м. Общая мощность отложений нижнего девона в Уйменско-Лебедском прогибе 1600 м.

На юго-западе Присалаирья и в Центральном Салаире к нижнему девону отнесены (снизу вверх): мочегинская свита (жедин—ранний зиген), аналогом которой на восточном склоне Салаира является томьчумышская свита (томьчумышский горизонт) и нижняя подсвита крековской свиты (крековский горизонт), октябрьская свита, аналогом которой на восточном склоне Салаира принято считать верхнюю подсвиту крековской свиты (поздний зиген), хвощевская свита, соответствующая на восточном склоне Салаира малобачатской свите (малобачатский горизонт); обуховская свита и ее аналог салаиркинская свита эмского века (салаиркинский горизонт), нижняя часть павловской свиты и ее аналог беловская свита (ранее баскуская) позднего эмса (беловский горизонт).

Томьчумышская свита (горизонт) представлена черными, темно-серыми, серыми и светло-серыми известняками, редко мергелями и алевролитами с *Tryplasma karcevi* B u l v., *Spongophylloides dubrovien-sis* (Z h e l t.), *Nucleospira antiqua* R z o p и др., согласно залегают между отложениями сухой свиты пржидольского века и крековским горизонтом зигенского века. Мощность от 50 до 450 м.

Крековская свита подразделена на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена массивными и слоистыми, часто органогенно-обломочными известняками с *Uncinulus krekovensis* R z o p. и др. мощностью до 250 м, верхняя — песчаниками, алевролитами, мергелями и известняками с *Favosites* cf. *brusnitzini* P e e t z, *Spirigerina supramarginalis* sibi-

rica Ržop. и др. Мощностью 60—250 м. Крековская свита согласно расположена между отложениями томьчумышской и малобачатской свит.

Малобачатская свита сложена темно-серыми, серыми, белыми, нередко массивными известняками (20—175 м). Лишь на юго-западе Присалаирья в ее составе появляются глинистые известняки. Среди ископаемых организмов выявлены *Latonotoechia latona* (V a r g.), *Karpinskia conjugula* T c h e r n. и др. Расположена согласно между отложениями крековской и салаиркинской свит.

Салаиркинская свита (горизонт) сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями, известняками. К ней приурочены небогатые залежи корунда и диаспора. В составе фауны — *Favosites regularissimus* Y a n e t, *Fasciphyllum gorskii* (B u l v.), *Paraspirifer gurjevskiensis* Ržop., *Gypidula pseudoacutolobata* Ržop. и др. Располагается согласно на отложениях малобачатской свиты. Верхний контакт условный. Мощностью от 80 до 300 м.

Беловская свита сложена массивными и слоистыми светло-серыми известняками с *Favosites regularissimus* Y a n e t, *Nymphorhynchia bischofioides* Ržop. и др. Нижний контакт с салаиркинской свитой условный, верхний контакт с шандинским горизонтом среднего девона согласный. Мощностью 150 м. На юго-западе Присалаирья условно ему соответствует самая нижняя часть павловской свиты, а в бассейне р. Чумыш — полуяхтовской толщи.

В Кузнецком прогибе и Кузнецком Алатау отложения нижнего девона известны лишь в районе Крапивинского купола и Барзасского поднятия и представлены красногорской свитой красноцветных и пестроцветных конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и туффитов с *Psilophyton burnotense* G i l k., *Tomiphyton primavum* Z a l., *Drepanophycus spinaeformis* G ö e r. и спорами. Возраст — условно эмский век. С перерывом, соответствующим жединскому и зигенскому векам и частично раннему эмсу, располагается на отложениях кембрия и с небольшим перерывом перекрывается палатнинской свитой нижнего эйфеля. Мощностью от 250 до 700 м.

В Горной Шории отложения нижнего девона представлены широко. В Мрасском районе это нижняя часть тамалинской свиты, которая сложена в основном андезитовыми, плагиобазальтовыми крупнопорфировыми и базальтовыми порфиритами, туфобрекчиями, туфами среднего и кислого состава. Выявлен спорово-пыльцевой комплекс, по которому возраст свиты условно принят зиген-эмским. Располагается с перерывом на отложениях нижнего кембрия и перекрывается с перерывом отложениями парушкинской свиты позднего живета. Мощностью 600 м. В Кондомско-Тельбесской зоне нижний девон представляют учуленская свита (D₁у_с) и нижняя часть тамалинской свиты. В составе учуленской свиты — андезитовые и плагиобазальтовые порфириты, туфы среднего и кислого состава, конгломераты, песчаники. Возраст условно датирован жединским веком. Залегает с перерывом между образованиями кембрия и нижней подсвиты тамалинской свиты. В составе нижней подсвиты тамалинской свиты — андезитовые и базальтовые порфириты, туфы, лавобрекчии, конгломераты, туфоконгломераты, гравелиты, алевролиты с *Psilophyton burnotense* G i l k. Мощностью от 325 до 1100 м. Возраст зиген-эмский.

В Минусинском прогибе нижний девон представлен южноминусинской и быскарской сериями. Южноминусинская серия развита в крайней юго-западной части Южно-Минусинской впадины. Она представлена отложениями (снизу вверх) джебашской, толочковской, таштыпской и тимиртасской свит. В составе джебашской свиты преобладают базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые порфириты, диабазы, а в верхней части появляются красноцветные песчаники, алевролиты и

изредка порфириты, диабазы (до 1000 м); в таштыпской—сероцветные известняки, изредка алевролиты, мергели и песчаники с *Howellella subgregaria* Ržon., *Cephalaspis tastiapiensis* Serg., *Tityosteus orientalis* Mark-Kurik (до 200 м). Возраст отложений таштыпской свиты датирован эмским веком.

В окрестностях с. Таштып в составе южноминусинской серии на уровне верхней части джебашской свиты известны терригенные красноцветные отложения под названием чиланской свиты, состоящие из песчаников с редкими покровами диабазов и силлами трахиандезито-базальтов (440 м). Выше залегают зеленовато-серые, серые до темно-серых песчаники, алевролиты и аргиллиты имекской свиты (до 150 м).

Быскарская серия представлена сложным и мощным комплексом преимущественно эффузивных образований, содержащих пачки терригенных пород с ископаемыми растениями. Возраст серии датирован ранним девонем, и лишь верхняя ее часть—тимиртасская свита—условно отнесена к ранней части эйфельского века среднего девона. В различных прибортовых районах Минусинского прогиба в составе серии выявлены свиты, характеризующиеся различным составом. В Южно-Минусинской структурно-фациальной подзоне, в ее северо-западном и северном районах, установлена тастрезенская свита трахибазальтовых и трахиандезито-базальтовых порфиров (до 2300 м) условно зиген-эмского возраста, на которой располагаются туфоконгломераты, гравелиты, песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты, аргиллиты с *Tuvaspis* (?), *Cephalaspidae*, *Hemora* sp., *Jenisseiphyton rudnevae* (Pegesv.), *Chacassiophyton krasnovii* Апан., *Drepanophycus spinaeformis* Göerr. тустугжильской и согархаймской свит (до 360 м).

В Сыдо-Ербинской впадине в составе серии выявлены (снизу вверх): чинжилская свита базальтов, андезито-базальтов, трахиандезитов, туфов (920 м), идринская свита трахитов, трахилипаритов, туфобрекчий (до 220 м), сыдинская свита базальтов, андезито-базальтов с линзами серых известняков и туфопесчаников (до 1050 м), митнинская свита туфоконгломератов, игнимбритов, трахитов, трахилипаритов (до 670 м), джиримская свита красноцветных песчаников и гравелитов (до 170 м). В Северо-Минусинской впадине в пределах ее южного и юго-западного районов (озера Шунет, Матарак, Круглов) быскарской серии соответствуют (снизу вверх): матаракская свита жедин-зигенского возраста, состоящая из конгломератов, гравелитов, агломератов туфов, трахитовых и трахилипаритовых порфиров и их туфов с *Hughmilleria lata* Störmer, *Psilophyton goldschmidti* Halle и др. (600 м), шунетская свита зеленовато-серых, серых алевролитов, туфоалевролитов, глинистых известняков (340 м) и арамчакская свита, представленная туфогравелитами, туфопесчаниками, песчаниками, вишнево-красными алевролитами с *Jenisseiphyton rudnevae* (Pegesv.) Апан., *Drepanophycus gaspianus* (Dawsv.) и др. (220 м). В центральной части подзоны быскарскую серию представляют копьевская свита трахиандезито-базальтовых, трахиандезитовых, трахитовых, трахилипаритовых, диабазовых порфиров (до 1400 м), а в северо-западной части (снизу вверх)—тазольская свита трахиандезито-базальтовых порфиров, трахитовых и трахилипаритовых порфиров (220 м), подкаменная свита трахитовых, трахилипаритовых порфиров, трахиандезитовых порфиритов, туфоконгломератов (до 700 м) и печищенская свита зелено-красных песчаников, туфоалевролитов с редкими прослоями зеленоцветных аргиллитов с *Psilophyton goldschmidti* Halle (до 150 м).

В Назаровской впадине быскарская серия в целом сложена диабазовыми, базальтовыми, трахибазальтовыми порфиридами, туфами, конгломератами, реже трахитовыми порфирами, красноцветными песчаниками и туфопесчаниками (до 200 м).

В центральной части Кузнецкого Алатау эту серию представляют конгломераты, туфоконгломераты, песчаники, базальтовые, андезитовые, в верхней части андезито-базальтовые порфиры, серые плагио-порфиры, кератофиры, пятнистые брекчии (до 700 м).

Образования, соответствующие быскарской серии, располагаются с разрывом и угловым несогласием на различных горизонтах кембрия и с перерывом перекрываются отложениями толтаковской, аскизской, илеморовской или бейской свит эйфельского и живетского ярусов среднего девона.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

К эйфельскому ярусу (D_2e) на Салаире отнесены шандинский и мамонтовский горизонты. Шандинский горизонт (свита) установлен на восточном склоне Салаира на р. М. Бачат и назван по улусу Шанда. В районах городов Гурьевск, Белово и с. Ново-Пестерево в составе свиты выделены две подсвиты. Нижнюю подсвиту слагают известняки (80 м) с *Squameafavosites mironovae* Dubat., *Leviconchidiella mirabilis* Ržop. и др.; верхнюю — известняки, песчаники и сланцы (250 м) с *Egosiella orbiculata* Dubat., *Zdimir pseudobaschkiricus sibiricus* (Ržop.) и *Megastrophia uralensis* Verp. Контакты с нижележащим беловским и вышележащим мамонтовским горизонтами постепенные. В Юго-Западном и Центральном Присалаирье ему соответствует павловская свита (за исключением самой нижней ее части). Она сложена темно-серыми органогенными и органогенно-обломочными известняками (250 м) с *Egosiella orbiculata* Dubat., *Squameafavosites kulkovi* Dubat., *Pachyfavosites vijaicus* Yanev.

В бас. р. Чумыш шандинский горизонт (свита) в своей верхней части представлен двумя толщами: соколиногорской — красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты (300 м) и таловской — аргиллиты, песчаники, алевролиты и известняки (600 м) с *Zdimir pseudobaschkiricus tschumyschensis* Ržop. и др.

В Кузнецком прогибе и Кузнецком Алатау шандинский горизонт условно представлен палатнинской свитой, сложенной андезито-базальтовыми порфирами, лавобрекчиями, туфами, алевролитами, песчаниками (100—2115 м). В пределах Золотокитатского района (р. Заломная) она согласно располагается между красногорской и барзасской свитами и в районе р. Белая Осипова отделена перерывами как от красногорской, так и от вышележащей белоосиповской свиты. В Мартайгинской зоне контакт с красногорской свитой согласный. Перерыв зафиксирован между палатнинской и белоосиповской свитами.

В Горной Шории с шандинским горизонтом условно коррелируется нижняя часть верхней толщи тамалинской свиты. Ее слагают андезитовые и плагиобазальтовые крупнопорфировые и базальтовые порфиры и туфы среднего и среднекислого состава (150 м). Выявлен спорово-пыльцевой комплекс, датирующий свиту в целом ранним — средним девонем.

На Барзасском поднятии в Кузнецком прогибе условным аналогом шандинского горизонта является дмитриевско-перебойская толща аргиллитов, песчаников, конгломератов, битуминозных известняков и прочих сланцев (до 300 м) и эффузивно-туфогенная толща диабазовых порфиритов, миндалефиров и их туфов (250 м). Эти толщи отделены от вмещающих образований красногорской и барзасской свит небольшими во времени перерывами.

В Минусинском прогибе к эйфельскому ярусу условно отнесены тимиртасская свита и низы спиринской и толтаковской свит. Тимиртасская свита представлена туфоконгломератами, туфогравелитами, ту-

фопесчаниками, а также покровами базальтовых порфиритов (80—1000 м). Она отделена перерывами от располагающейся ниже гаштыпской свиты и залегающей выше сирийской и ее аналога толтаковской свит и соответствует самой нижней части ихейского горизонта восточных районов Алтае-Саянской области. Сирийская и толтаковская (D_2tl) свиты сложены красноцветными песчаниками, алевролитами, мергелями, в основании (толтаковская свита) — мелкогалечными конгломератами (до 350 м).

Мамонтовский горизонт (свита) представлен туфопесчаниками, мергелями, алевролитами, аргиллитами, известняками (250 м) с *Lazutkinia mamontovensis* Ržop. и др. На Юго-Западном Присалаирье и Центральном Салаире ему соответствует горяевская свита, сложенная светлыми органогенными известняками и в основании песчаниками с *Egosiella pulhra* Dubat. и др. В Уйменско-Лебедском прогибе горизонт представлен верхней половиной эффузивов кислого и основного состава, туфами и туфоконгломератами саганской (100—600 м), уйкараташской, рыковской и каралькинской свит (300—375 м). В каралькинской свите красноцветных пород обнаружены ископаемые растения *Psilophyton salairicum* Anan. et Step., *P. reclissimum* Hoëg.

В Кузнецком Алатау мамонтовскому горизонту соответствует перерыв, а в Горной Шории — верхняя часть тамалинской свиты андезитовых, плагиобазальтовых и базальтовых порфиритов, туфобрекчий, туфопесчаников, алевролитов (150 м) со спорово-пыльцевым комплексом, датирующим в целом тамалинскую свиту ранним—средним девонем. В пределах Крапивинского купола и Барзасского поднятия мамонтовскому горизонту соответствует нижняя часть барзасской свиты, составленная из красноцветных алевролитов и пропластков липтоблинитовых углей (до 5—100 м). Контакт с нижележащей палатинской свитой и дмитриевско-перебойской толщей неровный. В Барзасском районе выявлены растения и спорово-пыльцевые комплексы, датирующие нижнюю часть свиты эйфельским веком.

В Кольвань-Томской зоне эйфельский ярус представлен условно нижней частью отложений буготакской свиты (D_2bg) и митрофановской, в составе которых участвуют порфириты среднего и основного состава, диабазы, альбитофиры, сланцы, известняки с *Thamnopora tumefacta* Les. и др.

Живетский ярус ($D_2žv$) на Салаире представлен тремя горизонтами (свитами) — акарачкинским, керлегешским и сафоновским. Более высокий горизонт этого яруса (алчедатский) установлен на северной и северо-восточной окраинах Кузбасса. В Минусинском прогибе живетскому ярусу соответствует бейский горизонт (D_2bs), в Горном Алтае — бельгебашская и ташантинская свиты.

Акарачкинский горизонт на р. Бачат широко распространен в пределах восточного склона Салаира и представлен туфопесчаниками, конгломератами, алевролитами, мергелями и аргиллитами с *Urella asiatica elondata* Ržop. и др. (300 м). На Юго-Западном Присалаирье, Центральном Салаире и в бассейне р. Чумыш ему соответствует перерыв. Он согласно располагается между отложениями мамонтовского и керлегешского горизонтов.

Керлегешский горизонт располагается на акарачкинском и сложен туфопесчаниками, конгломератами, алевролитами и известняками (800—1000 м) с *Grypophyllum gracile* Wdkd., *Lazutkinia subhians* Ržop. и др. Отложения этого горизонта широко развиты в бассейнах рек Малый и Большой Бачат. На Юго-Западном Присалаирье и Центральном Салаире ему соответствует нижняя часть соболевской свиты, которую составляют терригенные разности пород от конгломератов до

аргиллитов и туфов, альбитизированных порфиритов (400—800 м). В бассейне р. М. Бачат установлен перерыв.

Стратотип сафоновского горизонта выявлен в Прокопьевском районе (д. Б. Керлегеш). Его слагают известняки с прослоями песчаников, алевролитов, мергелей (до 1250 м) и туфопесчаников с *Indospirifer pseudowilliamsi* Ržop., *Protocephalopteris praecox* (Hoëg.) и др. В верхней части преобладают терригенные разности пород — туфоконгломераты, туфопесчаники, а также эффузивы (до 300 м). На отложениях сафоновского горизонта с перерывом залегают угленосные образования. У д. Сафоново на Салаире горизонт сложен туфопесчаниками; в верхней части преобладают конгломераты, песчаники, содержатся эффузивы, в средней — известняки (1210—1550 м). Ископаемые организмы представлены *Indospirifer pseudowilliamsi* Ržop., *Protocephalopteris praecox* (Hoëg.).

Алчедатский горизонт установлен в бас. р. Алчедат на северной окраине Кузбасса. Здесь ему соответствует лебедянская свита, сложенная аргиллитами, алевролитами, известняками (150 м) и содержащая характерную для позднеживетского времени фауну брахиопод *Euryspirifer cheehiel* (Kop.) и др. Хорошо коррелируется с бейским горизонтом (свитой) Минусинского прогиба, содержащим в своем составе известняки, глинистые известняки, реже прослой аргиллитов, алевролитов и мергелей (30—350 м). Главной коррелирующей фауной алчедатского и бейского горизонтов является *Euryspirifer cheehiel* (Kop.).

В Кузнецком прогибе и Кузнецком Алатау к живетскому ярусу отнесена верхняя часть барзасской свиты, представленная красноцветными и зеленовато-серыми конгломератами, песчаниками, алевролитами с прослоями липтоблинитовых углей и известняков (2—50 м). Из них определены растения *Orestovia devonica* Erg., *Barsassia ornata* Zal., а также споры и пыльца *Leiotriletes lentiformis* Nadl., *L. nigritus* Naum., *Vor. gracilis* Nadl., *Protolepidodendron scharyanum* Křeji, *Aneurophyton germanicum* Kr. et Weyl. и др. В состав свиты входят трахиандезитовые порфириты, трахибазальтовые, андезитобазальтовые и трахитовые порфириты, их туфы, песчаники, алевролиты (55—125 м) с *Lophotriletes greumosus* Naum., *Hymenozonotriletes endemicus* Tshir, и др. В Мрасской зоне большей части разреза соответствует перерыв в осадконакоплении, и только в верхней части, на уровне алчедатского горизонта установлена парашкинская свита, состоящая из красноцветных песчаников, алевролитов, известняков и конгломератов с *Spinocyrtia martianovi* (Stuck.) и др.

В Кондомско-Тельбесском районе живетскому ярусу соответствует абрамовская свита, состоящая из эффузивов среднеосновного и среднекислого состава, базальтов, а также алевролитов, песчаников и гравелитов (до 950 м) и залегающая с размывом на осадочно-эффузивных образованиях тамалинской свиты.

В восточных районах Алтае-Саянской зоны к живетскому ярусу относятся сиринская и толтаковская (D_{2II}) свиты, сложенные красноцветными полимиктовыми алевроито-песчаными и мергельными породами (до 200 м), а также аскизская и илеморовская (D_{2I}) свиты. Последние представлены мергелями, аргиллитами, песчаниками с *Assmusia membranacea* Pacht., *Ueugkemia (Tiulbaria) chini* N. и др.; бейская свита — известняки с *Euryspirifer cheehiel* Kop.

В Колывань-Томской зоне к живетскому ярусу относятся верхние части буготакской, митрофановской и кабанихинской свит. Общим для них является содержание вулканитов среднего и основного состава — андезитобазальтовых и андезитовых порфиритов, их туфов, глинистых сланцев и известняков (до 125—150 м) с *Thamnopora tumefacta* Lec., *Uncinulus goldfusii* (Schmug.) и др.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения франского яруса (D_{3f}), наиболее полно охарактеризованные морской фауной, широко развиты в Кузнецком прогибе, где выявлено шесть горизонтов (свит) — изылинский, вассинский, терехинский, курлякский, глубокинский и соломинский. В других районах Алтае-Саянской области такое подробное расчленение невозможно, и прежде всего в силу различий в истории геологического развития бассейнов осадконакопления. Это затрудняет прямое сопоставление установленных горизонтов в Кузнецком прогибе с горизонтами, выявленными в Минусинском прогибе, и свитами в Горном Алтае, Горной Шории, Кузнецком Алатау и Кольвань-Томской зоне. В связи с этим сопоставление отложений дается в обобщенном плане.

Изылинский горизонт выявлен в районе д. Вассино. Широко развит на окраинах Кузнецкого прогиба и сложен терригенными глинисто-песчаными породами с прослоями известняков (50—300 м), содержащими характерную для франского века фауну брахиопод: *Anathyris sibirica* (Khalif.), — *Microspirifer vassinensis* (Rönn) и др. На северо-западе Кузбасса подстилающие отложения не известны; на западе в основании горизонта перерыв; на севере контакты с вмещающими отложениями алчедатского и вассинского горизонтов постепенные.

Стратотип вассинского горизонта обнажен на левобережье р. М. Изыла у д. Вассино. В его составе алеврито-песчаные образования и известняки (до 70 м) с характерной для горизонта и франского века фауной брахиопод: *Anathyris phalaena* (Phill.), *Cyrtospirifer aehmet* Nal. и др.

Терехинский горизонт выявлен на северо-западной окраине Кузнецкого прогиба, в 1,5 км на юг от д. Старое Терехино. Состоит из глинистых сланцев, алевролитов и песчаников (250 м) с *Manticoceras intumescens* (Beug.) и др.

Курлякский горизонт установлен в бассейне р. Большой Курляк на северо-западной окраине Кузнецкого прогиба. Его слагают глинистые сланцы, алевролиты и песчаники, содержащие прослой известняков с *Cyrtospirifer conoideus* (Roem.), *Anathyris tushnoffi* Khalif. и др. (до 300 м). На западной окраине Кузбасса ему условно соответствует верхняя половина нижней части шубкинской свиты известняков (175 м) с богатым комплексом ископаемых организмов, в числе которых ругозы, табуляты и брахиоподы. Обнаружены *Alveolites subarcticus* Lam., *Marisastrum pentajonum* (Goldf.).

В Кузнецком Алатау и Горной Шории франский ярус представлен нижней частью каратагской свиты, сложенной андезитовыми порфиридами и их туфами (500 м), а также (снизу вверх) яйской свитой красноцветных конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с *Archaeopteris sibirica* Zal., *Ar. osmanica* (Radcz. et Petr.) Step. (до 50 м), яя-петропавловской свитой известняков, песчаников, алевролитов с *Microspirifer mesocostalis* (Hall), *Anathyris phalaena* (Phill.) и др. (до 54 м), сергиевской свитой красноцветных алевролитов, комковатых мергелей, реже известняков (до 200 м) и нижней частью красноозерской свиты, сложенной красноцветными песчаниками, алевролитами, гравелитами, известковистыми доломитами, мергелями (до 230 м).

В Уйменско-Лебедском прогибе франский ярус составляют отложения байгольской свиты, представленной глинисто-песчанистыми разновидностями пород с прослоями известняков (300 м) с *Cystospirifer schelonius* Nal. и др., в Минусинском — отложения ойдановской свиты (D_{3od}), состоящей из красноцветных алевролитов, песчаников и редких конгломератов (до 200 м) с *Bothriolepsis* sp., *Archaeopteris* sp. и др., кохайской свиты (D_{3kh}), состоящей из пестроцветных аргилли-

тов, алевролитов, песчаников (до 420 м) с *Bothriolepsis sibirica* Обг., *Dipterus martianovi* Обг., *Asmussia excentrica* Lutk. и др., и нижней части турбинской свиты (D_3tb), состоящей из красноцветных песчаников (до 100 м).

В Колывань-Томской зоне франкий ярус представлен большей частью отложениями пачинской ($D_3p\check{c}$) и укропской (D_3uk) свит, сложенных глинистыми сланцами, алевролитами с прослоями песчаников и конгломератов с *Cystospirifer cf. schelonicus* var. *tenticuliformis* Ržop. и др. (до 1950 м), в Горловском прогибе — аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, известняками, в верхней части андезитовыми, андезито-базальтовыми порфиритами (до 1000 м).

На северо-западной окраине Кузнецкого прогиба, в районе д. Глубокая, выступает 400-метровая толща известняков (стратотип) с *Hypothyridina cuboides wesasibirica* Ržop. и др. (глубокинская свита). В западных районах структуры с глубокинской свитой коррелирует нижняя часть верхней половины шубкинской свиты (75 м).

Фаменскому ярусу (D_3fm) в Кузнецком прогибе соответствует пещеркинский горизонт (свита), сложенный сероцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками (80 м) с *Cystospirifer tschernyschewi* Khalif., *C. verneuli* (Mugsh.) и др. На северо-западной окраине Кузбасса этому горизонту соответствуют (снизу вверх): косоутесовская свита из известняков (до 20 м) с *Cystospirifer verneuli* (Mugsh.) и др. и митихинская свита из глинистых алевролитов, аргиллитов, реже песчаников (до 300 м) с *Cystospirifer verneuli* (Mugsh.), *Athyris andelica* Hall. На западной окраине Кузбасса пещеркинскому горизонту соответствует курундусская свита алевроито-песчаных пород и известняков (до 200 м) с *Neostriangophyllum jaweniense* Iv., *Mesoplica praelonga* (Sow.).

На Крапивинском куполе фаменскому ярусу соответствует верхняя часть красноозерской свиты красноцветных карбонатно-терригенных пород — алевролитов, аргиллитов, мергелей и глинистых известняков с богатым спорово-пыльцевым комплексом, среди которого выявлены *Lophozonotriletes serrus* Naum., *L. grandis* Naum. и др.; в Колывань-Томской зоне — верхние части пачинской и укропской свит из глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов, конгломератов и известняков с *Thamnopora reedi* Dubat., *Adolfia zickzack* (Roem.) и др. и юргинская свита (D_3jr) из глинистых сланцев, кварцевых песчаников и конгломератов (до 1600 м) с *Cystospirifer verneuli* (Mugsh.), *C. tschernyschewi* Khalif. и др.

Нерасчлененные верхнедевонские отложения (D_3) на исследованной площади имеют ограниченное распространение. Они представлены песчаниками, конгломератами и известняками.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН — НИЖНИЙ КАРБОН

Верхнедевонско-нижнекаменноугольные отложения (D_3-C_1) включают инскую серию, сложенную глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, известняками и гравелитами.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольная система представлена двумя крупными литолого-стратиграфическими комплексами: морским терригенно-карбонатным, имеющим турнейско-визейский возраст, и лагунно-континентальным угленосным, отвечающим серлуховскому ярусу среднего и верхнего отделов карбона.

Каменноугольные отложения залегают согласно, местами с постепенным переходом на верхнедевонских, и только в присалаирской части Кузбасса соотношения этих систем недостаточно ясны. По мнению ряда исследователей, в этом районе карбон залегает трансгрессивно на различных горизонтах среднего и, возможно, верхнего девона. Граница девона и карбона в большинстве районов Кузбасса в связи с редкой встречаемостью органических остатков проводится обычно по смене девонских красноцветных пород на серые и зеленоватые, характерные для нижнего турне.

Вслед за А. П. Ротаем [46], отложения морского нижнего карбона в западной части Алтае-Саянской области подразделяются на пять горизонтов (снизу вверх): абышевский, тайдонский, фоминский, подъяковский и верхотомский. Первые три горизонта соответствуют турнейскому, остальные — визейскому ярусам. Стратотипами их служат опорные разрезы одноименных свит в Кузнецком бассейне.

Нижекаменноугольные отложения Минусинского прогиба прослежены в северо-восточной части характеризуемой территории, где выполняют брахисинклинальные структуры. Они представлены плохо обнаженными фрагментами турнейского и нижней части визейского ярусов. В их составе — быстринская, алтайская, камыштинская, самохвальская, кривинская, соломенская и ямкинская свиты.

Отложения турнейского яруса на геологической карте подразделены на три подъяруса: нижний, средний и верхний.

Нижнетурнейский подъярус (C_1t_1) включает абышевскую, алтайскую, быстринскую и другие свиты.

Нижняя часть абышевской свиты мощностью 50—75 м сложена в типичных разрезах (по р. Иня у д. Абышево и в других местах, преимущественно на северо-западе бассейна) глинистыми микрозернистыми известняками, иногда доломитизированными и содержащими местами достаточно богатую и разнообразную фауну [10, 46]. Брахиоподы представлены видами, близкими к девонским, а иногда к турнейским. Такой смешанный характер фауны вместе с присутствием некоторых характерных фораминифер, остракод, мшанок и кораллов позволяет сопоставлять нижние абышевские («топкинские») известняки со слоями этрень и относить их к самому основанию карбона.

Верхняя часть абышевской свиты в стратотипическом и смежных с ним разрезах сложена преимущественно зеленовато-серыми туфогенными песчаниками и алевролитами, содержащими вверху прослой микрозернистых известняков и доломитов без фауны общей мощностью от 30 до 115 м.

В приалатауской и пригорношорской зонах Кузнецкого бассейна абышевская свита представлена в основном туфогенно-осадочными породами: алевролитами, песчаниками, витро- и кристаллокластическими туфами при небольшом участии аргиллитов и тонкозернистых доломитов. Граница между девонскими и каменноугольными отложениями в этих разрезах проходит в литологически однообразных толщах, проводится по исчезновению красноцветов и появлению туфогенных пород, считаясь характерными для нижнего карбона.

Быстринская свита сложена желтыми, серыми, зеленовато-серыми косослоистыми песчаниками, доломитами, туфами, темно-серыми и редкими небольшими прослоями известняков. Содержатся фрагменты ископаемых рыб и растений. Свита залегают согласно на отложениях тубинской свиты фаменского яруса верхнего девона и согласно перекрыта алтайской свитой. Мощность до 100 м. Возраст — турнейский век.

Алтайская свита представлена чередующимися желтыми, зеленовато-серыми и меловыми песчаниками, туффитами и алевролитами, со-

гласно располагается между быстрянской и камыштинской свитами и относится к турнейскому ярусу. Мощность до 130 м.

Камыштинская свита представлена меловыми туффитами. Контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями алтайской и самохвальской свит постепенные. Возраст свит по фауне определен турнейским. Мощность до 60 м.

Среднетурнейский подъярус (C_1t_2) содержит тайденскую, самохвальскую, надалтайскую и другие свиты. В Кузнецком бассейне эти отложения представлены мощной (160—360 м) толщей известняков, которые прослеживаются по всему бассейну, содержат богатую и разнообразную фауну и являются самым выдержанным стратиграфическим горизонтом нижнего карбона. Эту толщу принято делить на две свиты — тайдонскую и фоминскую, но граница между ними неотчетливая, так как она проходит в довольно однообразных известняках и фиксируется главным образом по смене фаунистических комплексов. При картировании эти горизонты зачастую объединяются под названием «денисовской» свиты.

Нижняя часть тайдонской свиты, являющаяся как бы переходной от туфогенных толщ абышевской свиты к биоформным известнякам верхнего турне, сложена в основном мелкозернистыми известняками, сильно загрязненными терригенным и пирокластическим материалом и содержащими бедную фауну из мелких эврибионтных брахиопод, фораминифер и зафрентид. В верхнетайдонских слоях преобладают уже нормально-морские детритусовые известняки с богатой и разнообразной фауной. Она резко отличается от абышевской, но тесно связана с фауной вышележащего фоминского горизонта и составляет с нею единый верхнетурнейский комплекс.

Самохвальская свита сложена чередующимися зеленовато-серыми, серо-зелеными, светло-серыми туфами и туффитами с прослоями песчаников и редкими прослоями окремненных известняков. Возраст — турнейский век. Мощность до 80 м.

Верхнетурнейский подъярус (C_1t_3) охватывает фоминскую, кривинскую и соломенскую свиты.

Фоминская свита, отвечающая максимальному расширению верхнетурнейской трансгрессии, повсюду представлена органогенно-детритовыми известняками. В верхней части разреза появляются мелкозернистые и оолитовые известняки, а также прослои туфогенных и глинистых пород, знаменующие переход к осадочно-туфогенной толще визейского яруса. Известняки фоминской свиты содержат много черных кремней, примазки битума, тонкорассеянный пирит и отличаются чрезвычайным богатством и разнообразием фауны — гигантских брахиопод, кораллов, фораминифер.

Кривинская свита образована зеленовато-серыми и бурыми туфами с прослоями и линзами известняков. Выявленные ископаемые растения указывают на турнейский возраст свиты, залегающей согласно, с постепенными контактами между отложениями самохвальской и соломенской свит. Мощность 130 м.

Соломенская свита турнейского возраста составлена из грубых пестроцветных песчаников, содержащих гравелиты и конгломераты с небольшими и редкими прослоями окремненных известняков. Контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями постепенные. Мощность до 130 м.

В некоторых районах, особенно в западной части территории, из-за недостатка достоверных фаунистических данных выделены нерасчлененные отложения турнейского яруса (C_1t), представленные алевритами, глинистыми сланцами, песчаниками, линзами известняков.

Отложения визейского яруса на геологической карте не выделяют-ся. В эту возрастную группу входят подьяковская, верхотомская и дру-гие свиты.

Подьяковская свита в прежних стратиграфических схемах [45, 46] включала в себя «зеленые песчаники» и «мозжухинский известняк». В схеме 1981 г. в эту свиту включена также вышележащая пачка известковистых терригенных пород до почвы «характерного мергеля» [25]. «Зеленые песчаники» сложены чрезвычайно характерными зеле-ными и зеленовато-серыми, нередко пестроцветными красновато-буры-ми туфопелитами, кристаллокластическими и литокластическими туфа-ми и туффитами, туфогенными песчаниками и алевролитами общей мощностью от 80 до 190 м. Эти породы состоят в основном из облом-ков измененных эффузивов, кварца, полевых шпатов и раскристалли-зованного вулканического стекла, сцементированных туфопелитовой или карбонатно-туфопелитовой массой. Встречаются тонкие спорадические прослои известняков с угнетенной фауной, состоящей преимущественно из мелких брахиопод. В южной и восточной частях Кузбасса встречены единичные экземпляры древних лепидофитов и птеридосперм [41].

В западной, присалаирской, части Кузбасса «зеленым песчаникам», по-видимому, соответствует по возрасту толща, сложенная переслаива-нием известняков и терригенных пород с довольно богатой фауной фо-раминифер и брахиопод [45]. В восточной и присалаирской частях Куз-басса в нижневизейских отложениях встречены миоспоры.

«Мозжухинский известняк» характеризуется непостоянной мощно-стью (от 15 до 90 м), а в ряде разрезов приалатауской и присалаир-ской зон замещается известково-глинистыми породами либо выклини-вается совсем. Отсутствуют известняки и на севере Кузбасса, в Ан-жерском районе, где карбонатные породы вообще играют крайне не-значительную роль, и местами почти весь разрез нижнего карбона сла-гается терригенными породами, преимущественно псаммитового ряда. В наиболее богатом органическими остатками стратотипическом раз-резе установлены фораминиферы, преимущественно из родов *Globoen- dothyra* и *Eoendothyranopsis*, кораллы *Lithostrotion affine* Flem., *L. irregulare* Phil., *Caninia ussovi* Gab., *C. tictaensis* Tolm., острако-ды, мшанки, брахиоподы *Schuchertella tomiensis* Tolm., *S. ovata* Tolm., *S. plana* Sok., *Streptorynchus costatum* Sok., *S. ruginosum par- vum* Sok. и др. По характеру фораминифер, брахиопод и кораллов «мозжухинский известняк» отвечает нижнему—среднему визе [10, 46].

К верхотомской свите относят литологически довольно разнород-ные толщи терригенных и карбонатно-глинистых пород мощностью до 150 м от почвы «характерного мергеля» до контакта с угленосными от-ложениями. В составе свиты преобладают полимиктовые зеленые и зе-леновато-серые мелкозернистые алевролиты и песчаники. Почти повсе-местно содержатся прослои известняков обычно без фауны. Только в северо-западной части бассейна, в средней части опорного разреза у с. Верхотомского, наблюдается пачка «верхотомских» известняков (25 м), которые содержат комплекс брахиопод и мшанок, состоящий в основном из местных форм. Присутствие в нем *Camarothoechia muta- ta* Hall и *Dictyoclostus irsuensis* Segg. указывает на визейский воз-раст [10].

В верхней части свиты известняки почти совершенно исчезают, сме-няясь в основном некарбонатными алевролитами и песчаниками (ино-гда грубозернистыми) с прослоями темно-серых аргиллитов, содержа-щих зачастую растительный детрит, а местами и отпечатки ископаемых растений, преимущественно древних лепидофитов и птеридосперм. По сборам из стратотипического и других разрезов верхотомской свиты определен довольно богатый комплекс миоспор, морфологически напо-минающий споры плауновых, хвощевых, лепидофитовых и птеридо-

сперм, характерных для нижней части угленосного карбона Кузнецкого бассейна.

В Горловском бассейне морской нижний карбон делится на две части. Нижняя часть образована темно-серыми слабобитуминозными известняками с желвако- и жилообразными включениями кремнистого состава. Местами среди известняков отмечаются глинистые сланцы. Из обнажений по р. Койниха у д. Таскаево определен турнейский комплекс ископаемой фауны: *Spirifer tornacensis* Коп., *Sp. laidonensis* Толм., *Sp. suavis* Коп., *Sp. pesassicus* Толм., *Sp. semireticularis* Филл., *Sp. aff. trigonalis* Март., *Sp. attenuatus* Сов., *Spiriferina octoplicata* Сов. В известняках, выступающих по р. Шипуниха у д. Ургун, установлен следующий комплекс фауны: *Schuchertella* cf. *lens* (White.), *Sch. aff. tomiensis* Толм., *Spirifer tomiensis* Рот., *Sp. aff. plenus* Халл, *Productus deruptus* Ром., *Syringothyris ampla* Л., свидетельствующий о турнейском и ранневизейском возрасте вмещающих ее пород. Венчается разрез раннекаменноугольных отложений толщиной (300 м) красноцветных и зеленоватых глинистых сланцев, аргиллитов и алевролитов, крупнозернистых песчаников и известняков. По мнению А. П. Ротая [47], охарактеризованный разрез отвечает всем пяти зонам, выделенным в морском нижнем карбоне Кузбасса.

Нижнекаменноугольные морские отложения широко распространены в Колывань-Томской зоне. Они выступают в многочисленных обнажениях на правом берегу Оби. Сложены преобладающими темно-серыми, темными глинистыми сланцами, меньше алевролитами, песчаниками, редкими пластами известняков. Залегают нижнекаменноугольные сланцевые толщи без перерыва на аналогичных по составу отложениях верхнего девона. В пограничных слоях, представленных глинистыми сланцами и известняками, определена смешанная фауна слоев этрен: *Productus* ex gr. *praelongus* Сов., *Spirifer tornacensis* Коп. Из вышележащих глинистых сланцев определен более молодой (турнейский) комплекс фауны: *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Коп., *Sp. cf. dublicostus* Филл., *Sp. ex gr. triangularis* Март., *Schuchertella crenistria* Филл., *Leptaena analoga* (Филл.), *Productus arcuatus* Халл и др.

Из вышележащих темно-серых сланцев и песчаников (обн. по р. Ельцовка) определена фауна: *Spirifer cameratus* Март., *Sp. fasciger* Кейс., *Productus (Linoproductus)* ex gr. *cora* d'Orb., *P. ex gr. semireticularis* Март., *P. (Dictioclostus) vratschinskaiiae* Ломов., *Hustedia elegantula* Ломов., *Fenestella rudis* Уег. и др. Этот список свидетельствует о более молодом, возможно, визейском возрасте вмещающих пород.

Таким образом, морские отложения нижнего карбона в пределах Колывань-Томской зоны представлены однообразной существенно глинисто-сланцевой толщиной значительной (около 2 км) мощности. Деление их на турнейский и визейский ярусы, как это показано на карте, в значительной мере является условным. Выделение визейского яруса произведено по появлению в фаунистических комплексах ранневизейских форм.

В значительной мере предположительный нижний карбон отмечен на северо-западе Салаира. Здесь, у д. Малиновая Грива, из темно-серых сланцев (200 м), залегающих на подобных по составу породах позднедевонского возраста, выделен небогатый комплекс: *Fenestella* ex gr. *centriensis* Угр., *F. compressa* Угр., *Hustedia circularis* Милл., *Spirifer striatiformis* Меек. Фауна указывает, несомненно, на этренский возраст.

Несколько более молодые по возрасту отложения обнажены по р. Пайвиха у д. Пайвино. Они представлены переслаивающимися известняками, песчаниками, конгломератами и аргиллитами (750—800 м)

с фауной: *Spirifer tornacensis* Коn., *Sp. ussiensis* Tolm., *Distioclostus* cf. *burlingtonensis* Hall, *Productus* cf. *niger* Goth., *Chonetes hardrensisiformis* Rot., *Camarotoechia konincki* Tolm. турнейского и, возможно, ранневизейского возраста.

Нижнекаменноугольные отложения Минусинского прогиба прослежены в северо-восточной части характеризуемой территории, где выполняют брахисинклинальные структуры. Они представлены плохо обнаженными фрагментами турнейского и нижней части визейского ярусов. В их составе быстринская, алтайская, камыштинская, самохвальская, кривинская, соломенская и ямкинская свиты.

Быстринская свита сложена желтыми, серыми, зеленовато-серыми косослонстыми песчаниками, доломитами, туфами, темно-серыми до светло-серых туффитами с новообразованиями пирита и марказита и редкими небольшими прослоями известняков. Содержатся фрагменты ископаемых рыб — *Acanthodes lopatini* Rohon., *Canolepis gracilis* Woodw. и др., а также растения — *Cyclostigma kiljorkense* Haugh., *C. leogendorffina* Goth. et F. Zim., *Strepsodus siberiacus* Chab., *Aminigenia cacskillensis* Ken. Свита залегает согласно на отложениях турбинской свиты фаменского яруса верхнего девона и согласно перекрывает алтайской свитой. Мощность до 100 м. Возраст свиты датируется турнейским веком.

Алтайская свита представлена чередующимися желтыми, зеленовато-серыми и меловыми песчаниками, туффитами и алевролитами с *Strepsodus siberiacus* Chab., *Rhizodopsis savenkovi* Orb. и др., согласно располагается между быстринской и камыштинской свитами и относится к турнейскому ярусу. Мощность до 130 м.

Камыштинская свита представлена меловыми туффитами. Контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями алтайской и самохвальской свит постепенные. В ряде районов Минусинского прогиба обнаружены брахиподы — *Schellwienella sibirica* Sox., остракоды — *Tulenia* (?) *minusinskensis* Tschid. и др., фрагменты рыб — *Acanthodes lopatini* Rohon., *Ganolepis gracilis* Woodw. и др., растения — *Sublepidodendron igrischense* Ap. и др. Мощность до 60 м. Возраст — турнейский век.

Самохвальская свита сложена чередующимися зеленовато-серыми, серо-зелеными, светло-серыми туфами и туффитами с прослоями песчаников и редкими прослоями окремненных известняков с растениями *Lepidodendron hirmeri* Lutz., *L. vandergrachtii* Jougn. и др. Возраст — турнейский век. Мощность до 80 м.

Кривинская свита образована зеленовато-серыми и бурыми туфами с прослоями и линзами известняков. Выявлены ископаемые растения, относящиеся к *Sublepidodendron* aff. *igrischense* Ap., *S. distans* (Chaschl.) Ap. et Mik., что указывает на турнейский возраст свиты, залегающей согласно, с постепенными контактами между отложениями самохвальской и соломенской свит. Мощность 130 м.

Соломенская свита состоит из грубых пестроцветных песчаников, содержащих гравелиты и конгломераты с небольшими и редкими прослоями окремненных известняков. Выявлены ископаемые растения — *Sublepidodendron alternaus* (Schm.) Ap. et Mikh., *Caulopteris ogurensis* (Schm.) Ap. et Mikh. и др. Возраст — турнейский век. Контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями постепенные. Мощность до 130 м.

Ямкинская свита состоит из зеленых, серовато-зеленых, темно-бурых и серых туффитов и окремненных известняков. Залегает согласно между отложениями соломенской и байновской свит. Мощность до 150 м.

Основу угленосных отложений в районе составляет балахонская серия, охватывающая почти весь карбон и нижнюю часть перми. Серия разделена на три подсерии (снизу вверх): нижне-среднекарбовую острогскую, средне-верхнекарбовую нижнебалахонскую и нижнепермскую верхнебалахонскую.

К серпуховскому и башкирскому ярусам относятся песчано-глинистые толщи, залегающие в основании многокилометрового комплекса верхнепалеозойских угленосных отложений. Биостратиграфическим этапом для расчленения и корреляции верхнепалеозойских отложений региона служат разрезы Кузнецкого бассейна.

Долгое время полагали, что накопление верхнепалеозойской угленосной толщи началось практически одновременно на всей территории региона после регионального перерыва, сопровождавшегося размывом морских турнейско-визейских отложений. Теперь установлено [25], что перерывы (в объеме от верхнего турне до середины карбона) имели место главным образом в краевых частях седиментационных бассейнов, а в ряде разрезов (в частности, в опорном разрезе угленосного карбона у г. Кемерово) они практически не диагностируются.

Острогская подсерия (C_{1-2os}) в Кузнецком бассейне представляет нижнюю непродуктивную часть верхнепалеозойских угленосных отложений. По унифицированной схеме 1981 г. подсерия подразделена на евсеевскую и казювскую свиты. В опорном разрезе по правому берегу р. Томь ниже г. Кемерово острогская подсерия, как это показано В. Д. Фомичевым [56], имеет трехчленное строение: нижние песчаники, мощный аргиллит и строительные песчаники. В самом основании залегает полимиктовый конгломерат мощностью от тонких прослоев до 3—4 м. Максимальная мощность острогской подсерии приближается к 560 м.

В Горловском бассейне острогской подсерии соответствует елбашинская свита, имеющая в основном песчано-глинистый состав. В основании залегают выдержанные прослои гравелитов и конгломератов, в верхней части разреза — тонкие прослои углистых аргиллитов и углей.

Примерно на этом же стратиграфическом уровне располагаются маломощные (десятки метров) непродуктивные песчано-глинистые толщи, залегающие в основании разреза верхнепалеозойских отложений в Назаровской впадине (Глинковская мульда), в Балахонской впадине, под юрскими отложениями Березовской мульды и у оз. Белого.

Главным признаком идентификации и определения возраста этих отложений является характер содержащейся в них флоры. Нижний (евсеевский) региогоризонт содержит однотипный с подстилающими визейскими отложениями комплекс флоры, относящейся к лепидофитовой формации. Наряду с лепидофитами заметного развития здесь достигают также птеридоспермы и членистостебельные, появляются первые представители кордаитов. Для диагностики этого флористического комплекса «руководящее» значение имеет древний папоротник *Chacassopteris concinna* Radcz. и птеридосперм *Cardiopteridium parvulum* Tshigk., виды, легко определяемые и широко распространенные в Средней Сибири [21].

Казювский региогоризонт, которому в Кузбассе отвечает верхняя часть острогских отложений, отличается от нижележащего резким сокращением лепидофитов, на смену которым приходит качественно новая флора с заметным преобладанием кордаитов и птеридосперм. Для этого стратиграфического интервала достаточно характерен корреляционный слой с совместным нахождением *Rhodea javorskyi* и *Caenodendron neuburgianum* [30]. Поскольку в Западной Европе смена лепидофитовой формации кордаитовой происходит на рубеже, которому в

принятой в СССР стратиграфической схеме соответствуют серлуховский и низы башкирского ярусов, данный фитостратиграфический рубеж в континентальных разрезах верхнего палеозоя карбона Ангариды принят за границу между нижним и средним отделами карбона.

Не расходятся по существу с палеоботаническими данными и материалы изучения фауны двустворок, среди которых встречаются (преимущественно в евсеевской свите) такие формы, как *Nuculavus gibbosa* (E l e m.), *Posidonomiya corrugata* E t h e r., *Polidevcia attenuata* F l e m., *P. turgida* M u r. и др., близкие или даже тождественные двустворкам из визе или намюра Бельгии.

В морской фауне и комплексах миоспор из острогским и близких к ним по стратиграфическому положению слоев содержатся элементы, общие с подстилающими визейскими отложениями и характерные для верхов нижнего или низов среднего карбона. Наиболее разнообразный комплекс фауны приурочен к слою полимиктового песчаника мощностью около 0,3 м, залегающего в переходных слоях между евсеевским и каезовским горизонтами. Фауна в основном плохой сохранности и представлена преимущественно брахиоподами, реже крупными гастроподами и в небольшом количестве сетчатыми мшанками, двустворчатыми моллюсками, криноидеями и конуляриями. По вопросу о стратиграфическом положении данного слоя (ввиду определенной его уникальности в верхнепалеозойских континентальных отложениях юга Сибири) развернулась длительная (с 1934 г.) дискуссия. Одни исследователи [47] относили эту фауну к верхнему карбону, другие [10] — к верхнему визе—намюру. В последние годы распространено мнение о среднекарбонном (башкирском) возрасте данного фаунистического комплекса [55].

СРЕДНИЙ — ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

К этому стратиграфическому интервалу относится нижебалахонская подсерия (С_{2-3bl}) Кузнецкого и Горловского бассейнов и ее аналоги в Ельцовском и Белоозерском месторождениях, а также толщи, вскрытые бурением под юрскими отложениями Назаровской и Березовской впадин. Границы этих подразделений проходят в достаточно однообразных толщах и устанавливаются по палеоботаническим данным с учетом характера угленосности и литологических особенностей. Нижняя граница обычно приурочивается к нижнему рабочему пласту или выдержанному слою углистых пород. Верхняя граница в литологическом отношении еще менее отчетлива и проводится главным образом по смене комплексов ископаемой флоры и фауны.

Стратотипом нижебалахонской подсерии считается разрез, составленный по береговым обнажениям р. Томь и дополненный по скважинам и горным выработкам в окрестностях г. Кемерово. Нижняя граница в этой местности принимается по пласту Украинскому, верхняя проводится по основанию мощных песчаников примерно в 50 м над пластом Румянцевским. В. Д. Фомичевым [56] этот интервал делится на мазуровскую и алыкаевскую свиты с границей по пласту XXXIII (Кононовскому). В целом это сравнительно однообразные толщи мощностью около 1000 м, состоящие в основном из мелкозернистых песчаников и алевролитов с небольшим участием карбонатных (преимущественно сидеритовых) конкреций, глинистых и грубообломочных пород и большим количеством (до 30) тонких пластов и прослоев каменных углей. Наиболее характерной чертой нижебалахонских отложений является мелкая ритмичность, чередование слоев различного гранулометрического состава, часто очень небольшой (вплоть до нескольких миллиметров) мощности. Только в верхней части алыкаевской свиты заметно

возрастает роль песчаников, образующих здесь мощные (до 50 м) пакки с подчиненными прослоями алевролитов и углей.

Такой состав и строение разреза выдерживаются на обширной территории Кузнецкого бассейна. Наиболее существенные фациальные изменения наблюдаются на северо-западной и северо-восточной окраинах Кузбасса, причем изменчивость в каждом районе специфична. В окрестностях пос. Завьялово нижнебалахонская подсерия, близкая по литологии к стратотипу, залегает с перерывом на размытой поверхности визейских и верхнетурнейских (?) отложений. Более древние (острогские, а местами и мазуровские) слои угленосного карбона здесь, по-видимому, причленяются несогласно к морским нижнекаменноугольным отложениям, выступавшим в конседиментационных поднятиях [25]. На юго-западной окраине Кузнецкого бассейна, в Прокопьевско-Киселевском районе и к юго-западу от г. Кемерово прослеживанием по обнажениям и скважинам установлено уменьшение мощности свит и постепенное выклинивание угольных пластов. Вблизи северо-восточного борта бассейна, на правобережье р. Томь, угленосный карбон представлен маломощной (первые сотни метров) практически безугольной песчано-глинистой толщей, которая залегает на размытой поверхности турнейско-визейских терригенно-карбонатных отложений и перекрывается, вероятно, с седиментационным перерывом верхнепермскими толщами песчаников. В связи с резкими литологическими различиями и ненадежной привязкой к опорным разрезам Кузнецкого бассейна предложено выделить эти отложения до получения дополнительных данных в особую «саянзасскую» свиту [62].

В Горловском бассейне и Ельцовском месторождении рассматриваемые отложения в литолого-фациальном отношении близки к типичным разрезам Кузбасса, но отличаются меньшей (по-видимому, не более 340 м) мощностью, пониженной (непромышленной) угленосностью и более резко выраженным непостоянством состава и строения на площади своего распространения. По ряду общих палеонтологических особенностей они довольно уверенно коррелируются с опорными разрезами Кузбасса и имеют ту же стратиграфическую номенклатуру.

Угленосные отложения Белоозерского месторождения мощностью 450 м по литологическим особенностям и установленным в них сокращенным комплексам флоры, миоспор и неморской фауны приблизительно сопоставляются с черногорской, побережной и белоярской свитами Минусинского бассейна, соответствующими мазуровскому и алыкаевскому региогорizontам.

Средне-верхнекарбоновые угленосные отложения охарактеризованы богатыми комплексами флоры и неморской фауны. В растительном сообществе доминируют птеридоспермы и кордаиты, широким распространением пользуются мелколистные папоротники и членистостебельные. В нижнем (мазуровском) горизонте важную роль в корреляции разрезов играют слои с членистостебельным *Koretrophyllites mungaticus* и семенным папоротником *Neuropteris izylensis*. В алыкаевском горизонте выявлено три таких корреляционных слоя: *Sphenophyllum bel-latula* в кровле пласта Алыкаевского верхнего, *Annularia asteriscus* над пластом Новым и *Ginkgophyllum vsevolodii* над пластом Румянцевским [20].

Средне-верхнекарбоновые комплексы двустворок состоят преимущественно из представителей ангарской фауны («фауна М», по Л. Л. Халфину). В мазуровском горизонте доминируют двустворки из родов *Anthraconaia*, *Abakaniella* и *Najadites*. Нижняя часть алыкаевского горизонта характеризуется массовым развитием криптогенного рода *Kinerkaella*. Средняя отличается наибольшим богатством и разнообразием форм. Здесь наряду с местными встречаются и космополитные роды *Myalina* и *Orthomyalina*. В верхней части горизонта развита одно-

образная ассоциация с доминирующим родом *Mrassiella*. Трехчленное деление алыкаевского горизонта возможно и по флоре [20]. С этим горизонтом связан наиболее древний комплекс верхнепалеозойских насекомых [6].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Нижняя граница пермской системы проходит в довольно однообразных угленосных толщах и обосновывается главным образом палеонтологическими данными. Главным признаком служит изменение в составе и в количественном соотношении отдельных групп флоры [20, 21]: исчезновение птеридосперм, ряда видов папоротников и членистостебельных, имеющих черты морфологического сходства с верхнекаменноугольными растениями Евразийской области. Карбоновые виды изредка встречаются и в вышележащих слоях, но доминирующая роль здесь переходит к кордаитам, среди которых наиболее характерны крупнолистные *Rufioria* и *Cordaites*; распространены также своеобразные *Evenkiella*, в большом количестве присутствуют крупнотубчатые членистостебельные *Annularia* и *Annulina*. На этом же уровне меняется комплекс семян, чаще встречаются остатки древесины с годичными кольцами и листья типа кроющих чешуй, которые считаются характерными для растений умеренного климата с периодической сменой времен года.

Существенные изменения происходят и в фауне двустворок: исчезают характерные элементы «алыкаевской» фауны (роды *Kinerkaella*, *Angarodon*, *Amnigeniella* и др.) и появляются новые роды (*Kemovoviella*, *Pseudedmondia*, *Mrassiellina* и др. [7]).

Палинологи отмечают существенное изменение спорово-пыльцевых комплексов (появление в больших количествах пыльцы кордаитов) в середине алыкаевского горизонта, т. е. ниже принятой в настоящее время нижней границы пермской системы. Однако их выводы нуждаются в более надежном обосновании, в первую очередь на опорных разрезах Кузбасса, где споры и пыльца до сих пор не выявлены.

Если палинологи склонны понижать нижнюю границу перми, то специалисты по энтомофауне [6] и палеомагнитологи [2], наоборот, приписывают каменноугольный возраст почти всей балахонской серии Кузбасса. Возможно, эти предложения являются следствием фрагментарности сборов остатков насекомых и существенных пробелов в палеомагнитной характеристике разрезов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К нижнему отделу пермской системы относится верхнебалахонская подсерия (P_{1b1}) и ее аналоги в Ельцовском месторождении (в Колывань-Томской складчатой зоне) и Белоозерском месторождении (на северо-восточном склоне Кузнецкого Алатау).

В стратотипической местности (Кемеровский район) верхнебалахонская подсерия расчленяется на четыре свиты — промежуточную, ишановскую, кемеровскую и усятскую, представленные то частым, то довольно крупным переслаиванием песчано-глинистых пород с пластами каменных углей общей мощностью 1000 м. В базальных слоях преобладают песчаные породы, не выдержанные по мощности и гранулометрическому составу (зачастую грубозернистые); на востоке Кемеровского района их называют бирюлинскими песчаниками. Выше следует километровая угленосная толща, в которой более или менее отчетливо распознаются при литолого-стратиграфических исследованиях

некоторые мощные пачки характерных песчаников (например, «паромские» и «притрактовые» в ишановской свите), а также группы сближенных угольных пластов. Наиболее выдержанной и ценной в промышленном отношении является группа из 8—10 угольных пластов мощностью от 2 до 20 м, залегающая в верхнем 150-метровом интервале, выделяемом под названием «кемеровская свита». К верхнебалахонской подсерии в Кемеровском районе условно присоединяют также залегающую над пластом Кемеровским 70-метровую пачку песчаников с прослоями глинистых пород и «усятским» комплексом фауны, полагая, что эта толща является стратиграфическим аналогом песчано-глинистой усятской свиты, развитой на юге Кузнецкого бассейна. Опорный разрез этой свиты наблюдается в обнажениях на правом берегу р. Томь, в г. Новокузнецке под старой крепостью. Верхняя граница усятской свиты (и верхнебалахонской подсерии) здесь проводится по палеонтологическим данным в безугольных песчано-глинистых толщах в 110 м над верхним рабочим пластом (Араличевский-1).

Примерно в таком же составе отложения верхнебалахонской подсерии распространены вдоль юго-западного и южного крыла Кузнецкого бассейна, где разрезы по своей полноте и степени изученности не уступают стратотипическому, а в верхних горизонтах, по-видимому, являются даже более полными. В Крапивинском районе в ишановской свите известны слои монтмориллонитов, считающиеся продуктами гипергенного преобразования вулканического пепла.

Наиболее резкие фациальные изменения установлены при прослеживании верхнебалахонских отложений к юго-востоку от г. Кемерово, вдоль северо-восточного крыла Кузнецкого прогиба. Сопоставление разрезов по обнажениям и буровым скважинам свидетельствует о резком сокращении мощности и постепенном латеральном замещении вначале верхних, а затем и нижележащих горизонтов преимущественно несортированными косослойными песчаниками с небольшими слоями глинистых пород и тонкими невыдержанными прослоями углей. По-видимому, эти песчаные толщи представляют собой фациально видоизмененные фрагменты стратотипа, разделенные многочисленными перерывами, которые, постепенно развиваясь в юго-восточном направлении, приводят на правобережье р. Томь (в бассейнах рек Тайдон и Ниж. Терсь) к постепенному выпадению из разреза всей нижней перми.

В Горловском бассейне верхнебалахонские отложения по своей мощности, строению разреза, литологическому составу, угленосности, палеонтологическим особенностям не имеют принципиальных отличий от типичных разрезов Кузнецкого бассейна.

В Ельцовском месторождении к нижней перми условно (ввиду отсутствия палеонтологических данных) относится песчано-глинистая толща с незначительной угленосностью. Мощность этих отложений, соответствующих, по-видимому, нижней части верхнебалахонской подсерии, около 350 м.

В Белозерском месторождении данный стратиграфический интервал представлен довольно высоко угленасыщенной песчано-глинистой толщей мощностью около 600 м. На основании бедных комплексов флоры, миоспор и двустворок эти отложения сопоставляются с нарылковской свитой Минусинского бассейна и верхнебалахонской подсерией Кузбасса (самые верхние ее горизонты здесь, по-видимому, денудированы).

Нижнепермские отложения охарактеризованы богатыми комплексами флоры и неморской фауны [7, 20, 21].

Промежуточный горизонт, залегающий в основании разреза пермских отложений, характеризуется существенно обновленным, по сравнению с карбоном, комплексом флоры, в котором доминируют крупно-

листные кордаиты и руфлории: появляются своеобразные *Avenkiella* и членистостебельные *Annularia* и *Annulina*.

Фауна двустворок в нижнем горизонте перми отличается от более древней «алыкаевской», но видовой состав ее в разных районах специфичен: в Кузнецком бассейне доминируют двустворки из родов *Kemerooviella*, *Mrassiellina*, в Горловском бассейне присутствуют моллюски из родов *Aenigmoconcha*, *Yvorkiella*, *Pseudedmondia*, *Tajmyria*, характерные для ранней перми Таймыра.

Ишановский горизонт охарактеризован в основном кордантовой флорой. Доминантами этого комплекса являются *Cordaites latifolius* и *Rufioria derzavinii*, субдоминантами — членистостебельные *Annularia ischanovensis*, *A. planifolia*, а птеридоспермам и папоротникам принадлежит подчиненная роль. При диагностике комплекса важно обнаружение корреляционного слоя с заметным распространением птеридоспермов родов *Zamiopteris* и *Pursongia*. Флора Горловского бассейна, при общем сходстве ее с кузнецкой, содержит некоторые провинциальные виды кордаитов, свойственные ранней перми Печорского бассейна и Таймыра.

Кемеровский горизонт содержит богатую и разнообразную флору, в составе которой почти в равной мере присутствуют кордаиты и членистостебельные, но последние местами доминируют. Птеридоспермов в этом комплексе мало, но заметно повышается роль папоротников рода *Prynadaeopteris*, появляются своеобразные *Ricciopsis*, семена *Sylvella elongata*. В этом горизонте встречаются крупные двустворки рода *Procopievskia*.

Характерной чертой усятского палеонтологического комплекса является гигантизм большинства форм. В растительном сообществе доминируют членистостебельные *Paracalamites* с крупнолистными *Annularia* и *Annulina*, субдоминантами являются кордаиты, достигающие здесь своего расцвета. Присутствуют своеобразные папоротники *Pecopteris abensis* и *P. martai* и семена *Skokia elongata*. Важной отличительной чертой служит появление мхов *Salairia longifolia*, захоронения которых в виде корреляционных слоев прослеживаются на больших территориях в Кузнецком и Горловском бассейнах. Фауна двустворок усятского горизонта отличается большим разнообразием экологических и систематических элементов. Наиболее заметны крупные формы, условно относимые к роду *Procopievskia*. Наряду с этим присутствуют и мелкие раковины родов *Abiella*, *Mrassiella* и др. На многих раковинах двустворок наблюдаются спирорбисы — свидетели некоторого повышения солености бассейна. Слон с двустворками усятского комплекса широко используются при сопоставлении разрезов в Кузнецком бассейне.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхняя пермь представлена угленосными отложениями кольчугинской серии, которые распространены в Кузнецком и в незначительной мере в Горловском бассейнах. Деление перми Кузбасса на отделы является предметом длительных дискуссий, но в настоящее время стратиграфический диапазон разногласий значительно сужен, и большинство исследователей сходятся во мнении, что переход от нижнего отдела к верхнему происходит в безугольных песчано-глинистых толщах, выделенных под названием кузнецкой свиты (ныне подсерии). Для них характерно появление птеридоспермов, относящихся к родам *Comia* и *Callipteris*, которые в типичных областях развития перми (Приуралье) типичны для верхнего отдела.

Достаточно заметные изменения претерпевают на границе отделов спорово-пыльцевые комплексы и фауны двустворок. В интервале 100—

500 м от верхнего пласта балахонской серии (считая по опорному разрезу у г. Новокузнецка) в массовых количествах появляются споры, характерные для верхнепермских отложений, главным образом из подгруппы *Acanthotriletes* и *Lophoziletes*, а также отсутствующая в нижнепермских отложениях специфическая фауна пресноводных двустворок из родов *Paleomutella* и *Paleomutella*, которая на Русской платформе появляется с уфимского яруса [7].

Верхняя граница перми, в отличие от нижней, хотя и имеет определенное палеонтологическое обоснование [22], но практически проводится по литологическим признакам — смене сероцветных угленосных отложений темно-серыми и зеленоватыми безугольными туфогенно-терригенными породами, выделяемыми в центральных районах Кузбасса в мальцевскую серию. Во всех известных разрезах эти толщи связаны взаимопереходами, и граница намечается по изменению цвета пород, появлению в них сферoidalной отдельности, вкрапленности цеолита и сопутствующих литологических особенностей. В палеоботаническом отношении этот рубеж отмечен вымиранием кордаитов, на смену которым приходят хвойные с сопутствующими мезозойскими папоротниками и птеридоспермами. Лишь в виде реликтов в породах мальцевской серии встречаются некоторые роды пермских членистостебельных. Комплексы микрофлоры, остатки эстерий, остракод и двустворок также свидетельствуют о раннетриасовом возрасте безугольных толщ, перекрывающих угленосные отложения Кузбасса.

Идеального совпадения между сменой литологических признаков пород и комплексов органических остатков не наблюдается. Так, в опорном разрезе у Бабьего Камня мезозойские элементы флоры, микрофоссилий и филлопод присутствуют почти сразу над последним угольным пластом, а литологические изменения становятся заметными только в 20 м выше данного пласта.

В соответствии с принятой в 1981 г. унифицированной схемой кольчугинская серия подразделяется на три подсерии — кузнецкую, ильинскую и ерунаковскую, которые, в свою очередь, делятся на свиты (горизонты).

Кузнецкая подсерия (P_2kz) представляет собой безугольные или содержащие спорадические прослои углей толщи песчано-глинистых пород, связанные постепенными литологическими переходами как с подстилающими нижнепермскими (балахонскими), так и с вышележащими кольчугинскими (ильинскими) отложениями. Опорный разрез подсерии в г. Новокузнецке составлен из двух неравных отрезков. Нижняя, большая по мощности, часть наблюдается в почти непрерывном обнажении на правом берегу р. Томь под старой крепостью, верхняя — в 7 км ниже по течению в скальном обнажении на левом берегу реки у д. Митино. В последнем пункте выходит и пласт песчаника, условно принимаемый за верхнюю границу подсерии. В условиях однообразного литологического состава и свойственной этому району сложной складчатости принятый в настоящее время вариант сопоставления разрезов, определяющий мощность кузнецкой подсерии в 680 м, не вполне однозначен.

В официальной стратиграфической схеме подсерия расчленяется на старокузнецкую и митинскую свиты, но литологические различия их в стратотипе несущественны и не выдерживаются в латеральном направлении. В типичном выражении они представлены чередующимися слоями песчаников, алевролитов и аргиллитов с характерным зеленоватым оттенком. Подчиненное место занимают конгломераты, углистые аргиллиты и очень редкие тонкие прослои углей. Распространены конкреции с карбонатами железа и повышенной фосфатностью. В основании подсерии по восточным районам бассейна имеются слои пестроцветных аргиллитов.

Подразделение этих отложений на свиты (горизонты) основано главным образом на данных биостратиграфии [7, 20]. Нижний (старокузнецкий) горизонт по своим палеонтологическим особенностям носит переходный характер. В флористических комплексах, с одной стороны, еще сохраняется гигантизм вымирающих раннепермских кордаитов и членистостебельных, но в то же время появляются новые роды птеридоспермов *Comia* и *Callipteris* и своеобразные виды семян *Samaropsis pseudotriquetra*. Среди двустворок присутствуют как реликты усятского комплекса (род *Mrassiellina* ?), так и совершенно новые элементы, по-видимому, проникшие в Кузнецкий бассейн из соседних районов (роды *Brussiella*, *Augea* и др.).

Митинский горизонт характеризуется почти полным вытеснением элементов раннепермской (балахонской) флоры и появлением специфического комплекса фауны двустворок. Начиная с этого горизонта меняется состав кордаитов. На смену крупным редкожилным формам приходят виды с листовой пластинкой меньших размеров и более густым жилкованием, появляются руфлории с верхнепермским (кольчугинским) типом дорзальных желобков. Во все большем количестве появляются специализированные листья и чешуи *Crassinervia* и *Lepeophyllum*. В составе фауны двустворок основная роль принадлежит родам *Paleonodonta*, *Paleomutella*, которые появляются на Русской платформе с уфимского яруса [7]. В связи с существенным обновлением таксономического состава фауны и флоры некоторые исследователи [7] предлагают начинать верхний отдел перми с митинского горизонта.

Ильинская подсерия (P_{2il}) объединяет довольно разнообразие в литолого-фациальном отношении песчано-глинистые толщи, развитые в Кузнецком и в центральной части Горловского бассейна. Стратотипический разрез подсерии составлен по обнажениям левого берега р. Томь, ниже г. Новокузнецка, между д. Митино и устьем р. Суриковой, и дополнен скважинами колонкового бурения. Мощность отложений в опорном разрезе от пласта песчаника, выступающего у д. Митино, до угольного пласта 38, принятого за верхнюю границу подсерии, около 1400 м. Этот интервал разреза делится на две свиты: казанково-маркинскую (980 м) и ускатскую (460 м) с границей по пласту 4.

Литологически в центральной части бассейна ильинская подсерия представлена очень тонким ритмическим чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и многочисленных маломощных пластов угля. Карбонатные породы представлены мергелистыми, углесто-известковыми и кальций-магнесидеритовыми конкрециями. Ускатская свита, имея близкое к казанково-маркинской соотношение литотипов, отличается увеличением мощности угольных пластов, из которых несколько пластов имеют промышленное значение.

В западных и южных районах Кузнецкого бассейна (Томь-Усинский, Осиновский, Ускатский, Беловский и Ленинский) малопродуктивный казанково-маркинский горизонт постепенно насыщается угольными пластами, в том числе и кондиционными. К северо-востоку и северу от стратотипической местности, наоборот, наблюдается фациальное замещение песчано-глинистых угленосных толщ преимущественно песчаными и выклинивание угольных пластов. Эти изменения вначале захватывают нижний (казанково-маркинский) горизонт ильинской подсерии, представленной на севере бассейна (Кемеровский, Плотниковский, Салтымаковский районы) так называемыми красноярскими песчаниками.

Классическим разрезом этих отложений считается разрез по правому берегу р. Томь между устьем р. Спусковой и пос. Городок. Граница с нижележащей кузнецкой свитой наблюдается в 1,4 км ниже устья р. Спусковой. Ниже по течению р. Томь на протяжении около 12 км до пос. Городок следуют непрерывные скальные обнажения, в

которых красноярские песчаники вскрываются почти на всю мощность, за исключением самой верхней части, закрытой аллювиальными отложениями р. Томь. Этот интервал до контакта с угленосными отложениями ускатской свиты в настоящее время вскрыт буровыми скважинами. С учетом данных бурения, мощность красноярских песчаников в стратотипе составляет 1200, максимум 1300, а не 1600 м, как она определялась В. И. Яворским [63]. Литологически эта толща достаточно легко опознается по преобладанию темно-серых среднезернистых песчаников, содержащих прослойки грубообломочных и алевроито-глинистых пород.

К юго-востоку от этого разреза красноярские песчаники латерально замещают все более высокие стратиграфические горизонты, и на правом берегу р. Томь, на северных склонах Салтымаковского хребта, уже вся ильинская подсерия сложена толщами этого типа. Ввиду достаточной резкой литологической обособленности и неоднозначности корреляции с опорным разрезом ильинской подсерии выдвинуто предложение о выделении красноярских песчаников в особую свиту [62].

Ильинская подсерия имеет достаточно определенную палеонтологическую характеристику, отличную от ниже- и вышележащих стратиграфических единиц. В казанково-маркинском горизонте появляется большая группа позднепермских руфлорий с густым жилкованием, среди которых подчиненное распространение имеет род *Cordaites*. К нижней части горизонта приурочен корреляционный слой, отличающийся совместным нахождением мелколистных *Rufhoria brevifolia*, *R. elliptica*, *Cordaites gracilentus* и *Crassinervia arta*.

В фауне двустворок наряду с появлением новых форм сохраняются в большем количестве представители родов *Paleomutella* и *Paleonodonta*.

Ускатский горизонт содержит более разнообразный комплекс флоры, в котором наряду с мелколистными координатами *Rufhoria minuta* заметную роль начинают играть папоротники и птеридоспермы. В этом горизонте почти исчезают последние двустворки из рода *Paleonodonta* и *Paleomutella* и появляются все основные представители «кольчугинской» фауны: род *Pseudomodiolus* и разнообразные в видовом отношении формы, условно относимые к родам *Anthraconauta* и *Anadontella*.

Ерунаковская подсерия (P_2er) — это самый верхний стратиграфический член верхнепалеозойских угленосных отложений Кузнецкого бассейна. Граница с ильинской подсерией проходит в довольно однообразных угленосных толщах и намечается главным образом по изменению состава флоры, связанному и исчезновением представителей рода *Rufhoria* и появлением первых представителей мезозойской флоры. Эти изменения происходят в интервале между угольными пластами 35 и 42, считая по опорному разрезу на р. Томь ниже устья р. Суриковой. В береговых отложениях р. Томь (до Бабьего Камня) ерунаковская подсерия имеет мощность 1800 м и подразделяется на ленинскую, грамотейскую и тайлуганскую свиты с границами их соответственно по угольным пластам 60 и 78.

Литологически подсерия представлена чередующимися слоями песчаников, алевролитов и аргиллитов, заключающих большое количество (до 41) пластов угля рабочей мощности. Конгломераты редки и встречаются преимущественно в верхней половине подсерии. Карбонатные породы представлены железисто-карбонатными конкрециями. Верхняя половина подсерии отличается наиболее высокой угленасыщенностью с преобладанием угольных пластов средней и большей мощности. В этой части разреза встречаются (на северо-западе Ерунаковского и в Ленинском районах) довольно выдержанные слои туфогенных песчаников, алевролитов и пирокластических пород, относимых к андезитовым туфам [62].

К северо-западу от опорного разреза (в западной части Ерунаковского и в Ленинском районах) наблюдается некоторое нарастание мощности отдельных свит и заметное повышение угленосности за счет увеличения мощности отдельных угольных пластов. Однако выявление деталей этой изменчивости затрудняется неоднозначностью корреляции отложений кольчугинской серии присалаирской части Кузбасса с опорным разрезом по р. Томь в Ерунаковском районе. В восточном направлении, наоборот, мощность отложений подсерии уменьшается; сокращается количество и мощность угольных пластов; в литологическом составе возрастает роль песчаников. Вблизи северо-восточного борта Кузнецкого прогиба, в бассейнах рек Тайдон, Ниж. и Сред. Терсь, уже вся ерунаковская подсерия сложена толщами косослоистых песчаников с прослоями грубообломочных и глинистых пород мощностью около 1000 м, не содержащих сколько-нибудь существенной угленосности. В связи с резкими литологическими различиями и ненадежной привязкой к стратотипу ерунаковской подсерии выдвинуто предложение [62] о выделении этих отложений в отдельную «салтымаковскую» свиту.

В ерунаковской подсерии встречаются своеобразные комплексы флоры и неморских двустворок [7, 20, 21]. Ленинский горизонт отличается совместным нахождением *Rufioria* и кордаитов с сульцивным жилкованием, а также появлением первых представителей мезозойской флоры. Достаточно заметным в этом горизонте является корреляционный слой с преобладанием остатков своеобразного папоротника *Pecopteris leninskiensis*. В фауне двустворок также появляются некоторые новые формы, среди которых наиболее характерен род *Tersiella*.

Грамотейинский горизонт характеризуется массовым развитием сульцивных кордаитов, отсутствием *Rufioria* и присутствием небольшой, но очень характерной группы птеридоспермов мезозойского облика — *Tychopteris cuneata*, *Zamiopteris sibirica*, *Rhipidopsis palmata*, а также различных *Comia* и *Callipteris*. Достаточно многочисленны и разнообразны членистостебельные *Annularia lanceolata*, *A. grandijolia* и *A. jerunakovensis*.

Тайлуганский горизонт, завершающий разрез перми, в палеонтологическом отношении достаточно специфичен: в нем отсутствуют рупфлории, сульцивные кордаиты приобретают карликовые размеры, заметно возрастает роль папоротников и птеридоспермов. В палинологических комплексах заметно сокращается содержание пыльцы кордаитов, а количество пыльцы древних хвойных и кейнониевых, наоборот, увеличивается до 15—20%. Примерно в таких же количествах содержится пыльца гинкго-цикадофитов, появляется ряд новых характерных для этого горизонта видов. Для двустворок характерна вспышка филетической эволюции: появление большого количества новых таксонов на уровне родов и видов, которые заканчивают свое существование в данном горизонте (не проходят в триас).

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ — СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения нижнего — среднего триаса (T_{1-2}) прослежены в центральной части Кузнецкого прогиба, где залегают без видимого углового несогласия на ерунаковской подсерии и согласно перекрываются юрскими осадками. Характеризуемые отложения объединены в мальцевскую серию, разделенную на нижне- и верхнемальцевскую свиты.

Нижнемальцевская свита, детально изученная в районе горы Бабий Камень, сложена тонкими темно-серыми и зеленовато-серыми алевролитами с прослойками песчаников, песчаников со скорлупчатой и шаровой отдельностью и обильной вкрапленностью розового цеолита. В верхних частях разреза прослеживаются туфоалевролиты и туфопесчаники. Венчается разрез двумя пластовыми телами покровного типа базальтов (17 и 13,5 м), разделенными между собой 30—35-метровой пачкой осадочных пород. В алевролитовых разностях пород установлен комплекс эстерий и флоры: *Neokorethrophyllites* Radcz., *Schizoneura altaica* Radcz. et Vlad., *Cladophlebis lobijera* Grun., *C. kiriamkensis* Grun., *Todites korwunchanica* Vlad., *Pecopteris (Merianopteris) angusta* Heer, *Korwunschania tungusana* Grun., *Glossosamites krystofovichi* Grun. et Radcz. и др., указывающий на раннетриасовый возраст.

Граница между нижнемальцевской свитой и подстилающими ее пермскими осадками устанавливается в значительной мере условно, по появлению в породах зеленоватого оттенка, характерного для триасовых отложений. В разрезе у горы Бабий Камень граница проводится в 20 м выше верхнего пласта угля ерунаковской подсерии.

Верхнемальцевская свита залегает согласно на породах нижнемальцевской. Условно граница проводится по кровле верхнего слоя базальтов в разрезе у горы Бабий Камень. Сложена свита зеленовато-серыми, желто-бурыми, темно-серыми алевролитами и песчаниками. В средней части свиты встречаются маломощные прослои конгломератов, в верхней — 46-метровый пласт порфиридных базальтов. Венчается разрез 80-метровым горизонтом конгломератов. Из алевролитов, залегающих в низах свиты, определен комплекс эстерий: *Pseudoestheria tomiensis* Novoj., *P. brevis* Novoj., *Sphaerestheria popelovi* Novoj., *S. gutta* (Lutk.), *Gliptosmussia blovi* Novoj., *G. subsireularis* (Chern.), *Brachestheria kotschetkovi* Novoj., *Pseudostheria albertii* (Voltz.), *Liostheria kubaczeki* (Voltz.). Приведенный комплекс свидетельствует о раннетриасовом и переходном между раннетриасовым и среднетриасовым возрасте. Мощность верхнемальцевской свиты составляет 1200 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Отложения юрской системы, представленные нижним, средним и верхним отделами, развиты в пределах Чулымо-Енисейской и Кузнецкой впадин, в окраинной части Западно-Сибирской низменности, в Бийско-Барнаульской впадине.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В Чулымо-Енисейской впадине нижнеюрские отложения представлены макаровской свитой (*J₁mk*), залегающей на неровной поверхности доюрского фундамента. В районе Итатского бурогоугольного месторождения отложения макаровской свиты выступают на поверхность. Сложена она песчаниками, аргиллитами, бурыми углями мощностью до 4 м. Мощность свиты достигает здесь 75 м.

В Кузнецком прогибе юрские отложения выполняют Тутуясскую, Центральную и Доронинскую мульды, а также ряд более мелких впадин. В составе нижнего отдела выделяются распадская, абашевская и осиновская свиты.

Распадская свита (*J₁rp*) сложена различными отложениями. В Тутуясской мульде она представлена резко преобладающими конгломератами и прослоями грубозернистых песчаников, алевролитов и углей. В разрезе свиты Центральной мульды преобладают песчаники и

в Доронинской — алевролиты. Из пород свиты, выступающих у горы Бабий Камень, определены: *Equiselites* cf. *ferganensis* Sew., *E. sockolowskii* Eichw., *E. kolumnatis* Brong., *Raphaelia diamensis* Sew., *Cladophlebis whitbiensis tenue* (Heer), *Cl. denticulata* (Brong.), *Cl. haiburnensis* L. et H., *Pterophyllum* cf. *teizei* Zeill., *Podozamites lanceolatus* L. et H. и др. Мощность свиты до 120 м.

Абашевская свита (*J_{1ab}*) прослеживается во всех вышеуказанных мульдах. В Тугуянской мульде в составе свиты преобладают конгломераты, в Доронинской — алевролиты с прослоями аргиллитов и песчаников. Мощность свиты 230 м.

Раннеюрский возраст определен по комплексу растительных остатков: *Marchantites* sp., *Neocalamites pinitoides* Chachl., *Equiselites elegans* Vlad., *Coniopteris hymenophylloides* Brong., *Cladophlebis haiburnensis* L. et H., *Taeniopteris* sp., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Baiera longifolia* Romel. и др.

Осиновская свита (*J_{1os}*) имеет различное сложение. В Тугуянской мульде в ее составе преобладают песчаники и конгломераты, меньше — алевролиты и аргиллиты в средних и верхних горизонтах. С последними связаны пласты и прослои угля. В Центральной мульде преобладают песчаники с пластами угля. Угленосность нарастает к центру мульды. В Доронинской мульде разрез свиты распадается на три горизонта. Нижний горизонт существенно алевролитовый, средний — песчаный с тонкими прослоями конгломератов и алевролитов, верхний — алевролитовый с частыми прослоями угля. Раннеюрский возраст свиты подтверждается богатыми комплексами флоры, пелеципод, насекомых. Мощность свиты 190—410 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднеюрские отложения отмечены в Чулымо-Енисейской и Кузнецкий впадинах. В Чулымо-Енисейской впадине они представлены итатской свитой (*J_{2it}*), согласно перекрывающей отложения маркаровской свиты. Нижняя граница проводится по появлению в разрезе мощного песчаного и песчано-галечного горизонта.

По характеру угленосности и литологическим особенностям пород свита делится на две подсвиты: нижнюю безугольную (60—100 м) и верхнюю угленосную (до 240 м). Нижняя подсвита сложена песчаниками, конгломератами, галечниками. Верхняя подсвита представлена преобладающими песчаниками и меньше алевролитами, аргиллитами и сидеритами. В ее строении принимает участие 5—6 пластов угля. Наиболее мощный пласт достигает 35—65 м. Возраст определен по спорово-пыльцевым комплексам.

В Кузбассе отложения средней юры представлены терсюкской (*J_{2tr}*) и курундусской (*J_{2kr}*) свитами. Сложены они песчаниками, алевролитами, аргиллитами с редкими и тонкими прослоями угля. Из отложений терсюкской свиты, выступающих по р. Терсюк, выделены следующие формы: *Laccopteris polypodioides* Brong., *Cladophlebis denticulata* (Brong.) Font., *Podozamites lanceolatus minor* Sem., *Ginkgodium tersukensis* Lebed. и др.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнеюрские отложения, объединенные в тяжинскую свиту (*J_{3tg}*), распространены в Итатском буроугольном бассейне. Сложена свита зеленовато-голубоватыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами (60—130 м). Согласно залегает на породах итатской свиты и с

размывом перекрывается илекской свитой мелового возраста. В крайней северо-восточной части региона выступает на поверхность. Позднеюрский возраст тяжинской свиты определяется по палинологическим данным. Особенно четко охарактеризованы низы свиты комплексом келловаея.

Нерасчлененные юрские отложения (J) слагают ряд небольших приразломных впадин в Кузнецком Алатау, Горной Шории, в пределах Бийско-Барнаульского срединного массива. Переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты иногда содержат пропластки бурого угля.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения распространены в пределах Чулымо-Енисейской и Бийско-Барнаульской впадин, Западно-Сибирской низменности, а также в горной части характеризуемой территории, где они выполняют мелкие эрозионно-тектонические впадины.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В Чулымо-Енисейской впадине нижнемеловые осадки (K_1) представлены континентальными образованиями илекской свиты. Последняя сложена красными и бурыми глинами, алевролитами, песчаниками с прослоями известняков и мергелей (150—200 м). Из средней части разреза определены остракоды — *Darwinula barabinskiensis* Mandelst., *Cypridea vilimica* Mandelst., гастроподы и пелециподы — *Cyrena subtransversa* Kõm., *Unio porrectus* Sow., свидетельствующие о раннемеловом возрасте отложений.

Киялинская свита развита на северо-западе описываемого региона в наиболее погруженных участках. Она представлена характерными красно-бурими и зеленоватыми известковистыми глинами с редкими прослоями песчаников и алевролитов (40—85 м). Песчаники серые и зеленовато-серые, мелкозернистые, полимиктовые, с прослойками известковистых разностей, массивные. Алевролиты серые и зеленовато-серые, глинистые с мелкими линзами и желваками глинистых известняков.

Возраст киялинской свиты обоснован по положению в разрезе и единичным находкам ядер пелеципод, отпечатков листьев растений и по спорово-пыльцевым комплексам.

НИЖНИЙ — ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения апт-альб-сеноманского возраста в разных районах имеют разный фациальный облик, в связи с чем выделены в самостоятельные свиты.

На северо-западе региона прослеживается покуровская свита, представленная аллювиально-озерными сероцветными отложениями — алевролитами, песками, песчаниками и алевролитовыми глинами (95—140 м). Пески и песчаники светло-серые и серые с глинистым цементом, полимиктовые и полевошпат-кварцевые. Глины серые, реже до темно-серых, алевролитистые и песчаные. Среди глин отмечаются прослойки (4 м) бурых углей и лигнита с обломочками янтаря.

Возраст отложений покуровской свиты на основании спорово-пыльцевых данных, а также единичных находок фораминифер в централь-

ных районах Западно-Сибирской равнины определяется апт-альб-сеноманским.

Леньковская свита встречена в пределах Бийско-Барнаульской впадины. Представлена алевритовыми глинами серыми и пестроцветными с каолином и пятнами ожелезнения, песками серыми, светло-серыми, синевато-серыми и белыми, часто каолиновыми, мелкозернистыми, иногда разномзернистыми (30—60 м). В серых глинах встречаются мелкие растительные остатки и обломки древесины. В районе г. Камень-на-Оби встречены бокситоносные пестроцветные глины и каменистые бокситы, залегающие под песками сымской свиты. Отложения свиты формировались во впадинах при размыве кор выветривания палеозойских образований.

Кийская свита ($K_{1-2}ks$) прослежена на территории Чулымо-Енисейской впадины, где подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена светло-серыми каолинизированными песчаниками с прослоями и линзами черных, красных и белых каолиновых глин, гравия, галечников, конгломератов. Характерны обломки обугленной древесины и шишек. Верхнюю подсвиту слагают пестроцветные каолиновые глины с линзами темно-серых глин, кварцевых песков и гидраргиллитовых бокситов, аллитов, сналитов.

По отпечаткам листьев установлен сеноманский, а по спорово-пыльцевым комплексам — апт-сеноманский возраст вмещающих пород.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнемеловые отложения расчленены на две свиты: симоновскую сеноман-туронского и сымскую сеноман-датского возраста.

Симоновская свита (K_2smn) распространена в Чулымо-Енисейской впадине. Представлена зеленовато-серыми песками, серыми глинами (20—100 м). Сымская свита распространена в Бийско-Барнаульской впадине и на северо-западе характеризуемой территории. Сложена светло-серыми мелкозернистыми песками и серыми и темно-серыми существенно каолиновыми глинами. В низах свиты отмечаются прослойки (1—10 м) галечников с хорошо окатанной галькой кварцевого состава. Залегает свита либо на осадках симоновской свиты, либо на породах домезозойского фундамента и перекрывается палеогеновыми отложениями.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые отложения широко развиты на равнинной части описываемой территории в виде мощного сплошного чехла, прослеживающегося вплоть до палеозойского обрамления. Здесь выделяются породы всех трех отделов палеогена.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ (ОЛИГОЦЕН) — P_3

Континентальные озерно-аллювиальные, аллювиальные и озерно-болотные отложения олигоцена (P_3) имеют почти повсеместное распространение в пределах равнинной части площади. Они подразделяются на ряд свит. Для них характерно разнообразие типов пород, обилие растительных остатков, наличие бурых углей и лигнитов, полифациальный состав. Мощность отложений 200 м.

Атлымская свита развита почти повсеместно в районах Степного Алтая и прослеживается иногда до палеозойского обрамления. Сложена белыми и светло-серыми мелко-, средне- и грубозернистыми кварцевыми песками, содержащими линзы гравия и галечников кварц-кварцитового состава (4—50 м). Иногда в песках встречаются пропластки (0,1—1 м) серых каолиновых глин с растительными остатками и обломками древесины.

Раннеолигоценовый возраст атлымской свиты обоснован по палеокарпологическим [5] и спорово-пыльцевым комплексам.

Новомихайловская свита развита в тех же пределах, что и атлымская свита. Ее разрез (5—70 м) складывается озерными и озерно-болотными сероцветными глинами, алевритами с прослоями и линзами (1—6 м) лигнитов, бурых углей и мелкозернистого песка. Согласно залегает на песках атлымской свиты и лишь в зоне предгорий Алтая—несогласно на коре выветривания палеозойских пород. Перекрывается согласно или с небольшим размывом осадками верхнего олигоцена.

В новомихайловской свите обнаружены отпечатки листьев, семена и многочисленные спорово-пыльцевые спектры среднеолигоценового возраста.

Верхнеолигоценовые осадки представлены журавской свитой, распространенной в северо-западной части региона. Она сложена оливково-серыми тонко- и мелкозернистыми песками кварц-полевошпатового состава, содержащими прослойки зеленовато-серых алевритов и алевритистых глин (10—40 м). Отложения свиты залегают со слабым размывом на глинах новомихайловской свиты и согласно перекрываются глинистыми отложениями абросимовской свиты.

Знаменская свита, распространенная в Бийско-Барнаульской впадине, сложена зеленовато-серыми глинами и алевритами, чередующимися с пластами мелко- и среднезернистых кварц-полевошпатовых песков, содержащих иногда примесь гравия и галек.

В Каменско-Барнаульском Приобье глины и алевриты знаменской свиты замещаются серыми песками полимиктового состава с прослоями серых глин с растительными остатками и бурых углей. Эти угленосные отложения (до 78 м) выделяются в батуровскую свиту, являющуюся полным аналогом знаменской свиты.

В зоне предгорий Алтая знаменская свита замещается аллювиальными, озерно-аллювиальными и делювиально-пролювиальными пестроцветными (красно-сиреневыми, малиново-желтыми) и белыми каолиновыми глинами и кварц-каолиновыми песками, содержащими прослойки и линзы гравия и галек кварц-кварцитового состава. Этот комплекс пород (2—70 м) выделен в крутихинскую свиту, являющуюся также полным аналогом знаменской свиты.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения неогена распространены в западной, равнинной части характеризуемой территории. Они представлены континентальными песчано-глинистыми осадками пестро-, красно- и зеленоцветного облика (субаридная формация) мощностью более 120 м. Этот единый крупный литолого-фациальный комплекс осадков достаточно четко расчленяется на ряд свит, которые прослеживаются до палеозойского обрамления.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ (МИОЦЕН) — N₁

Абросимовская свита представлена слабоугленосной толщей тонко-слоистых алевритов, песков и глин с прослойками и линзами бурого угля (5—12 км). Выше залегающая бещеульская свита ранне-средне-

миоценового возраста сложена тонкослоистыми коричневато-серыми алевритами, тонкозернистыми песками и глинами (5—12 м). В зоне выклинивания в ее составе преобладают кварцевые пески, нередко с галькой кремнистого состава. В предалтайской части региона свита сложена несортированными породами и залегают в виде пятен, выполняя понижения древних долин.

Болотнинская свита развита в пределах Кольвань-Томской зоны. Ее разрез представлен серыми разнозернистыми песками кварц-полевошпатового состава, галечниками с прослоями серых и буровато-серых глин (20—35 м). Содержит остатки плодов и семян флоры киреевского типа и обедненный комплекс спор и пыльцы. Является возрастным аналогом бещеульской свиты.

Таволжанская свита развита в западной и северо-западной равнинной части региона, за исключением предгорий Алтая. Ее разрез представлен зеленовато-серыми, буровато-коричневыми и пятнистыми буровато-зелеными монтмориллонитовыми глинами с пятнами ожелезнения, известково-мергелистыми конкрециями, прослоями мергелей, мелко- и среднезернистых песков и гравия (10—60 м). Она со слабым размывом залегают на породах бещеульской или болотнинской свит. Охарактеризована палеокарпологическими и спорово-пыльцевыми комплексами (флора таволжанского типа), характерными для верхней части среднего и верхнего миоцена.

Рубцовская свита встречается в виде сравнительно узкой полосы вдоль северного фаса Алтая. Она складывается зелеными, голубовато-зелеными, красно-бурными, зелено-красными пятнистыми восковидными глинами монтмориллонитового состава с друзами гипса, оолитами и дендритами гидроокислов железа и марганца, с линзами и прослоями кварц-полевошпатовых песков и гравия. Мощность свиты 10—20 м. Является аналогом таволжанской свиты.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ (ПЛИОЦЕН) — N₂

Павлодарская свита развита в равнинной части региона почти повсеместно, вплоть до палеозойского обрамления. Ее разрез (до 60 м) представлен делювиально-пролювиальными, озерными и аллювиальными красно-бурными глинами с друзами гипса, оолитами гидроокислов железа и марганца, с линзами глинистых песков, гравия и щебня. Залегают с небольшим размывом на отложениях рубцовской свиты, реже на палеозойском фундаменте и перекрывается верхнеплиоценовыми породами кочковской свиты.

Отложения охарактеризованы гиппарионовой фауной млекопитающих, а также спорово-пыльцевыми комплексами, по которым возраст свиты определяется как ранне- и среднеплиоценовый.

Кочковская свита плиоцена развита повсеместно на западе региона. Ее отложения (10—60 м) представлены делювиально-пролювиальными и озерно-аллювиальными карбонатными глинами и суглинками серого, зеленовато-серого, бурого и темно-бурого цвета, содержащими линзы и прослои глинистых окатышей, разнозернистых песков, гравия и галечников. Залегают согласно с постепенными переходами, а иногда с размывом на павлодарской свите и перекрывается ниже-среднечетвертными суглинками и супесями красnodубровской свиты. В предгорьях Алтая кочковская свита имеет двучленный разрез: сверху — глины, внизу — аллювиальные пески. Разрез свиты охарактеризован остатками млекопитающих кизихинского и раздольнинского комплексов, остатками разнообразных корнезубых полевок древнего рода *Mitomys* и др. Почти повсеместно встречаются остракоды. Из песков нижней подсви-

ты описаны комплексы семян и плодов растений, где более половины представлены современными местными формами. На основании изучения органических остатков возраст кочковской свиты определяется как позднеплиоценовый.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения генетически разнообразны и имеют мощность до 160 м. В северных предгорьях Горного Алтая, на Кузнецком нагорье, Салаире и в Кузбассе преобладают элювиальные, элювиально-делювиальные, коллювиально-солифлюкционные и делювиально-коллювиальные образования. На Западно-Сибирской равнине и в Колывань-Томской складчатой области распространены озерно-аллювиальные и аллювиальные осадки, представленные различными возрастными группами.

Расчленение четвертичных отложений произведено в соответствии со схемами четвертичных отложений Алтае-Саянской области и Западно-Сибирской равнины, утвержденными МСК в 1978 и 1981 гг.

Нижнее звено. К нему отнесены делювиальные отложения (d I) (до 30 м) — суглинки тяжелые, плотные, красновато-коричневые, иногда с дресвой и щебнем, распространенные на водоразделах рек Томь — Ускей — Терсь. Раннечетвертичный возраст этих отложений доказывается находками остатков млекопитающих тираспольского комплекса.

Нижнее и среднее звенья нерасчлененные. К ним отнесена краснодубровская свита Приобского степного плато, предгорий Рудного Алтая и Колывань-Томской складчатой зоны и федосовская свита Новосибирского Приобья. Краснодубровская свита (до 160 м) сложена мощной толщей преимущественно лёссовых пород, включающей пачки аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений (Ia I—II) и многочисленные погребенные почвы. В нижней части свиты обнаружены остатки вяткинского (тираспольского) комплекса млекопитающих, в средней — тронготериевого слона. Федосовская свита (18—80 м) сложена однообразными озерными серыми и синевато-серыми иловатыми известковистыми суглинками. В нижней части свиты обнаружен зуб *Equus cf. susenbornensis* W u s t i. Спорово-пыльцевые комплексы характеризуют растительность холодной степи.

Среднее звено. К нему отнесены отложения аллювия пятой надпойменной террасы (a₅ II), а также ледниковые (I II) и флювиогляциальные отложения (f II) в Западном Саяне (хребты Шаман, Хан-Сын, водораздел верховьев р. Кабансук и др.). Аллювий пятой надпойменной террасы (a₅ II) достигает мощности 100—120 м. Терраса распространена на правобережье Оби, возвышаясь над урезом воды на 60—80 м; ее цоколь местами погружен на 30—40 м ниже уреза. В составе аллювия пятой надпойменной террасы О. М. Адаменко выделяет две аллювиальные свиты — нижнюю — монастырскую и верхнюю — большереченскую.

Монастырская свита (15—50 м) сложена аллювием древних погребенных долин — серыми песками с синими илами у кровли. В илах обнаружены остатки млекопитающих, в том числе тронготериевого слона, и «дорисские» семенные флоры, подтверждающие среднеплейстоценовый возраст монастырской свиты.

Большереченская толща (20—100 м) слагает верхнюю часть разреза аллювия пятой террасы. Представлена полимиктовыми песками с остатками млекопитающих позднепалеолитического комплекса. Содержит спорово-пыльцевые комплексы, относимые к ширтинскому и тазов-

скому горизонту. Большереченская толща врезана в краснодубровскую свиту, а в нее вложен аллювий четвертой надпойменной террасы.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения сложены валунными суглинками, галечниками и разнозернистыми песками мощностью 2—5 м.

Среднее—верхнее звенья. Аллювий четвертой надпойменной террасы ($a_4 II-III$) установлен по рекам Оби, Бии, Катуню, Аную и др. В долине Оби аллювий часто перекрывается золотыми песками. Терраса возвышается над урезом воды в реках на 35—45 м, а ее цоколь погружен на 2—5 м под уровень воды. Низы разреза сложены песчано-гравийными отложениями с гальками и валунами. Выше залегают переслаивающиеся супеси и суглинки, постепенно переходящие в лессовидные суглинки с типичной столбчатой отдельностью. В верхней части повсюду прослеживается пачка илов (10—15 м), изобилующая растительными остатками и фауной моллюсков. Аллювий содержит остатки фауны млекопитающих верхнепалеолитического комплекса, обильную фауну моллюсков и остракод. Верхняя часть разреза террасы, где присутствуют холодолюбивые моллюски и отмечается максимум развития еловых лесов, по мнению О. М. Адаменко, сформировалась в начале зырянской ледниковой эпохи. По унифицированной схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины, аллювий четвертой надпойменной террасы отнесен к среднему и позднему плейстоцену. К этому времени отнесены отложения древних долин, пересекающих Приобское степное плато. Они выделяются как касмалинская свита (5—50 м). Древние долины выполнены мелко-среднезернистыми полимиктовыми песками с прослоями иловатых суглинков. Долины врезаны в породы неогена или в краснодубровскую свиту. Средне-позднечетвертичный возраст касмалинской свиты, палеонтологически не охарактеризованной, принят условно по соотношению с другими свитами. Ледниковые ($g II-III$) и флювиогляциальные ($f II-III$) средне-позднечетвертичные отложения распространены на Кузнецком Алатау и по троговым долинам рек Караташ, Туралык, Б. и М. Казыр, Иней и др. Делювиальные суглинки с щебенкой ($d II-III$) выделены в предгорьях Алтая и по обрамлению Кузнецкого Алатау.

На территории региона выделены также озерно-аллювиальные ($la II-III$), солифлюкционные ($s II-III$), делювиально-пролювиальные ($dp II-III$) отложения среднего—верхнего звеньев.

Верхнее звено. К нему отнесены аллювиальные отложения первой, второй и третьей надпойменных террас рек региона, озерно-аллювиальные отложения краснобродской свиты Кузбасса и делювиально-пролювиальные отложения в предгорных районах Кузнецкого Алатау.

Аллювий третьей надпойменной террасы ($a_3 III$), высота которой составляет в бассейне Оби и ее притоков 18—25 м, в предгорьях сложен гравийно-галечниковыми образованиями, которые вниз по течению рек постепенно замещаются более мелкообломочным материалом. В долине Оби терраса имеет существенно песчаный состав. В различных пунктах Предалтайской равнины в нижней половине разреза террасы собраны остатки фауны млекопитающих позднепалеолитического (мамонтового) комплекса среднего звена плейстоцена. Базальные слои террасы, по данным спорово-пыльцевых анализов, формировались в холодных климатических условиях, возможно, соответствующих концу зырянской ледниковой эпохи. Средняя и верхняя части террасы не содержат никаких признаков похолоданий и, по-видимому, соответствуют времени межледниковья.

Аллювий второй надпойменной террасы ($a_2 III$) выделяется в долинах почти всех рек региона. Вторая терраса возвыша-

ется над урезом воды на 14—18 м. Ее цоколь располагается примерно на уровне уреза рек или погружен под него на 1—2 м. Аллювий в долинах крупных рек при движении от предгорий к равнинам закономерно изменяет свой состав от грубообломочных валунно-галечниковых до песчано-гравийных и суглинисто-супесчаных разностей. В отложениях террасы собраны остатки фауны млекопитающих верхнепалеолитического комплекса, наземные моллюски и остракоды. По данным спорово-пыльцевых анализов, во время формирования аллювия террасы в долинах рек произрастали сосново-кедрово-еловые леса. Возраст торфяников в средней части разреза второй надпойменной террасы р. Иши у с. Новосуртаевка, определенный по C^{14} , $15\,850 \pm 680$ лет (ЛГ-14), что соответствует сартанской ледниковой эпохе.

Аллювий первой надпойменной террасы (a_1 III) распространен в долинах всех рек региона. Терраса возвышается над уровнем воды в реках на 7—11 м. Ее цоколь чаще всего погружен под урез воды на 5—15 м. Аллювий террасы закономерно изменяет свой состав от валунно-галечных отложений в предгорьях до песчано-гравийных образований на равнинах. В долине Оби и ее левобережных притоков верхняя часть разреза террасы слагается лессовидными суглинками.

Возраст торфяников из первой надпойменной террасы р. Ануя у с. Ануйского, определенный по C^{14} , $12\,600 \pm 150$ лет (ЛГ-39), что позволяет отнести ее аллювий к концу эпохи сартанского оледенения.

Озерно-аллювиальные отложения (la III) верхнего звена на левобережье р. Иня выделены в краснобродскую свиту. Свита (до 15 м) сложена буровато-серыми и ржаво-желтыми суглинками, супесями и слонистыми песками с растительной трухой и пнями в основании. Имеются остатки фауны млекопитающих верхнепалеолитического комплекса. По данным определений абсолютного возраста по C^{14} , возраст отложений $44\,700 \pm 2300$, $45\,000 \pm 2200$ лет, что позволяет сопоставить время формирования нижней части разреза краснобродской свиты с временем каргинского межледниковья.

Делювиально-пролювиальные отложения (dp III) верхнего звена распространены в верховьях рек Кузнецкого нагорья, стекающих в Минусинские впадины, а также в верховьях небольших рек в горных районах. К ним отнесены конуса выноса и пролювиальные шлейфы, сложенные суглинками и супесями, часто лессовидными.

Верхнее — современное звено. К ним отнесены делювиально-солифлюкционные (d_3 III—IV), коллювиально-солифлюкционные (cs III—IV) суглинки с щебенкой на высокогорных склонах рек Западного Саяна и Кузнецкого Алатау, аллювиально-делювиальные образования речных долин горной территории (песок, галечник и щебнисто-дресвяный материал). Озерно-аллювиальные отложения (la III—IV) выделены в северо-восточной части Кузнецкого Алатау. Это суглинки и илы, выполняющие озерные понижения в долинах рек Бел. и Чер. Июс. Эоловые пески (v III—IV) распространены на террасах Оби и ее притоков, а также в древних ложбинах стока (Касмалинская, Карасукская, Алейская). Слагают дюны.

Современное звено. Аллювиальные отложения (a IV) пойменной террасы известны в долинах почти всех рек. В горных районах это галечниково-щебнистые и песчаные образования, на Западно-Сибирской равнине — суглинисто-песчаные.

Делювиальные отложения (d IV) показаны на карте только в Кузнецкой котловине. Представлены суглинками незначительной мощности.

Четвертичные отложения нерасчлененные. К ним отнесены эллювиальные и делювиальные (e , d), делювиальные (d), коллювиальные (c), делювиально-коллювиальные (dc), коллювиально-солифлюкционные (cs) и ледниковые обра-

зования, сформированные в основном в среднем и позднем плейстоцене. Их накопление началось в раннем плейстоцене и продолжалось в голоцене. Литологический состав этих отложений резко изменчив. Окраска серая, палевая, желтая в зависимости от исходных дочетвертичных пород, за счет разрушения которых они возникли. Палеонтологически эти отложения охарактеризованы очень слабо и поэтому показаны стратиграфически не расчлененными.

Элювиальные и делювиальные отложения представлены покровными суглинистыми и супесчаными образованиями, широко развитыми на пологих склонах выложенных водоразделов Салаира, Кузнецкого Алатау, в предгорьях Алтая. Делювиальные отложения распространены в Саянах, Кузнецком Алатау, предгорьях Алтая и Западном Саяне. Представлены суглинками с щебнем.

Коллювиальные отложения развиты на крутых склонах долин рек центральной части Кузнецкого Алатау и Западного Саяна, где образуют щебнисто-глыбовые и песчаные осыпи и обвалы мощностью до 8—12 м.

Делювиально-коллювиальные образования распространены на склонах рек Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и Горного Алтая. Представлены дресвяно-щебенчатыми суглинистыми отложениями. Коллювиально-солифлюкционные отложения выделены в пределах Западного Саяна.

Нерасчлененные ледниковые отложения показаны на Кузнецком Алатау (гора Каным, оз. Рыбное). Представлены моренными балами, сложенными серыми и серо-бурыми суглинками, содержащими большое количество обломков пород, обнажающихся на вершинах гольцов.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

На описываемой территории коры выветривания представлены девонскими, позднекаменноугольными, триасовыми, раннемеловыми, позднемеловыми, мел-палеогеновыми образованиями.

В большинстве случаев в разрезе кор выветривания наблюдаются три зоны (снизу): дезинтеграции, выщелачивания и каолиновых глин.

Девонская кора выветривания установлена на вулканогенно-осадочных породах нижнего — среднего девона в Барзасском районе Кузбасса и на северо-востоке Салаира [57, 58]. Представлена она (снизу): 1) пестроцветным элювием, 2) отбеленными и слабоокремненными породами и 3) кремнистыми породами. Общая мощность 90 м. Перекрыта нижнекаменноугольными осадками. На Салаире прослежено еще несколько уровней девонского возраста, с которыми связаны проявления бокситов, снэллитов и бокситоподобных пород.

Позднекаменноугольная кора выветривания каолинит-гидрослюдистого состава известна по окраинам Кузнецкой котловины. Она развита по верхнекаменноугольным отложениям и перекрыта нижнепермскими породами.

Элювий триасового возраста широко развит в Кузнецкой котловине, в Чулымо-Енисейской и Бийско-Барнаульской впадинах.

Коры выветривания триасового, ранне- и позднемелового возраста развиты по породам разного состава и возраста и перекрыты соответственно ниже-среднеюрскими, ниже-верхнемеловыми и коньяк-датскими осадками. Разрез позднемеловых кор выветривания, развитых в Бийско-Барнаульской впадине, нередко венчается мощной (30—130 м) зоной каолинистых глин с заметным содержанием свободного глинозема, что дает основание относить их к латеритному типу.

Наиболее широким распространением пользуются коры выветривания мел-палеогенового возраста. Они, как и вышеописанные, развива-

ются по породам различного, преимущественно докембрийского возраста и перекрываются четвертичными и местами неоген-четвертичными отложениями. В районах с пониженным рельефом (краевые части Бийско-Барнаульской и Неня-Чумышской впадин, Юго-Западное Присалаирье, Колывань-Томская складчатая зона, отдельные районы Кузбасса) элювий имеет почти непрерывное площадное распространение. В направлении повышения рельефа площади его распространения становятся все более ограниченными, доходя до незначительных по размеру пятен. В Юго-Западном Присалаирье кора выветривания развивается по вулканогенно-осадочным метаморфическим породам и имеет гидрослюдистый и каолинит-гидрослюдистый состав. В отдельных случаях (у сел Гришиха и Семеново-Красилово) устанавливается латеритный профиль, венчающийся каолинитовой с гиббситом зоной. Наиболее полные профили выветривания достигают 100—150 м. По ультраосновным породам образуется охристо-нонтронитовый элювий мощностью до 35 м, а в «карманах» — до 300 м.

В Колывань-Томской зоне кора выветривания распространена повсеместно. Она имеет гидрослюдисто-каолинитовый и каолинитовый состав, представлена тремя зонами: 1) дезинтеграции, 2) гидрослюд и 3) каолинитизации. По окремненным известнякам и кварцитам образуется маршаллитовый элювий (с. Верхний Аллах) мощностью до 45 м. Карстовые полости, развитые среди карбонатных пород, выполнены элювием с латеритным профилем (латеритизация в карсте).

На Салаире аллювиальные образования распространены на ограниченных площадях в северо-восточной части. Чаще всего они развиваются по метаморфическим, терригенным и вулканогенным породам, чередующимся с карбонатными отложениями, что обуславливает линейный тип выветривания. Мощность коры выветривания достигает здесь 25—200 м.

В Кузнецком Алатау коры выветривания распространены в основном в северной части. В центральных частях, равно как и в Горной Шории, они известны на отдельных участках. В Барзасском районе установлен латеритный тип, представленный красноцветными, бокситовидными бесструктурными и брекчиевидными гетит-каолинитовыми глинами, бокситами и аллитами.

Таким образом, приведенный материал свидетельствует о значительной роли выветривания в геологической истории района. Верхняя возрастная граница коры выветривания — скользящая, а нижняя граница ограничивается образованиями широкого возрастного диапазона. Только в местах, где элювий развивается по юрским, меловым и палеогеновым отложениям, можно говорить о возрасте коры выветривания более или менее уверенно. Коры выветривания более поздних эпох накладываются на более ранние. Этим можно частично объяснить более интенсивную химическую проработку меловых и мел-палеогеновых кор выветривания, нередко сопровождающихся продуктами конечного гидролиза — бокситами.

По морфологии кора выветривания представлена площадным, линейно-площадным и линейным типами. Последний связан либо с зонами дробления, либо приурочен к контактам пород разного состава. По алюмосиликатным породам верхняя зона выветривания чаще каолинитовая, по ультраосновным — гетит-нонтронитовая и т. д. Меньше распростран латеритный тип и очень редко — сернокислотный (Вагановское проявление бокситов).

С корой выветривания в районе связаны проявления бокситов, марганца, фосфоритов, минеральных красок, тугоплавких глин и ряда других полезных ископаемых.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В пределах рассматриваемой территории выделяются разновозрастные интрузивные комплексы. Наблюдается отчетливо выраженная закономерность: восточные районы (Горная Шория, Кузнецкий Алатау), отличающиеся фемическим составом и эвгеосинклинальным профилем развития, характеризуются большой пестротой состава интрузивных пород, развитием габброидных тел и гранитоидов повышенной основности. Северо- и юго-западные районы (Алтай, Томь-Колыванская зона) имеют черты миеосинклинального профиля с терригенными осадочными комплексами. Здесь преобладают плутоны формации гранитных батолитов.

Интрузивные образования связаны с салаиро-каледонским и герцинским циклами тектоно-магматического развития. С салаиро-каледонским циклом связаны позднепротерозойско-раннепалеозойские и раннепалеозойские интрузивные комплексы: гипербазитовый, габбро-диабазовый, плагиогранитный, габбро-пироксенит-дунитовый, группа сениит-габбровых, сениитовый, группа комплексов гранитных батолитов. К герцинскому циклу относятся средне- и позднепалеозойские комплексы нефелинсодержащих ультращелочных основных пород, субщелочных гранитов, батолитовых гранитов.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКО-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Дуниты, гарцбургиты, перидотиты, пироксениты, серпентиниты ($\sigma PR_2 - E_{1s}$ — саланский комплекс в Кузнецком Алатау, $\sigma PR_2 - E_{1a}$ — аламбайский комплекс в Салаире) распространены в центральных частях названных регионов. В Кузнецком Алатау они слагают массивы гор Бархатной ($22 \times 2,5$ км), Зеленой (20×2 км), Кончик ($5 \times 2,5$ км), Белый Салан ($3 \times 0,5$ км) и др.; в Салаире — Мартыново-Шалапский ($20 \times 1-5$ км), Александровский (12×1 км), Верхнеаламбайский ($7 \times 0,4$ км) и другие массивы. Пространственное размещение гипербазитовых массивов контролируется глубинными разломами, в связи с чем они образуют линейные гипербазитовые пояса [39].

Массивы в плане образуют вытянутые тела, прослеживающиеся на глубину от 2—6 до 10—12 км. Они представляют собой линзы, пластины, тектонически нарушенные и разобщенные блоки, будины, чередующиеся с рассланцованными и брекчированными габброидными, вулканическими и терригенно-карбонатными породами.

Гипербазитовые массивы сложены дунитами, гарцбургитами, перидотитами (50—55 % объема массивов), лерцолитами, серпентинитами (20—30 %), реже верлитами, оливинитами, пироксенитами (15—20 %) и габброидами (5—15 %). Дуниты, гарцбургиты, перидотиты, лерцолиты слагают, как правило, центральные части массивов. По вертикали и латерали они связаны друг с другом постепенными переходами. Наб-

людующееся чередование дунитов, гарцбургитов, лерцолитов в крупных массивах обуславливает их первичную полосчатость.

Устанавливается, что оливиниты и клинопироксениты развиваются по дунитам, гарцбургитам, серпентинитам. Чередуясь с первичными дунитами и гарцбургитами, они обуславливают вторичную полосчатость.

В строении гипербазитовых массивов участвуют также габбро, габбро-пироксениты, габбро-диабазы и габбро-диориты, занимающие до 5—15% объема массивов. Габбро иногда образуют постепенные переходы к гипербазитам (габбро-перидотиты, габбро-пироксениты), но в большинстве случаев имеют рвущие контакты с гипербазитовыми породами. В вопросе о природе габбро мнения расходятся. Так, их связывают с заключительной стадией формирования ультрамафитовых пород и рассматривают как последний член дифференциации гипербазитовой магмы. Другие исследователи связывают габбро с базальтовой магмой и относят к самостоятельному формационному типу [39] и др.

Гипербазиты характеризуются высокой магнезиальностью (M/F от 8,5 до 10—12), низкой титанистостью. С ними связано хромитовое оруденение.

Наличие галек гипербазитовых пород в ниже- и среднекембрийских отложениях позволяет считать их возраст позднепротерозойско-раннекембрийским.

Габбро, габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты ($vPR_2 - E_1b$ — буйский, $vPR_2 - E_1k$ — кундустуюльский комплекс в Кузнецком Алатау; $vPR_2 - E_1s$ — шорбинский комплекс в Горной Шории; $vPR_2 - E_1a$ — анзасский комплекс в Западном Саяне) слагают небольшие по размерам (1,5×2,5 км) дайки, силлы, штоки и реже более крупные (15×5 км) акмолиты — Кундустуюльский, Шорско-Тейский массивы. Размещение магматических тел комплекса, как и гипербазитов, контролируется глубинными и опережающими их разломами. Они часто встречаются совместно с гипербазитами и прорывают их.

Дайки, силлы, мелкие штоки сложены однообразными по составу габбро, габбро-диабазами, габбро-диоритами, диабазовыми и диоритовыми порфиритами. В крупных штоках и акмолитах распространены габбро-пироксениты, пироксениты, габбро-перидотиты, а также диориты, кварцевые диориты и плагиограниты. В таких массивах (Кундустуюльский, Шорско-Тейский) установлены две фазы их становления: а) габбровая с переходами к габбро-пироксенитам, пироксенам, габбро-перидотитам; б) плагиогранитовая с переходами и кварцевым диоритам и диоритам. Породы второй фазы из-за малых размеров тел на геологической карте не показаны.

Породы первой фазы относятся к нормальным габбро и диабазам с повышенным содержанием титана, с невысоким содержанием щелочей и резким преобладанием Na над K.

Контактовое воздействие интрузивных пород комплекса на вмещающие породы проявилось в образовании альбит-актинолитовых роговиков. В контактовых зонах крупных массивов, формировавшихся в гипабиссальных условиях, развиты пироксен-амфиболовые роговики и гранат-тремолитовые скарны.

Габбро, габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты, диабазовые, диоритовые порфириты пространственно тесно связаны с базальтоидами верхнепротерозойских и нижекембрийских толщ и, вероятно, являются их комагматами.

РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Плагиограниты, кварцевые диориты, трондьемиты ($pr - \sigma E_1l$ — лавреновский комплекс в Кузнецком Алатау, Горной Шории, ларпоновский — в Салаире) образуют небольшие по размерам

(5×3,5 км) линзообразные тела, дайки, силлы, штоки и акмолиты. На севере Кузнецкого Алатау ими сложен Тылинский массив, несколько массивов на водоразделе Кундустуюл—Кня; в Терсинском районе—Лавреновский массив; на юге в верховьях рек Лебедь, Садра—несколько тел, не показанных на карте из-за малых размеров. Магматические породы комплекса сопровождаются дайками плагиогранит-аплитов. На севере Салаирского кряжа по р. Ларнониха и на юге Ненинского района встречаются небольшие (до 1 км в поперечнике) тела плагиогранитов, прорывающие вулканогенно-терригенные отложения золотуховской свиты. Верхняя граница возраста определяется находением гальки этих пород в конгломератах нижнекембрийской гавриловской и среднекембрийской бачатской свит.

Размещение интрузий контролируется зонами разломов, вследствие чего они образуют преимущественно линейно-вытянутые тела, характеризуются сланцеватыми и гнейсовидными текстурами.

Контактные процессы выражаются в образовании альбит-актинолитовых роговиков, в мраморизации известняков и формировании по ним тремолитовых и реже гранатовых скарнов.

Преобладающая силло- и дайкообразная форма тел, мелкозернистые и порфириформные структуры, наличие узких зон закалки свидетельствуют о гипабиссальных и близповерхностных условиях формирования интрузивных пород. Породы комплекса соответствуют плагиогранитной формации ранней стадии развития геосинклинали.

Субвулканические кварцевые порфиры, альбитофиры, плагиогранит-порфиры ($q\pi E_1$) распространены на северо-восточной окраине Салаира, в Кузнецком Алатау и Западном Саяне. Они связаны с проявлением раннепалеозойского вулканизма и локализируются в полях вулканогенно-осадочной печеркинской, отчасти гавриловской свит на Салаире, среди вулканогенных пород устьянзасской, усинской и других свит в Кузнецком Алатау, Горной Шории и нижнемонокской—в Западном Саяне. Наиболее крупные тела порфировой интрузии на Салаире установлены вблизи городов Гурьевска, Урска, в верховье р. Колтырак и в районе г. Салаира, где предполагается крупное жерло древнего вулкана. Их контуры в плане отвечают параметрам 6×1 км (Урский массив), 4×3 км (Каменушинский), 4×1 км (Салаирский) и с глубиной расширяются. Субвулканические тела представляют собой штоки, акмолитообразные согласные залежи, дайки. Контакты массивов большей частью крутые, местами осложнены тектоническими срывами. Из-за сходства интрузивных и излившихся порфиров прослеживание контактов затруднено, в других случаях они четкие, интрузивные.

В состав комплекса входит широкий набор пород от риолитовых до дацитовых и андезит-дацитовых порфиров, получивших более общее название кварцевых порфиров и кератофиров. Породы местами рассланцованы, интенсивно окремнены, серицитизированы, сульфидизированы. Породы комплекса относятся к дифференциатам нормального щелочноземельного ряда, пересыщенным кремнекислотой, с преобладанием натрия в составе щелочей.

Раннекембрийский возраст порфировой интрузии подтверждается находками галек кварцевых кератофиров в конгломератах среднекембрийской бачатской свиты на Салаире, а также пространственной ассоциацией и петрохимическим родством с кислыми эффузивами печеркинской свиты. Существует также мнение о полигенности порфировых пород и об участии метасоматических процессов в их образовании, а также о более молодом—позднекембрийском (Г. Л. Поспелов) или девонском (А. С. Лапухов) возрасте этой интрузии.

РАНЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Габбро, габбро-пироксениты, верлиты, лерцоли-ты, дуниты ($v - \sigma E_{1-2u}$ — усинский комплекс в Кузнецком Алатау, $v - \sigma E_{1-2l}$ — лысогорский, шаманский комплексы в Западном Саяне) располагаются в зонах перехода эвгеосинклинальных прогибов к более жестким консолидированным структурам. В первых интрузивы имеют удлиненную линзообразную, во вторых — воронкообразную, коническую форму тел. Размер их колеблется от $3 \times 1,5$ км до 17×7 км.

Массивы сложены габбро, габбро-норитами, роговообманковыми габбро, реже габбро-пироксенитами, клинопироксенитами, габбро-перидотитами, верлитами, лерцолитами, перидотитами, дунитами, еще реже габбро-диоритами и диоритами. Породы группы габбро слагают до 50—60 % объема массивов. Придонные и ядерные части массивов сложены ультраосновными дифференциатами, которые к апикальным и контактовым зонам сменяются основными и среднеосновными породами [38].

Породы усинского и лысогорского комплексов относятся к образованиям нормального известково-щелочного ряда, закономерно изменяющимся от не насыщеных кремнеземом меланократовых до насыщеных лейкократовых разностей, бедных щелочами, с резким преобладанием натрия над калием.

Контактовое воздействие интрузивных пород на вмещающие выражается в образовании пироксен-плаггиоклазовых роговиков, иногда с кордиеритом и гранатом.

Породы усинского и лысогорского комплексов соответствуют дунит-пироксенит-габбровой формации. Они прорывают и метаморфизуют отложения нижнего кембрия, в связи с чем их возраст условно принимается как ранне-среднекембрийский.

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Габбро, нориты, габбро-нориты, габбро-диориты, диориты, монцодиориты, сиениты, нефелиновые сиениты входят в состав четырех типов породных ассоциаций, отвечающих когтахскому, патынскому, большетаскыльскому и большереченскому комплексам.

Когтахский комплекс — габбро, габбро-диориты, монцодиориты ($v - v \sigma E_2k$) восточного склона Кузнецкого Алатау — включает в себя две вещественно-возрастные группы пород. К более ранней группе относятся щелочноземельные амфиболовые, авгит-амфиболовые и авгитовые габбро, эвкриты, габбро-диориты, диориты. Более поздняя группа пород объединяет биотит-авгитовые, биотит-двупироксеновые, оливин-биотит-авгитовые диорито-монцониты, диориты, иногда эссексито-диориты и эссекситы.

Породы обеих групп частью слагают самостоятельные тела, частью сочетаются в одних интрузивных массивах. Примеры массивов когтахского комплекса: Когтахский, Балахчинский, Частайгинский и некоторые другие интрузивы.

Патынский комплекс — габбро, сиениты ($v - \xi E_2p$) — распространен в Горной Шории, где в него входят массивы: Патынский, Узаский, Большой и Малый Культайгинские, Тронтагский, горы Купчи. Массивы имеют штоко- или воронкообразную форму, многофазны и состоят из продуктов двух основных фаз внедрения: более ранних габбро и поздних щелочных сиенитов. Габбро в основном принадлежат к оливиновым разностям с повышенными содержаниями титаномагнетита.

Щелочные сиениты состоят из грубополосчатого пертитового и антитертитового калинатрового полевого шпата, местами кварца (до 7 %), пироксена, ошелоченной роговой обманки, биотита. В некоторых

массивах им сопутствуют граносиениты и щелочные граниты. Сиениты слагают крупные тела, согласные с внутренней структурой массивов, и маломощные секущие дайки. Щелочные граниты наблюдаются только в виде немногочисленных даек. В патынском комплексе есть и нефелиновые породы ряда якупирангит — нефелиновый сиенит. Они образуют мелкие тела в экзо- и эндоконтактных зонах некоторых массивов.

Большетаскыльский комплекс — габбро, сиениты, нефелиновые сиениты ($v-v\epsilon_2bt$) — распространен на севере Кузнецкого Алатау. По составу и возрасту он аналогичен патынскому комплексу Горной Шории, включает в себя массивы горы Большой Таскыл, Ударнинский и некоторые другие.

Массив горы Большой Таскыл похож на Узасский и Большекультайгинский массивы Горной Шории. Он имеет изометричные очертания, площадь 40 км², воронкообразное строение. Сложен габбро первой фазы внедрения, в том числе оливиновыми титаномагнетитовыми, и более поздними щелочными сиенитами.

Ударнинский массив представляет собой крупное батолитоподобное тело длиной около 30 км и шириной до 8—10 км. Сложен преимущественно щелочными и нефелиновыми сиенитами, кое-где переходящими в уртиты, среди которых встречаются довольно значительные участки предсиенитовых габбро большетаскыльского типа. Некоторые исследователи считают щелочные породы Ударнинского массива девонскими. Однако основная масса щелочных и нефелиновых сиенитов этого массива, наиболее вероятно, имеет раннепалеозойский возраст [23].

Большереченский комплекс — габбро, габбро-нориты, нориты, диориты ($v\epsilon_2br$) — западного склона Кузнецкого Алатау лишен пород повышенной щелочности. Сложен он щелочноземельными, преимущественно безоливиновыми пироксеновыми габбро, габбро-норитами, норитами, габбро-пироксенитами, диоритами. Форма массивов — изометричные в плане штоки площадью 2,5—30 км². К этому комплексу относятся Большереченский, Заслонский, Калбайский и некоторые другие массивы Горной Шории [8].

Ассоциация габбро и сиенитов в охарактеризованных комплексах воспринимается при геологических исследованиях как единый парагенезис, в одинаковом выражении проявляющийся в различных частях Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Однако не исключено, что в генетическом плане габбро-сиенитовая ассоциация разнородна. Это отчасти подтверждается установленными на севере Кузнецкого Алатау фактами связи сиенитов с раннепалеозойским гранитоидным магматизмом.

Сиениты, граносиениты, нефелиновые и лейцитовые сиениты ($\xi\epsilon_2\delta$ — шалымский комплекс) распространены в Кондомской синклинальной структуре, где слагают (с юга на север) массивы горы Сокол (3×1 км), Кочуринский (6×2 км), Таштагольский (4,5×1,5 км), Шалымский (4,8×2 км), Таензинский (4,5×2 км), Шерегешевский (4×1,5 км). Эти массивы по форме представляют собой штоки. В массиве горы Сокол среди сиенитов, граносиенитов распространены нефелиновые и лейцитовые сиениты, в которых количество нефелина и лейцита достигает 15—45 %.

Минеральный и химический состав пород комплекса выдержан в центральных частях массивов. В краевых и особенно в апикальных и дайковых фациях возрастает количество калиевого полевого шпата, иногда альбита. Темноцветные минералы замещаются агрегатом актинолита и рудного минерала, что приводит к неравномерному повышению содержания калия, натрия и магнетита.

Менее эродированные Кочуринский и Таштагольский штоки расчленяются по вертикали на многочисленные дайкообразные тела, сложенные мелкозернистыми и порфиоровыми сиенитами и граносиенитами.

В более эродированных массивах — Шалымском и на юго-восточном фланге Шерегешевского — четко проявлена штокообразная форма тел.

Сиениты и граносиениты шалымского комплекса по петрографическому и петрохимическому составу аналогичны вулканическим породам мундыбашской свиты среднего кембрия, среди которых они располагаются и комагматами которых являются. На этом основании они датируются средним кембрием, хотя не исключена вероятность и более молодого возраста этой группы пород. Небольшие тела сиенитов располагаются в контактовом ореоле крупного Мустагского массива позднепалеозойских гранитов. Вулканиды мундыбашской свиты здесь испытывают окремнение, альбитизацию и биотитизацию. Есть основания предполагать, что часть сиенитов (альбититы) являются наиболее преобразованными вулканидами над нескрытыми апофизами гранитов.

ПОСЛЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ ЗОНЫ СМЯТИЯ

Гранито-гнейсы, граниты, мигматиты зон смятия ($\text{p}\gamma\text{E}_2^t$ — томский комплекс) распространены в центральной (осевой) части Кузнецкого Алатау. Они слагают Томский (35×12 км), Терсинский (60×12 км), Порожинский (30×10 км) акмолитоподобные массивы и более мелкие лентовидные, полосовидные, дайкообразные тела и реже штоки. Гранито-гнейсовые и гранитные массивы сопровождаются дайками гранит-аплитов, аплитов и пегматитов. Интрузивы размещаются в центральной части Кузнецко-Алатауского глубинного разлома, в так называемой Томской зоне смятия, имеют четко выраженную линейную форму тел и зональное строение. Центральные их части сложены крупно- и среднезернистыми гранитами, гранито-гнейсами, которые к периферии сменяются мелкозернистыми гранито-гнейсами. В контактовых зонах массивов гранито-гнейсы чередуются с плагиигранито-гнейсами, мигматитами и постепенно переходят во вмещающие гранитизированные амфиболиты, амфибол-полевошпатовые, амфибол-альбит-хлорит-серицитовые сланцы. Вместе с тем наблюдаются секущие контакты гранито-гнейсов и гранитов с вмещающими гранитизированными породами, что свидетельствует о некотором перемещении вещества в тектонически активных зонах смятия и метаморфизма. В контактовых зонах с вулканическими породами основного состава в гранито-гнейсах возрастает количество плагиоклаза до 50—65 % и уменьшается содержание калиевого полевого шпата, в связи с чем они образуют постепенные переходы к плагиигнейсам.

О времени образования гранито-гнейсов многие годы существуют две концепции. Одни исследователи считают, что гранито-гнейсы являются продуктом глубинного метаморфизма пород докембрийского фундамента, выведенного на поверхность, другие, исходя из фактически повсеместно наблюдаемых постепенных переходов гранито-гнейсовых тел через метаморфизованные породы к неметаморфизованным, рассматривают их как продукт зональной гранитизации в региональных зонах разломов и смятий, поражающих нижнепалеозойские толщи [24].

При геологических работах ПГО «ЗапСибгеология» в последние годы получен новый материал о преобразовании в гранито-гнейсы мундыбашской свиты среднего кембрия в Горной Шории.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Субвулканические габбро-диабазы, габбро-диориты ($\text{v}\beta'\text{E}_{2-3}$) распространены преимущественно в Салаирском крае. Они образуют среди позднепротерозойско-раннепалеозойских отло-

жений небольшие штоки, линзы, неки. Размещение их контролируется разломами. Формирование пород комплекса происходило преимущественно в субвулканических, реже гипабиссальных условиях. Габбро-диабазы, габбро-диориты прорывают отложения среднего и верхнего кембрия, а галька их встречается в нижнеордовикских отложениях.

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКАЯ ИНТРУЗИИ

Граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты, граниты, сиенито-диориты (мартайгинский — $\gamma-\delta E_2$ — *От* и садринский — $\gamma-\delta E_2$ — *Ос* комплексы), граниты, граносиениты, сиенито-диориты, сиениты, гранодиориты, лейкократовые граниты, гранит-порфиры (улень-туимский — $\gamma\delta-\xi\delta E_2$ — *Out* и тигертышский — $\gamma\delta-\xi\delta E_2$ — *От* комплексы) имеют большое площадное развитие в Кузнецком Алатау и принадлежат к единой гранитоидной формации, объединяющей несколько крупных гранитоидных ареалов. В различных по времени консолидации и литологическому профилю структурно-формационных зонах они относятся к разным комплексам. При одинаковой ярко выраженной неоднородности и непостоянстве состава этой петрографически пестрой формации выявляется четко проявленная латеральная зональность вещественного состава гранитоидов. Они подразделяются на несколько вещественных типов или разновозрастных комплексов. В северной половине Кузнецкого Алатау к раннепалеозойской гранитоидной формации относится мартайгинский диорит-гранодиоритовый комплекс. На юге региона очень близким к нему является садринский комплекс. В Батеневской зоне восточного склона раннепалеозойские гранитоиды относятся к тигертышскому и улень-туимскому комплексам гранитоидов. В западной части осевой зоны Кузнецкого Алатау гранитоидная формация раннего палеозоя представлена несколько более молодым по возрасту тельбесским комплексом. Границы между этими латерально сменяющимися друг друга ассоциациями нередко оказываются чисто условными. Становление гранитоидов названных комплексов обусловило окончательную консолидацию большей части геосинклинальных структур Кузнецкого Алатау.

В составе мартайгинского комплекса объединяются гранитоидные плутоны Марининской Тайги (Мартайги). Они залегают среди вулканогенных отложений раннего палеозоя и образуют два ареала. Первый ареал тяготеет к осевой зоне Кузнецкого Алатау и характеризуется пониженной щелочностью гранитоидов. Второй ареал расположен в пределах Кийской интрагеоантиклинальной структуры и занимает промежуточное положение между ареалом ошелоченных гранитоидов Батеневской зоны и ареалом низкощелочных гранитоидных плутонов западного склона. Некоторые исследователи склонны даже разделять мартайгинский комплекс на два самостоятельных разновозрастных комплекса.

Плутоны западной части Мартайги относятся к диорит-гранодиоритовой ассоциации. К ним принадлежат Кожуховский (250 км²), Центральнинский (570 км²), Федотовский (200 км²), Ольгинско-Ампалыкский (135 км²) и Ургадатский (90 км²) плутоны. Они характеризуются весьма ограниченным распространением ошелоченных пород и залегают среди осадочно-вулканогенных толщ позднего протерозоя и кембрия. Характерно зональное строение тел с более кислыми породами в центре массивов. Форма плутонов в плане резко вытянутая, подчиненная региональному простиранию складчатых и разрывных структур.

Плутоны сложены породами ряда: кварцевый диорит — гранодиорит — существенно плагиоклазовый гранит. Гранитоиды имеют повы-

шенную основность. В небольшом количестве присутствуют кварцевые сиенито-диориты и редко двуполевошпатовые сиениты.

Характерной особенностью строения всех плутонов является изобилие в них останцов вмещающих пород, в том числе добатолитовых габброидов, особенно многочисленных в эндоконтактных зонах. Роговики в зоне эндоконтакта преобразованы в диоритоподобные меланократовые породы, встречаются скарноиды. Намечается устойчивая на всех эрозийных уровнях зависимость состава гранитоидов от литологии вмещающих толщ, проявляющаяся, в частности, в приуроченности щелоченных пород к карбонатным толщам [23].

Особенность химизма гранитоидов западного ареала мартайгинского комплекса — низкая суммарная щелочность, повышенная основность и высокая натровость пород.

К плутонам восточной части Мартайги принадлежат Дудетский (500 км²), Николкинский (65 км²) и Салангинский (130 км²). Они сложены породами диорит-гранодиоритового ряда и щелочными гранитоидами, имеющими нередко повышенную основность. Плутоны залегают среди вулканогенных и карбонатных пород кембрия и отчасти среди добатолитовых габброидов. Породы повышенной щелочности представлены здесь сиенито-диоритами, двуполевошпатовыми сиенитами, граносиенитами и даже щелочными сиенитами, характерными для Николкинского и Салангинского плутонов. Последний практически не отличается по вещественному составу от щелочногранитоидных плутонов соседней Батеневской зоны (улень-туимский комплекс). В Дудетском и Салангинском плутонах развиты жильные и дайковые лейкограниты.

Мартайгинский комплекс относится к формационному типу батолитовых гранитоидов «пестрого» состава, в формировании плутонов которого ведущую роль играли процессы замещения.

Садринский комплекс ($\gamma\delta - \delta\epsilon_2 - Os$) выделяется на южной окраине Кузнецко-Алатауского региона в зоне сочленения Мрасского поднятия и Лебедского прогиба. Он представлен Лебедским, Садринским, Верхнекондомским и Верхнемрасским плутонами. Площадь плутонов порядка 150—175 км². Они прорывают вулканогенные, реже карбонатные (Верхнекондомский) отложения раннего и среднего кембрия, имеют грубозональное строение и вытянутую в близмеридиональном направлении форму.

Лебедской и Садринский плутоны слагаются существенно плагиоклазовыми гранитами, трондьемитами, тоналитами, гранодиоритами, кварцевыми монцонитами и кварцевыми диоритами, связанными между собой постепенными переходами. В Верхнекондомском массиве, кроме кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов, встречаются в небольшом количестве кварцевые сиенито-диориты, двуполевошпатовые сиениты и грубопертитовые сиениты. Они слагают небольшие участки среди гранитоидов, с которыми имеют постепенные взаимопереходы. Образование сиенитов является результатом послемагматического калиевого метасоматоза [23]. Калиевый метасоматоз плагиогранитов отмечался также в Чанышском, Толонском, Садринском и других массивах, где он пространственно и причинно связан с внедрением даек сиенит-аплитов, выходящих за пределы массивов в отложения среднего девона. В этом случае плагиограниты приобретают свежий облик, розоватую окраску, а их радиологический возраст оказывается омоложенным до 214, 219, 350 млн. лет.

В Батеневской зоне восточного склона Кузнецкого Алатау к раннепалеозойской гранитоидной формации принадлежат плутоны тигертышского ($\gamma\delta - \xi\delta\epsilon_2 - OI$) и улень-туимского ($\gamma\delta - \xi\delta\epsilon_2 - Out$) комплексов. Наиболее крупные из них — Тигертышский (3400 км²), Уйбатский (1500 км²), Белоюсско-Туимский (900 км²), Саралинский (650 км²). Вмещающие породы представлены карбонатными, реже осадочно-вул-

каногенными отложениями позднего протерозоя, кембрия и габброндами когтахского комплекса. В контактах с гранитоидами эти породы преобразованы в роговики, часто диоритизированные и сиенитизированные, скарноиды, скарны, пироксен-плагноклазовые породы, нередко встречающиеся и в эндоконтактных зонах плутонов. Гранитоиды отличаются большой неоднородностью состава и часто содержат измененные останцы боковых пород. Характерные особенности плутонов — повышенная щелочность гранитоидов и грубодвухфазное строение тел. Большая часть объема плутонов слагается ошелоченными гранитоидами повышенной основности: сиенито-диоритами, двуполевошпатовыми сиенитами, гранодиоритами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами (первая фаза). В контактах с карбонатными породами щелочность сиенито-диоритов и двуполевошпатовых сиенитов нередко возрастает, и они постепенно сменяются щелочными пертит-антипертитовыми и иногда нефелиновыми сиенитами (Уйбатский плутон).

Большое развитие имеют граниты более поздних инъекций (вторая фаза). Они представлены средне- и крупнозернистыми, иногда порфировидными гранитами, жильными и дайковыми мелкозернистыми и аплитовидными лейкогранитами, аплитами и гранит-порфирами. Местами они образуют штоки. Особенно большое количество даек и мелких штоков лейкократовых гранитов и гранит-аплитов наблюдается в Уйбатском и Саралинском плутонах. Некоторые исследователи выделяют эти граниты в самостоятельный комплекс. Пространственная разобщенность лейкогранитов, с одной стороны, и щелочных и нефелиновых сиенитов — с другой, позволяет рассматривать последние как временные эквиваленты гранитов второй фазы. Образование щелочных и нефелиновых сиенитов происходило в заключительную поздне- и послемагматическую стадию формирования плутонов.

По условиям формирования и особенностям вещественного состава улень-туимский комплекс отвечает гранитоидам типа батолитовых формаций.

Ордовикские субвулканические диоритовые порфириты, диориты, гранитовые порфиры, граносиенитовые порфиры, граносиениты слагают дайки, некки, небольшие штоки, которые из-за малых размеров не показаны на карте. Они являются комагматами вулканических пород ордовикского возраста (тайменская свита) и вместе с ними образуют единую вулкано-плутоническую ассоциацию. Диоритовые порфириты и диориты представляют собой микро-, мелко- и среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой порфировой (в диоритовых порфиритах) структурой и массивной текстурой. Граносиенитовые порфиры и граносиениты обладают мелкозернистой гранитовой, порфировой структурой, массивной текстурой.

ОРДОВИКСКО-СИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Гранодиориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, граниты (тельбесский комплекс — $\gamma\delta$ — δO — St в Кузнецком Алатау) распространены в западной части осевой зоны Кузнецко-Алатауского региона. Гранитоидные ассоциации комплекса являются близкими формационными аналогами мартайгинского и садринского комплексов и представлены Тельбесским (800 км²), Ортонским плутонами и сопровождающими их более мелкими телами (Мостокольский массив и др.).

Тельбесский плутон в плане имеет вытянутую в направлении простирающихся вмещающих структур форму. Он прорывает вулканогенные породы кембрия, терригенно-осадочные породы позднего кембрия и раннего — среднего ордовика, перекрывается красноцветными конгломератами.

тами и песчаниками раннего девона. Внутри массива наблюдаются крупные, вытянутые согласно простиранию этих толщ, многочисленные неперемещенные останцы боковых пород. Распространены и останцы преобразованных габбро-норитовых тел большереченского комплекса. В экзоконтактах широко развиты диоритизированные, сиенитизированные и гранитизированные роговики, скарноиды, магнезиальные скарны.

В периферических частях плутона развиты диориты и сиенито-диориты в центральной — граниты и гранодиориты. К жильным породам принадлежат аплиты, аплитовидные лейкограниты и гранит-порфиры, встречающиеся в виде редких даек. Аналогичное строение имеют и другие плутоны комплекса.

В петрохимическом отношении породы тельбесского комплекса в целом аналогичны породам мартайгинского комплекса.

В Западном Саяне ордовикско-силурийские интрузии представлены гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и большепорожского комплекса ($\gamma\delta - \delta\theta - Sb\rho$).

РАННЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИИ

Тералиты, эссекситы, габбро, ийолиты, ийолит-уртиты, нефелиновые сиениты ($ev - \kappa D_{1-2}k\check{s}$ — кня-шалтырский комплекс) распространены в северо-восточной части Кузнецкого Алатау, где слагают ряд мелких многофазных штоков размером в поперечнике до 4—5 км. Залегают среди вулканитов раннего — среднего девона, интрузивными эквивалентами которых они являются, или среди отложений раннего палеозоя. К массивам этой группы относятся Кня-Шалтырский, Горячегорский, Кургусульский, Белогорский, Батанаюльский, Семеновский интрузивы, массив горы Дедовой и др. Кня-Шалтырский интрузив на 80 % сложен биотит- и баркевикитсодержащими оливин-титан-авгитовыми габбро и на 20 % уртитам, которые рвут габбро. В состав Горячегорского массива входят лейкократовые тералиты (33 % площади интрузива), тералито-сиениты (11 %), полевошпатовые уртиты (23 %), нефелиновые сиениты (33 %). Формирование интрузии началось с внедрения тералитов и тералито-сиенитов, затем следовали уртиты, в заключение нефелиновые сиениты. Кургусульский массив состоит из тералитов, эссекситов и рвущих их фойяитов, Батанаюльский — из берешитов, тералитов, нефелиновых монцонитов. В Белогорском массиве 82 % площади занимают тералиты, остальное — нефелиновые сиениты. Семеновский массив, представляющий серию сближенных близповерхностных штоков, силлов и даек, включает продукты пяти фаз внедрения (от ранних к поздним): 1) мельтейгиты и берешиты, 2) тералито-порфириты, тералито-монцониты и нефелиновые сиениты, 3) нефелиновые монцониты и нефелиновые сиениты, 4) долериты, 5) щелочноземельные и щелочные сиениты. Массив горы Дедовой сложен биотитсодержащими титан-авгитовыми габбро (85 % площади) и рвущими их фойяитами.

Почти все породы комплекса принадлежат к разностям с повышенным содержанием натрия, часто обнаруживают повышенную глиноземистость. Она свойственна некоторым габброидным членам ассоциации, но особенно лейкократовым разностям, в первую очередь уртитам. Уртиты Кня-Шалтырского массива эксплуатируются как небокситовое глиноземное сырье.

Среднедевонские субвулканические кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, альбитофиры, гранитовые порфиры (qlD_2) распространены в Буготакско-Митрофановской геосинклинали Колывань-Томской зоны (массивы гор Чумакова Сопка, Буготакские Сопки и др.), в Кузнецком Алатау, Горной Шории.

Тела субвулканических порфировых пород залегают среди вулканогенно-осадочных отложений среднедевонского возраста, с кислыми вулканиитами которых предполагается их комагматичная связь. Формы тел порфирового комплекса — дайки, лакколлиты, межпластовые залежи, куполообразные штоки размером от 1×2 км (изометричные) до 1×8 км (линейно-вытянутые). В составе субвулканических тел наиболее распространены альбитофиры, ассоциирующие с ними кварцевые порфиры; реже встречаются фельзит-порфиры, кварцевые альбитофиры.

Породы порфирового комплекса претерпели ряд субвулканических гидротермальных изменений — окремнение и серицитизацию с превращением во вторичные кварциты, альбитизацию и сульфидизацию.

Возраст комплекса устанавливается по распространению его тел среди среднедевонских отложений и отсутствию их в вышележащих породах.

Субвулканические щелочные и нефелиновые породы среднедевонского возраста распространены на западной окраине Северо-Минусинских впадин, преимущественно в районе Базырского поднятия среди нижне-среднедевонских вулканогенных пород трахилипарит-трахибазальтовой формации быкарской серии. Они образуют небольшие изометричной или удлиненной формы тела, не показанные на карте. Наиболее типичными являются куполовидные штоки, дайки, трубообразные и силловидные залежи мощностью до 160 м, переходящие местами (в бассейне р. Урюп) в образования поверхностной фации (потоки, покровы нефелиновых горизонтов).

В состав комплекса входят тешениты. Их глубинные аналоги — горячиты, тешенит-пироксениты, берешиты (ийолит-порфиры), нефелиниты, фонолиты, отличающиеся структурой и различным соотношением компонентов. Они представляют собой породы порфирового облика с полно- или скрытокристаллической структурой основной массы, нефелином, реже щелочным пироксеном в порфировых выделениях; менее распространены афировые разности. Породы комплекса относятся к группе недосыщенных кремнеземом, резко пересыщенных глиноземом, щелочами с натровым уклоном, высокотитанистых.

Возраст комплекса определяется как среднедевонский по секущему залеганию в нижне-среднедевонских эффузивно-пирокластических образованиях быкарской серии, с которыми интрузии обнаруживают петрологическое и геохимическое родство и структурно-фациальные переходы.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИИ

Щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, сиениты, граносиениты, щелочные граниты, габбро ($\varepsilon\xi$ — $\gamma\xi D_{2-3}k$ — кийский комплекс на севере Кузнецкого Алатау, карышский (kr) — на восточном его склоне, каратагский (kt) — в Горной Шории) слагают различные по размерам и формам тела от даек до довольно крупных массивов площадью в несколько десятков квадратных километров. Четче всего эта группа интрузивных образований обособлена на восточном склоне Кузнецкого Алатау (карышский комплекс), где к ней относятся Карышские и Улугзасский массивы.

Два сближенных в пространстве Карышских массива суммарной площадью 120 км² залегают среди отложений раннего палеозоя. Они сложены гастингситовыми и эгирин-авгитовыми бескварцевыми и кварцевыми щелочными сиенитами, щелочными граносиенитами, сопровождаемыми большим количеством даек щелочных сиенитов, граносиенитов, гранитов, сельвсбергитов, сиенит- и граносиенит-порфиров, микрогранитов, лампрофиров щелочногабброидного состава и других жиль-

ных пород. Среди щелочных сиенитов на участке площадью 1 км² встречены нефелиновые сиениты.

Улугзасский массив (30 км²) состоит из мелко- и среднезернистых преимущественно роговообманковых граносиенит-порфиров и гранит-порфиров и более редких щелочных сиенитов. Имеются дайки щелочных гранитов и граносиенитов.

Массивы каратагского комплекса в Горной Шории (Большой и Малый Каратаг) общей площадью 45 км² имеют несколько иной состав. По данным С. С. Ильенка [26], первый сложен щелочными сиенитами при резко подчиненном количестве нефелиновых сиенитов, сиенито-диоритов и диоритов. В состав Малокаратагского штока входят граносиениты, граниты, щелочноземельные и щелочные сиениты, монцониты, сиенито-диориты, диориты, габбро. Формирование этих пород происходило в две фазы: в раннюю внедрялись габбро, в более позднюю — граниты и сиениты. Взаимодействие гранит-сиенитовой магмы с габбро привело к появлению диоритов, монцонитов, сиенито-диоритов.

Оба Каратагских массива представляют собой штоки, формировавшиеся в близповерхностных условиях. Предполагается комагматичная связь пород Большого Каратага с вулканитами диабазового, андезитового и трахитового состава. Возраст комплекса определяется по интрузивному залеганию пород Большого Каратага среди красноцветных отложений живета.

Определение объемов среднепалеозойских кийского и горячегорского комплексов щелочных и нефелиновых сиенитов, граносиенитов и габбро, распространенных на севере Кузнецкого Алатау, затруднительно. В этом районе широко распространены сходные по составу раннепалеозойские интрузивные образования, включенные в большетаскыльский и мартайгинский комплексы, отделить которые от подобных пород среднего палеозоя непросто. Некоторые исследователи к среднепалеозойским образованиям относят большинство щелочных и субщелочных пород Кузнецкого Алатау, другие — существенно ограничивают объем среднепалеозойских интрузивных пород, включая в кийский и горячегорский комплексы лишь образования с надежными свидетельствами их среднепалеозойского (девонского) возраста. Таковыми являются щелочные, нефелиновые и либнеритовые сиениты, которые образуют дайки и мелкие штоки, интродуцированные в ранне-среднедевонские отложения Талановского грабена. Сиенитам сопутствуют несколько более поздние по времени дайки и, возможно, мелкие штоки щелочных гранитов, граносиенитов и микрограносиенит-порфиров, а в южной части грабена — калишпатовые габбро, габбро-монцониты и монцониты, которые слагают шток площадью 0,6 км².

За пределами Талановского грабена к кийскому комплексу может быть отнесен Макаракский сиенит-габбровый массив. Он залегает в виде штока площадью 4 км² среди раннепалеозойских и проблематично девонских отложений. Сложен он слабощелочными офитовыми габбро и либнеритовыми сиенитами.

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИИ

Габбро-диабазы, диабазы, диабазовые и диоритовые порфириды ($v\beta'D_3$) распространены в пределах Буготакской горст-антиклинальной структуры Кольвань-Томской зоны среди вулканогенно-осадочных пород буготакской, пачинской и укропской свит и в северо-западной части Салаира. Они образуют крутопадающие дайки, изометричные и линейные штоки, некки, реже силлы, лакколиты протяженностью от десятков метров до нескольких километров, мощностью от 1—10 до 500—600 м.

В Салаирском кряже мелкие тела габбро-диабазов распространены широко, особенно в северной его части. Большинство этих тел сечет раннепалеозойские толщи, а близ с. Усть-Чемского небольшой шток габбро-диабазов прорывает отложения живецкого возраста.

Чебулинский комплекс субщелочных гранитов, граносиенитов ($\gamma - \gamma \xi D_3 \dot{c}$) объединяет несколько небольших массивов на севере Кузнецкого Алатау. В Горной Шории распространены мезенский комплекс субщелочных гранитов ($\gamma - \gamma \xi D_3 m$). К первому из них относятся Чебулинский, Тыштымский, Богородский, Глуховский, Малотаскыльский массивы, ко второму — Мезенский, Тамбовский и др., приуроченные к зонам разломов. В составе массивов присутствуют биотитовые сиениты, биотит-роговообманковые граносиениты, граниты, гранит-порфиры, эгирин-биотитовые и эгирин-рибекитовые граниты, аляскиты. Породы имеют массивную, реже гнейсовидную текстуру, гипидиоморфнозернистую, реже порфировую структуру. Широко проявлена в них альбитизация. Массивы субщелочных гранитов прорывают фаунистически охарактеризованные отложения среднего девона, а перекрываются нижнемеловыми осадками. Комплекс датируется поздним девоном, но существует представление и о более молодом (позднепалеозойском) его возрасте.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Диоритовые (авгитовые), диабазовые порфириты слагают дайки в центральной части Кольвань-Томской складчатой области. Из-за малых размеров они не показаны на карте. Порфириты состоят из авгита, основного плагиоклаза и аксессуарных минералов — магнетита, ильменита, апатита, имеют порфировую структуру. Породы актинолитизированы, хлоритизированы и альбитизированы. Они имеют активные контакты с породами раннекарбонového возраста, подвергаются ороговикованию и скарнированию со стороны позднепалеозойских гранитоидов обского комплекса.

Габбро, габбро-нориты, верлиты ($\gamma \delta PZ_3 s$ — седовозаимский комплекс) распространены в Кольвань-Томской складчатой зоне. Они слагают одноименный лополитоподобный грубо расслоенный массив площадью до 0,5 км² и серию более мелких линзообразных [50]. Седовозаимский массив располагается среди нижнекаменноугольных отложений. Его придонная часть сложена автометасоматически измененными верлитами, верхняя — двупироксеновыми амфиболитизированными габбро, габбро-норитами, габбро-долеритами. В массиве распространены пирротин, халькопирит, пентландит, которые образуют скопления в его придонной части.

Породы седовозаимского комплекса имеют активный контакт с нижнекаменноугольными отложениями и пересекаются дайками аплитов обского гранитоидного комплекса. В формационном плане комплекс ближе всего соответствует дунит-пироксенит-габбровому типу.

Граниты, гранит-порфиры, гранодиориты, гнейсограниты ($\gamma PZ_3 o$ — обской комплекс в Кольвань-Томской и Обь-Зайсанской складчатых зонах, в Салаире; $\gamma PZ_3 ju$ — юстыдский, или калбинский, комплекс в Горном Алтае; $\gamma PZ_3 m$ — мустагский комплекс в Горной Шории) наиболее широко проявлены в структурах герцинской геосинклинальной системы и менее — в сопряженных с ней салаиро-каледонских складчатых структурах. Массивы обского комплекса вскрываются в редких коренных обнажениях по р. Оби и ее притокам Ине, Плющихе, в карьерах вокруг г. Новосибирска и скважинах на левобережье Оби. Объединение разрозненных выходов и оконтуривание массивов проведено с учетом магнитных полей и результатов бурения.

Предполагается приуроченность интрузивов к региональной зоне разломов северо-восточной ориентировки. По особенностям морфологии среди интрузивов выделяются крупные батолиты площадью до 1300 км² (Обской массив), акмолитообразные (Новосибирский массив) и штоко-видные тела площадью от 30 км² (Кольванский) до 150 км² (Барлакский массив) и др. [36]. Гранитные тела прорывают известково-песчано-сланцевые отложения пачинской и юргинской свит позднедевонского возраста, терригенные породы инской серии (D₃—C₁) и, возможно, балахонской серии перми—карбона. По составу и условиям залегания интрузивы обского комплекса разделяются на две группы: дискордантные тела с отчетливо проявленными рвущими контактами, сложенные биотитовыми и двуслюдяными гранитами (Кольванский, Барлакский, Сенчанский, Орловский массивы), и конформные тела батолитового и акмолитообразного типа, сложенные биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, адамеллитами, гранодиоритами, диоритами, гнейсо-гранитами, гнейсо-диоритами с развитием в контактах постепенных переходов во вмещающие осадочные породы (Новосибирский, Обской, предположительно Пихтовский массивы).

Различия в составе и морфологии первоначально служили основанием к выделению среди гранитоидов Приобья двух разновозрастных комплексов, а позднее — к представлению о двухфазности интрузии. Однако установленные последующими детальными работами взаимоотношения пород обеих названных групп свидетельствуют о фациальных, а не фазово-временных отношениях между ними.

Дайковые и жильные тела обского комплекса разнообразны по составу. Кислые дериваты распространены преимущественно в эндоконтактовой зоне массивов, основные — более широко, за их пределами. Наиболее характерны из кислых разновидностей аплиты, пегматиты, микропегматиты, более редки жилы гранит-порфиров. Среди даек среднего состава преобладают диоритовые и диабазовые порфириты, микродиориты, лампрофиры типа спессартит-керсантитов. Наиболее мощные тела аплитов связаны с пологими трещинами.

Контактовый метаморфизм проявился в ороговиковании, биотитизации вмещающих песчано-сланцевых пород, в скарнировании известняков. Ширина контактового ореола непостоянна, колеблется от десятков и первых сотен метров вдоль крутопадающих контактов до нескольких километров в области пологого залегания кровли массива. Породы зоны контактового метаморфизма представлены биотит-диопсид-кварц-полевошпатовыми, кварц-биотит-полевошпатовыми, диопсидовыми роговиками.

Возраст обского комплекса определяется по прорыванию пород раннекаменноугольного возраста; верхняя граница интрузии не установлена. Радиологические определения возраста калий-аргоновым методом (по биотиту и породе) показывают разброс от 229 млн. лет (триас) до 285 млн. лет (ранняя пермь). Большая часть (12 из 15) определений по четырем массивам имеет значение от 244 до 274 млн. лет, что соответствует диапазону ранняя — поздняя пермь.

Юстыдский комплекс (γPZ_{3ju}) широко распространен в пределах всех структурно-формационных зон Горного Алтая, где известен под названием комплекса редкометальных гранитов калбинского типа. Он представлен крупными батолитами существенно биотитовых порфировидных гранитов мезоабиссальной фации глубинности: Белокурихинский (500 км²), Бабырганский, северная часть Талицкого (Огневский), Турочакский (1300 км²) и ряд более мелких массивов.

Биотитовые порфировидные граниты комплекса относятся к формации гранитных батолитов. Батолиты имеют пластообразную форму и крутые подводящие каналы. В последних вскрываются корневые зоны, сложенные гранито-гнейсами и мигматитами. Характерно широкое про-

явление калиевого автометасоматоза, за счет чего в гранитах развиваются крупные (длиной до 5—10 см) порфиробласты микроклина, иногда рибекит. Вблизи контактов с известняками появляются граносиениты и сиениты. В краевых и апикальных зонах массивов распространены мусковитовые и мусковито-биотитовые лейкократовые граниты, связанные с биотитовыми постепенными переходами, реже отделенные четкими границами. В краевых зонах Турочакского и Талицкого батолитов, залегающих в карбонатно-магнезиально-железистой среде (мраморы, доломиты, порфириты и порфириды), наблюдаются гибридные породы (до габбро включительно). Среди жильных пород комплекса характерны аплиты, гранит-порфиры, граносиениты, а в более глубоко эродированном Белокурихинском массиве — жилы пегматитов. Вмещающие породы в контактовых зонах массивов ороговикованы, скарнированы, мраморизованы.

Относительно возраста гранитов Горного Алтая нет единого мнения. Они прорывают отложения верхнего девона; о верхней возрастной границе сведений нет. Имеются определения радиологического возраста гранитоидов, выполненные калий-аргоновым методом: Турочакский массив — 238—330 млн. лет; Белокурихинский — 212, 255, 330, 336 млн. лет; Талицкий — 240, 260, 262, 264, 268, 272 млн. лет; Бабырганский — 227, 245, 283 млн. лет. В Турочакском массиве полученные возраста несколько удревлены за счет взятия проб в эндоконтакте массива, где обычно присутствует избыточный аргон.

Гранитоиды мустагского комплекса (γPZ_m) распространены в Горной Шории, где они слагают крупный Мустагский массив и ряд более мелких — Сарлыкский, Инский и др. Они сложены крупно-, средне- и мелкозернистыми, часто порфиroidными гранитами, реже гранодиоритами. В эндоконтактовой зоне Мустагского массива встречаются кварцевые диориты и диориты. По вещественному составу, петрохимическим и металлогеническим особенностям названные массивы близки к массивам обского и юстыдского (калбинского) комплексов.

ТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Диабазы, долериты, базальтовые порфириты, долерит-монцониты, монцониты (βT_t — тутуясский комплекс) слагают sillы и дайки, залегающие среди угленосных отложений карбона и перми Кузнецкого прогиба. Мощность sillов 10—130 м, даек — до десятков метров, протяженность sillов несколько десятков метров.

Диабазы, долериты и базальтовые порфириты принадлежат к оливиновым и безоливиновым разностям. Долерито-монцониты сложены лабрадором, калинатровым полевым шпатом, гортонолитом, клинопироксеном, кварцем, амфиболом и биотитом. Монцониты состоят из андезина, калишпата, роговой обманки, клинопироксена, кварца, биотита. Средний химический состав долерито-монцонитов близок к среднему составу эссексита.

Долеритовые интрузии распространены повсеместно в Кольвань-Томской зоне, Кузнецком и Горловском прогибах; более редки они на Салаире и в Кузнецком Алатау. Тела долеритов принадлежат к гипабиссальной фации, размеры их невелики. Наиболее распространены подчиненные молодой разломной тектонике секущие линейные и ветвящиеся субширотные дайки длиной 1—4 км при мощности до 100 м, штоковидные тела (долеритовый шток на р. Мосиха площадью 2—3 км²), лакколитообразные залежи и sillы мощностью до 20—30 м в ядрах складок угленосных отложений Горловского прогиба. Секущие тела имеют крутое падение. Высокая магнитоактивность долеритов позволяет

по линейным аномалиям проследивать погребенные под рыхлым покровом дайковые тела долеритов и их серии. Долериты залегают в Колывань-Томской зоне среди отложений позднего девона — раннего карбона гранитоидов Обского массива, в Горловском прогибе — среди пермокарбонатов отложений верхнебалахонской свиты, в Горной Шории — среди юрских отложений Казаньского грабена. В состав долеритового комплекса входят долериты, оливковые и кварцевые долериты (в относительно крупных телах), долеритовые порфириды (в мелких дайках). В северо-восточной части Колывань-Томской зоны проявлена щелочная ветвь, представленная эссексит-долеритами, монцонитами, слагающими интрузию на правом берегу р. Томь. По петрохимическому составу породы комплекса близки к долеритам по Р. Дэли, иногда с заметным отклонением в сторону щелочности.

Возраст долеритов определяется предположительно как триасовый на основании их петрологического сходства с базальтоидными породами тутуяского комплекса и их аналогами, вскрытыми в интрузивном залегании среди пород туринской серии (триас) у г. Тюмени. Абсолютный возраст долеритов, определенный методом сравнительной дисперсии двупреломления (по плагиоклазу) составляет 237 ± 4 млн. лет, что соответствует триасу.

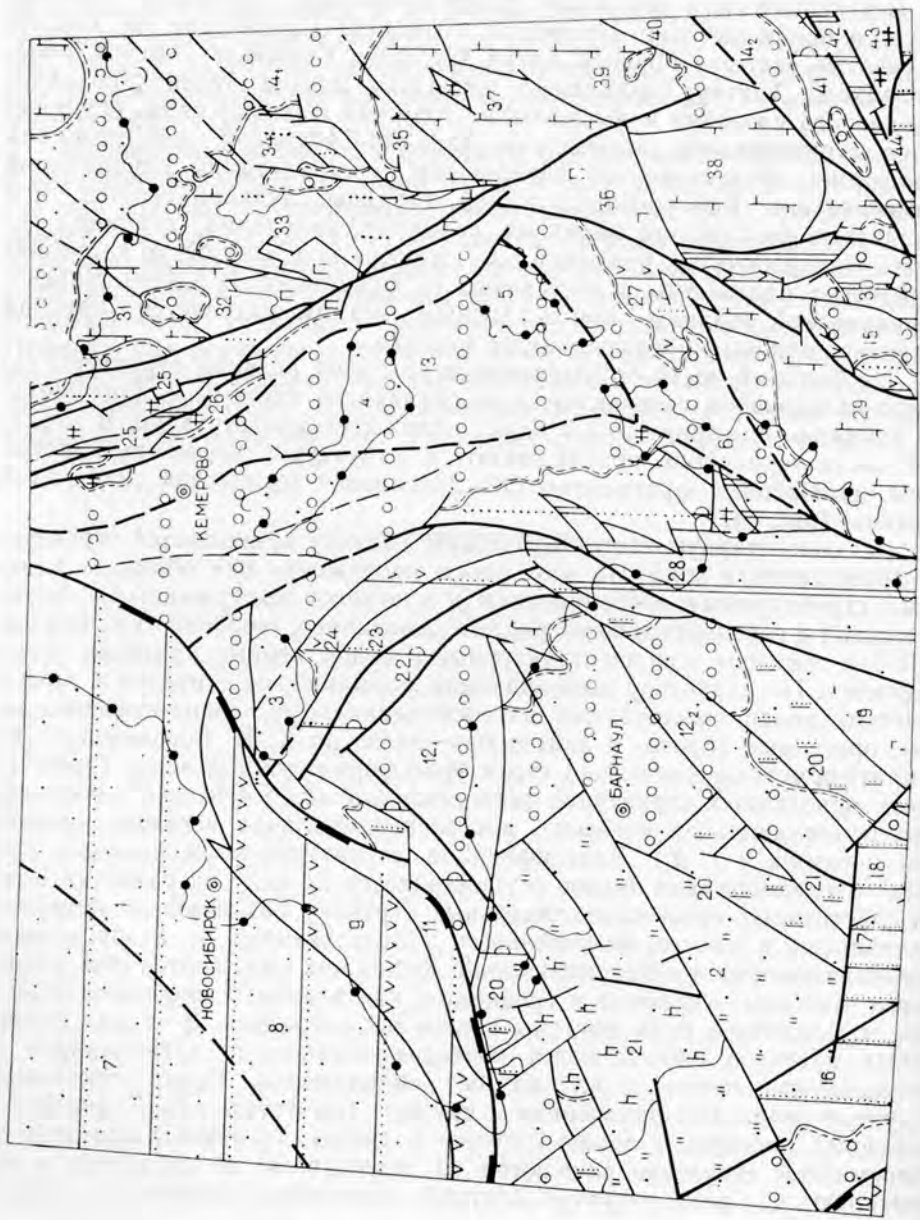
Нефелиновые порфиры и фонолиты мезозойского возраста известны в юго-западной части Колывань-Томской складчатой зоны, у г. Камень, где они слагают штокообразное интрузивное тело [11]. Из-за малого размера этот шток на карте не показан. Нефелиновые порфиры и фонолиты сложены либнеритизированным нефелином, ортоклаз-пертитом, реже эгирином и лепидомеланом, встречающимися преимущественно в основной массе. В породах проявлена цеолитизация и флюоритизация. Нефелиновые порфиры и фонолиты залегают среди глинистых сланцев верхнего девона. Верхняя возрастная граница их не установлена. Радиологический возраст пород, определенный калий-аргоновым методом, составляет 228—133 млн. лет и в среднем соответствует триасу.

ТЕКТОНИКА

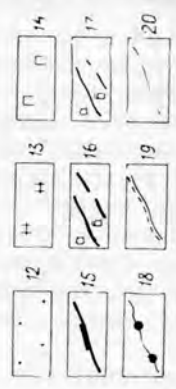
В тектоническом отношении рассматриваемая территория характеризуется исключительно интересной позицией. Слагающие ее крутые складчатые системы Горного Алтая, Салаира, Кольвань-Томской зоны, Кузнецкого Алатау, прошедшие несколько циклов геосинклинально-складчатого развития и выраженные горными сооружениями, сопряжены со структурными элементами Западно-Сибирской эпигерцинской платформы, представленной различными пространствами одноименной низменности и Бийско-Барнаульской впадины. Устанавливается, что складчатые сооружения байкалид, салаирид, каледонид, герцинид по системам ступенчатых разломов погружаются под мезозойско-кайнозойский чехол платформы и составляют ее фундамент. В районе Бийско-Барнаульской впадины под осадочным чехлом выделяется крупная структура одноименного срединного массива.

На большей части описываемой территории развиты структуры салаиро-каледонской геосинклинально-складчатой системы с фрагментами байкалид, выступающих в ядрах положительных структур. В западной части территории прослеживаются структуры Кольвань-Томской зоны, являющейся фрагментом Обь-Зайсанской герцинской складчатой системы (рис. 1).

За элементарную геотектоническую единицу принимается структурно-формационная зона. На всем своем протяжении она обладает близкими структурными особенностями и слагается выдержанными вертикальными и горизонтальными рядами однотипных геологических формаций. На границах зон их структурные и вещественные признаки резко меняются. По характеру выполняющих формаций, их структур и геофизических полей различаются эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные, орогенные (прото- и дейтероорогенные, по К. В. Боголепову) [9] и платформенные (плитные) структурно-формационные зоны. Совокупность однотипных структурно-формационных зон именуется мегазоной (эвгеосинклинальная мегазона, миогеосинклинальная мегазона, орогенная мегазона и т. д.). Классификация структурно-формационных зон всех геотектонических этапов осуществляется по типу их развития. Среди собственных ортогеосинклинальных структур различаются эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные унаследованные и инверсионные мегантиклинории и мегасинклинории. Кроме них выделяются еще устойчивые массивы — краевые и срединные, как элементы сквозного развития, и различного рода выступы комплекса основания. В чехлах устойчивых массивов обособляются конседиментационные антиклинории и конседиментационные и наложенные синклинории. Среди орогенных структур различают внутренние и краевые (по отношению к орогенной мегазоне) прогибы, а также грабены и рифты. Орогенные поднятия в современной структуре сливаются со структурами их субстрата и не картируются. Среди структур плитного комплекса различаются тради-



Формации	Этапы, мегакомплексы	
	салаирско-каледонский	герцинский
1		
2	∩	
3	∪	∪
4	∩	∩
5	∩	∩
6	∩	∩
7	∩	∩
8	"	"
9	h	h
10	∩	∩
11	∩	∩



0 25 50 75 км

Рис. 1. Схема тектонического районирования

1—5 — типоморфные формации структурно-формационных зон герцинид и салаиро-каледонид: 1 — офиолитовая ассоциация, 2 — дифференцированные базальтоиды с натровым химизмом и коматичная габбро-плагитогранитная, 3 — базальт-андезит-липаритовая (с высокоглимезимистыми базальтами и с повышенной щелочностью липаритов), гранит-гранодиоритовая, 4 — ритмично-слоистая алевропесчано-сланцевая (турбидитная), гранит-тоналит-плагитогранитная, орогенная гранитная, 5 — раннеорогенные молаассоидная с андезитами и гранитоидная пестрого состава, 6 — 11 — типоморфные формации чехлов устойчивых массивов: 6 — карбонатные, кремнисто-карбонатные, вулканогенно-карбонатные, габброидные, пестрых гранитоидов, орогенная глинистая, 7 — ритмично-слоистые алевропесчано-сланцевые (турбидитные), орогенная гранитная, 8 — черносланцевая, кремнисто-сланцевая с подчиненными базальтоидами, габбро-диабазовая, орогенная гранитная, 9 — спилит-диабазовая с подчиненными кремнистыми сланцами, орогенная глинистая, 10 — раннеорогенная песчано-сланцевая с андезитами, базальтовыми, базальтовыми, в том числе гранит-граносиенитовая и щелочных сиенитов, 11 — орогенные молаассовая, угленосные, андезит-дацит-липаритовые, базальтовые, в том числе субщелочные и траповые, комагматы вулканитов, гранит-граносиенитовая, щелочных сиенитов; 12—14 — тектонические мегакомплексы нерасчлененной складчатых систем, 15—17 — разломы: 15 — по границе герцинской и салаиро-каледонской складчатых систем, 16 — по границам структурно-формационных зон (а — достоверные, б — предполагаемые), 17 — прочие (а — достоверные, б — предполагаемые); 18—20 — стратиграфические границы: 18 — по подошве неогектонического и плитного мегакомплексов, 19 — по подошве герцинского мегакомплекса, 20 — по границам формационных комплексов. Цифры на рисунке — номера структурно-формационных зон по типам разветвля. Неотектонический и плитный мегакомплекс: 1 — Западно-Сибирская плита; 2 — Бийско-Барнаульская впадина; 3 — Доронинская впадина; 4 — Центрально-Кузнецкая впадина; 5 — Тульская впадина; 6 — Неня-Чумышская впадина. Герцинский мегакомплекс: 7 — Пазинно-Сенькинская (ИМА); 8 — Новосибирская (ИМА); 9 — Митрофановско-Буготакская (ЭКА); 10 — Рудно-Алтайская (ЭКА); 11 — Горловско-Ташминская (ДОП); 12 — герцинские структуры Бийско-Барнаульская (дОвп), 14₂ — Южно-Миусинская (дОвп); 15 — Уйменско-Лебедская (дОП), Салаиро-каледонский Миусинская (дОП); 14₁ — Северо-Миусинская (МУС); 16 — Чарышская (МУС); 17 — Талицкая (МУА), 18 — Ануйско-Чуйская (МУС); 19—21 — Бийско-Барнаульский УМ; 19 — Белокурихинская (ВКО), 20 — непоименованные КС, 21 — Урско-Бачатская (ЭКС); 25—30 — Озерно-Кузнецкая мегазона: 25 — Суевино-Жуланхинская (ЭУС), 23 — Чеснокова (ЭУМС), 28 — Чумышская (Оп), 29 — Бийская (УМ), Бийско-Катунская (КА), 30 — Уйменско-Тайдонская (ЭУМС), 26 — ВКО, 27 — Тельбесская (ЭУМС), 31—40 — Салаиро-каледонские структуры Хакасского УМ; 31 — Кожуховская (НС), 32 — Терсинско-Кийская (КА), 33 — Тулу-Лебедская (ЭУМС); 34 — Саралинская (КА), 35 — Июсская (ЭНС), 36 — Томско-Терсинская (ВКО), 37 — Тигертыско-Аспотагская (КА), 38 — Мрасюльская (КС), 39 — Батеневско-Беллукская (КС), 40 — Саксыро-Таятская (КА); 41—44 — структуры Западного Саяна: 41 — Северо-Саянская (ЭУМС), 42 — Кызаско-Ойская (Оп), 43 — Джебашская (ВКО), 44 — Центральная (ММА).

Сокращения: А — антиклинорий; С — синклинорий; МА — мегантиклинорий; МС — метасинклинорий; Оп — офлюидитовый пояс; УМ — устойчивый массив; ВКО — выступ комплекса основания; ПОП, дОП — прото-, дейтероорогенный прогиб; Э — эвгеосинклинальный; М — многоэосинклинальный; И — инверсионный; У — унаследованный; К — консидерационный; Н — наложенный; вп — впадина.

ционные структуры чехлов платформы — антеклизы, синеклизы, валы, впадины и т. д.

Латеральный ряд структурно-вещественных комплексов, отвечающих геотектоническому циклу, именуется мегакомплексом. Нижняя возрастная граница мегакомплекса соответствует началу данного цикла, а верхняя — началу следующего. За начало цикла принимается время появления первых геосинклинальных формаций, маркирующих во времени крупные перестройки структурного плана. Идеальный латеральный ряд структур мегакомплекса по направлению извне к кратону: внешняя многогеосинклинальная → эвгеосинклинальная → тыловая многогеосинклинальная → протоорогенная → дейтероорогенная → плитная мезазоны.

ДОБАЙКАЛЬСКИЕ МЕГАКОМПЛЕКСЫ

Добайкальские структурно-вещественные комплексы слагают фундамент Хакасского, Бийско-Барнаульского, Бийского и других массивов, перекрытых рифейско-палеозойскими чехлами. Гнейсо-сланцевые породы Томской, Терсинской и некоторых более мелких горстовых структур считаются выступами основания Хакасского устойчивого массива. В их пределах обнажены вулканогенно-терригенные и карбонатные ассоциации пород в амфиболитовой фации метаморфизма, сложно дислоцированные, импрегнированные синтетектоническими телами гранитоидов в виде конформных вытянутых тел и полей мигматитов и вмещающие посттектонические тела гранитоидов. Складчатые структуры близ ограничивающих разломов субконформны им, а на удалении отмечаются субширотные залегания. Плотностные качества пород аналогичны расчетным для пород фундамента Хакасского устойчивого массива.

На крайнем юго-востоке Бийско-Барнаульского устойчивого массива выделяется Белокурихинский выступ комплекса основания. В пределах изученного региона слагающие массив образования установлены под чехлом кайнозойских отложений и представляют собой измененные в амфиболитовой фации вулканогенно-терригенные осадки, прорванные герцинским гранитным плутоном. Их структурные особенности остаются неизученными. Подобные породы в обнаженной части выступа имеют северо-восточное простирание и круто дислоцированы. Предполагается, что здесь они лежат ниже карбонатов с микропроблематикой рифея.

БАЙКАЛЬСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Нижняя возрастная граница байкальского мегакомплекса нигде в Алтае-Саянской области точно не датирована. Бесспорно участие в мегакомплексе отложений среднего рифея и некоторой части верхнего. Имеются указания на находки в отложениях мегакомплекса раннерифейской проблематики (в добайкальских структурах толщи датируются ранним протерозоем и древнее).

Фрагменты байкальского мегакомплекса обнажаются в выступах комплекса основания салаиро-каледонских складчатых сооружений. Кроме того, средне- и верхнерифейские отложения участвуют в строении нижних частей чехлов Хакасского, Бийско-Барнаульского и Бийского массивов. В Джебашском выступе комплекса основания в Западном Саяне, фрагмент которого обнажен в юго-восточной части территории, вскрывается непрерывная многокилометровая толща парасланцев по песчаникам и аргиллитам с редкими прослоями вулканических пород базальтового состава. Породы изменены в зеленосланцевой фации, рассланцованы, собраны в серию многопорядковых складок северо-восточного простирания.

В пределах Хакасского устойчивого массива синбайкальская часть складчатого чехла складывается известняковыми мраморами с небольшой долей кремней и тонкообломочных пород; локально встречаются базальтовые вулканы. Аналогичный состав синбайкальской части чехлов установлен и на других устойчивых массивах, хотя количественные соотношения карбонатов, кварцитов и вулкаников могут заметно изменяться. Метаморфические изменения пород устойчивых массивов не выходят за пределы низких ступеней зеленосланцевой фации; складчатые структуры их значительно проще, чем в Джебашском выступе. Крупные формы имеют как линейные, так и брахиформные очертания (Мрасская структурно-формационная зона). Складки более высоких порядков линейные с преобладающим околоширотным простиранием.

Существенные структурные несогласия в пределах синбайкальской части чехлов и на их границе с синсалаирской частью отсутствуют. Кровлю мегакомплекса совмещают с некоторой литологической сменой или с каким-либо локальным перерывом, но синхронность таких смен и перерывов из-за отсутствия надежных палеонтологических данных не может быть доказана. Синбайкальские и синсалаирские части чехлов участвуют в сложении одних и тех же структур.

Позднепротерозойские толщи байкальского мегакомплекса в районе Бийско-Барнаульского устойчивого массива не показаны на карте дочетвертичных образований, так как перекрыты мезозойско-кайнозойским чехлом одноименной впадины. Схематически, по геофизическим данным и материалам немногочисленных скважин они показаны на рис. 2.

САЛАИРО-КАЛЕДОНСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Соотношения байкальского и салаиро-каледонского мегакомплексов неоднократно обсуждались, и по этому вопросу существует несколько точек зрения [30, 54, 59, 60]. Принятая трактовка основывается на признании резкой перестройки общего тектонического плана Алтае-Саянской области в начале — середине позднего рифея (1000—800 млн. лет), выразившейся в заложении новой системы эвгеосинклинальных структур, дискордантных по отношению к структурам предшествующих этапов развития. За начало салаиро-каледонского мегакомплекса принимается время появления офиолитовых поясов, осадочно-вулканогенные отложения которых содержат позднерифейскую и вендскую проблематику. В названных работах обсуждается также проблема соотношений салаирид и каледонид. Выделение каледонской системы основывается на предположении об ордовикском возрасте верхов горноалтайской серии и ее литолого-формационных аналогов на Западном Саяне и Салаире. В последнее время получены данные, позволяющие считать их более древними. Это само по себе снимает вопрос о выделении каледонской складчатой системы, поскольку в этом случае во всей Алтае-Саянской области ордовикские и силурийские формации будут иметь только орогенный характер. Нами принято представление о горноалтайской серии и ее аналогах как о миеогеосинклинальных отложениях единой геосинклинально-складчатой системы, в которой протоорогенный комплекс в приплатформенных ее частях проявляется в ранне-среднекембрийское время и во внешних ее частях омолаживается вплоть до ордовика в Горном Алтае [60]. Эту систему правильнее именовать салаирской, но поскольку ее площадное распространение охватывает салаирскую и каледонскую складчатые системы предшествующих авторов, она именуется салаиро-каледонской.

Салаиро-каледонский комплекс развит на большей части территории. На северо-западе Зарубинско-Ташминский разлом отделяет струк-

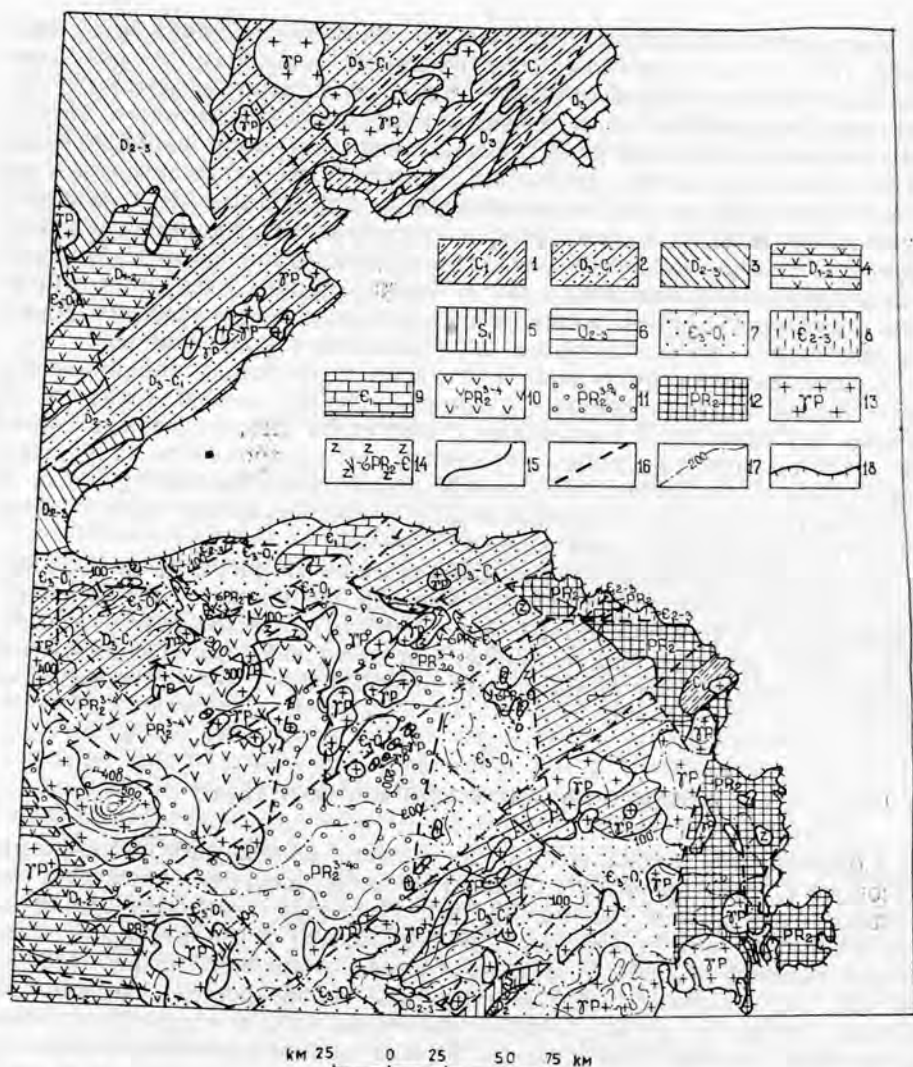


Рис. 2. Схематическая геологическая карта домезозойского фундамента Бийско-Барнаульского устойчивого массива.

1 — нижний карбон: глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 2 — верхний девон — нижний карбон: глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки; 3 — средний — верхний девон: глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки; 4 — средний девон: песчаники, известняки, конгломераты, вулканические породы; 5 — нижний силур: песчаники, известняки, конгломераты; 6 — средний — верхний ордовик: песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, известняки; 7 — верхний кембрий — нижний ордовик: песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 8 — средний — верхний кембрий: песчаники, алевролиты, гравелиты, метаморфические сланцы; 9 — нижний кембрий: известняки, эффузивы, туфы, песчаники, алевролиты; 10 — верхний рифей — венд: эффузивы разного состава, туфы, песчаники, известняки; 11 — верхний рифей — венд: метаморфические сланцы, песчаники, алевролиты; 12 — верхний протерозой: метаморфические сланцы, известняки, песчаники; 13 — гранитоиды позднепалеозойского возраста; 14 — габбро, габбро-диабазы, гипербазиты позднепротерозойско-кембрийского возраста; 15 — стратиграфические границы; 16 — разрывные нарушения; 17 — изогипсы палеозойского фундамента; 18 — граница обнаженных складчатых сооружений.

туры салаиро-каледонской складчатой системы от структур герцинской Кольвань-Томской складчатой зоны. В пределах последней образования салаиро-каледонского мегакомплекса обнажаются в ядрах антиклинальных структур в качестве комплекса основания герцинид. На юго-западе салаиро-каледонский мегакомплекс через северо-восточную зону

смятия граничит с Рудно-Алтайским устойчивым массивом, перекрытым только герцинским мегакомплексом.

В строении мегакомплекса участвуют три мегазоны. Западная мегазона представляет собой фрагмент внешней миогеосинклинальной мегазоны, сложенной преимущественно структурами с существенно осадочным выполнением. Среднюю Озерно-Кузнецкую эвгеосинклинальную мегазону составляют салаиро-каледонские структурно-формационные зоны, раннегеосинклинальные формации которых имеют существенно вулканогенный состав. Кузнецко-Алатауский глубинный разлом отделяет эвгеосинклинальную мегазону от лежащего восточнее Хакасско-устойчивого массива, а также от структур северного склона и центральной части Западного Саяна. Эти структуры составляют краевую (тыловую) миогеосинклинальную мегазону мегакомплекса.

Внешнюю миогеосинклинальную мегазону салаиро-каледонид составляют Бийско-Барнаульский устойчивый массив, Ануйско-Чуйский мегасинклиорий и структуры Северо-Западного Салаира.

Ануйско-Чуйский мегасинклиорий прослеживается в южной части территории структурами второго порядка — Чарышским синклиорием, Талицким антиклинорием и Ануйско-Чуйским синклиорием. В обнаженной части мегасинклиория формационный ряд начинается черносланцевая кремнистая формация с редкими горизонтами базальтовых лав, обнажающаяся в ядерной части Талицкого антиклинория. Выше следует мощная (до 12 км) флишондная песчано-сланцевая формация турбидитного происхождения. Несогласно на ней располагаются ордовикские и силурийские терригенно-карбонатные и карбонатные формации, а выше — отложения девона. Породы геосинклинального комплекса собраны в крутокрылые линейные складки нескольких порядков. Структурно-формационные зоны и их складчатые структуры простираются с юго-востока на северо-запад. Метаморфические изменения пород отвечают пренит-пумпеллитовой стадии, редко зеленосланцевой. Интрузии геосинклинального этапа представлены дайками и штоками габброидов и мелкими телами «пестрых» гранитоидов. Салаирский разлом, отчленяющий миогеосинклинальные структуры с востока от эвгеосинклинальной Озерно-Кузнецкой мегазоны, разграничивает область преимущественно базальтоидного магматизма на западе и область «пестрого» мантийно-корового магматизма на востоке. Эти области имеют дискордантные структурные планы. Северо-восточный разлом отделяет в пространстве структуры салаиро-каледонского мегакомплекса от структур герцинид. Другие разломы разграничивают области палеоподнятия (Талицкого) и палеопрогибов (Ануйско-Чуйского и Чарышского).

Строение салаиро-каледонского комплекса в пределах Бийско-Барнаульского массива устанавливается по немногочисленным буровым скважинам и геофизическим материалам (рис. 2). На востоке это карбонатные и вулканогенно-карбонатные формации типа салаирских, а на западе — песчано-сланцевые отложения, подобные горноалтайской серии Ануйско-Чуйского мегасинклиория. В наиболее приподнятой части массива по геофизическим данным и редким скважинам предполагается наличие черносланцевой формации с основными эффузивами типа маралихинской свиты Талицкого антиклинория. Моделирование геофизических полей показывает, что структурная мощность салаирского мегакомплекса в пределах массива составляет 8—10 км.

Вдоль северо-восточного и северного ограничения Бийско-Барнаульского массива располагаются обрамляющие массив эвгеосинклинальные зоны Салаирского наложенного эвгеосинклинального мегасинклиория. Северо-восточная, пограничная с Кузбассом структурно-формационная зона имеет в основании существенно карбонатные формации. На уровне нижнего кембрия карбонатные формации сменяются и частично замещаются по простиранию дацит-липаритовой формацией. По-

следняя частью по латерали, частью вверх по разрезу сменяется контрастной базальт-липаритовой формацией. Выше следуют терригенные и терригенно-вулканогенные отложения с вулканитами базальт-андезитовой формации — на уровне верхов среднего кембрия. Верхнекембрийские и ордовикские отложения имеют существенно терригенный состав с известняками в низах. В разрезе фиксируется много несогласий и перерывов, несогласно залегают и силурийские отложения, представленные карбонатной и карбонатно-терригенной формациями. На востоке данная структурно-формационная зона составляет основание средневерхнепалеозойских отложений северо-западной части Кузнецкого бассейна.

Складчатые структуры линейные с северо-западным простиранием. Дейтероорогенный комплекс был деформирован в раннем триасе с образованием сложных запрокинутых на запад линейных складок и субконформных им надвигов в зоне сочленения Кузнецкого бассейна и Салаира.

Центральносалаирская структурно-формационная зона относится к эвгеосинклинальному синклинирию. Основание разреза сложено граувакко-кремнисто-сланцевой спилит-диабазовой формацией, вмещающей тела гипербазитов. В северной части она выполнена песчано-сланцевой зелено-фиолетовой толщей турбидитного происхождения (кембрий — ордовик). Эта формация напоминает горноалтайскую серию и, возможно, близка к ней по возрасту. Протоорогенные и дейтероорогенные формации слагают отдельные синклинали и грабены. Дислоцированность пород зоны проявляется неодинаково. В южной части прослеживается сложная складчатость, расчлененность, обилие продольных разрывов, зоны меланжа. На севере складчатые дислокации менее напряженные, часто брахиформные. Интрузивные породы представлены мелкими телами габброидов и гипербазитов, прорывающих образования спилит-диабазовой формации.

Западно-Салаирская структурно-формационная зона отличается пестрым строением. На юге обнажаются карбонатные и карбонатно-вулканогенные толщи, севернее — кембрийско-ордовикские песчано-сланцевые отложения, а на крайнем севере и в субширотной зоне — формации дифференцированных базальтов и терригенно-вулканогенная андезитовая. Отдельные структуры выполнены силурийской карбонатной группой формаций, а в наложенных структурах и грабенах встречаются дейтероорогенные карбонатные и карбонатно-вулканогенные формации девона. К западу и юго-западу отложения зоны смыкаются с формациями складчатого чехла устойчивого массива и погружаются под песчано-сланцевый комплекс верхнего девона — нижнего карбона.

Складчатые структуры линейного типа с ундулирующими осями значительно проще, чем в Центральносалаирской зоне. Наряду с продольными широко развиты поперечные разрывные нарушения, часть из которых разбивает зону на сегменты с индивидуальными формационными особенностями.

Озерно-Кузнецкая эвгеосинклинальная мегазона большей частью перекрыта отложениями герцинского и мезозойско-кайнозойского комплексов. Отдельные ее части выходят на поверхность на юге Салаира (Чумышский офиолитовый пояс), в Горной Шории (Тельбесский эвгеосинклинальный унаследованный мегасинклиниорий) и по западному склону севера Кузнецкого Алатау (Тайдонский эвгеосинклинальный унаследованный мегасинклиниорий и Золотокитатский устойчивый массив). На юго-востоке мегазоны вскрываются Уйменско-Лебедской эвгеосинклинальный унаследованный мегасинклиниорий и Бийский устойчивый массив.

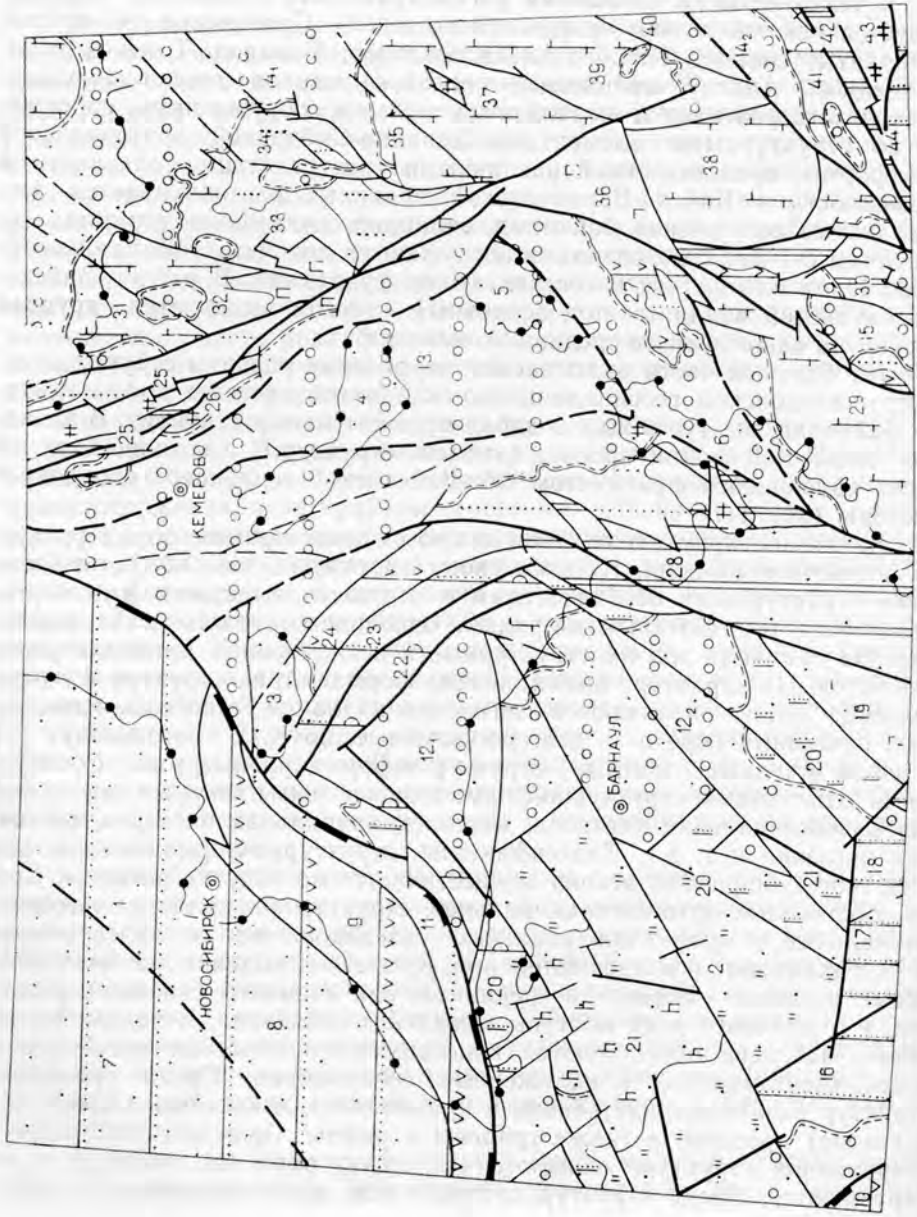
Наиболее древнюю часть разреза мегакомплекса слагают породы офиолитовой ассоциации Чумышского офиолитового пояса. Выше зале-

ТЕКТОНИКА

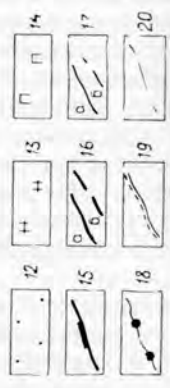
В тектоническом отношении рассматриваемая территория характеризуется исключительно интересной позицией. Слагающие ее крутые складчатые системы Горного Алтая, Салаира, Кольвань-Томской зоны, Кузнецкого Алатау, прошедшие несколько циклов геосинклинально-складчатого развития и выраженные горными сооружениями, сопряжены со структурными элементами Западно-Сибирской эпигерцинской платформы, представленной различными пространствами одноименной низменности и Бийско-Барнаульской впадины. Устанавливается, что складчатые сооружения байкалид, салаирид, каледонид, герцинид по системам ступенчатых разломов погружаются под мезозойско-кайнозойский чехол платформы и составляют ее фундамент. В районе Бийско-Барнаульской впадины под осадочным чехлом выделяется крупная структура одноименного срединного массива.

На большей части описываемой территории развиты структуры салаиро-каледонской геосинклинально-складчатой системы с фрагментами байкалид, выступающих в ядрах положительных структур. В западной части территории прослеживаются структуры Кольвань-Томской зоны, являющейся фрагментом Обь-Зайсанской герцинской складчатой системы (рис. 1).

За элементарную геотектоническую единицу принимается структурно-формационная зона. На всем своем протяжении она обладает близкими структурными особенностями и слагается выдержанными вертикальными и горизонтальными рядами однотипных геологических формаций. На границах зон их структурные и вещественные признаки резко меняются. По характеру выполняющих формаций, их структур и геофизических полей различают эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные, орогенные (прото- и дейтероорогенные, по К. В. Боголепову) [9] и платформенные (плитные) структурно-формационные зоны. Совокупность однотипных структурно-формационных зон именуется мегазоной (эвгеосинклинальная мегазона, миогеосинклинальная мегазона, орогенная мегазона и т. д.). Классификация структурно-формационных зон всех геотектонических этапов осуществляется по типу их развития. Среди собственных ортогеосинклинальных структур различают эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные унаследованные и инверсионные мегантиклинории и мегасинклинории. Кроме них выделяются еще устойчивые массивы — краевые и срединные, как элементы сквозного развития, и различного рода выступы комплекса основания. В чехлах устойчивых массивов обособляются конседиментационные антиклинории и конседиментационные и наложенные синклинории. Среди орогенных структур различают внутренние и краевые (по отношению к орогенной мегазоне) прогибы, а также грабены и рифты. Орогенные поднятия в современной структуре сливаются со структурами их субстрата и не картируются. Среди структур плитного комплекса различаются тради-



Формации	Этапы, мегакомплексы	
	салаирско-каледонский	герцинский
1		
2	▭	
3	V V V V V	V V V V V
4		
5	·	
6	T	
7	F	
8	" "	
9	h h	
10	:	
11		o o o o o



0 25 50 75 км

Рис. 1. Схема тектонического районирования

1—5 — типоморфные формации структурно-формационных зон герциид и салаиро-каледонид: 1 — офиолитовая ассоциация, 2 — дифференцированные базальтоидов с натровым хмизмом и комагнитная габбро-плагиогранитная 3 — базальт-андезит-диабритовая (с высокоглиноземистыми базальтами и с повышенной щелочностью липаритов), гранит-гранодиоритовая, 4 — ритмично-слоистая алевропесчано-сланцевая (турбидитная), гранит-тоналит-плагиогранитная, орогенная гранитная, 5 — раннеорогенные молассовидная и гранитоидная пестрого состава, 6 — 11 — типоморфные формации чехлов устойчивых массивов: 6 — карбонатные, кремнисто-карбонатные, вулканогенно-карбонатные, габброидные, пестрые гранитоидов, орогенная глинистая, 7 — ритмично-слоистые алевропесчано-сланцевые (турбидитные), орогенная гранитная, 8 — черносланцевая, кремнисто-сланцевая с подчиненными базальтоидами, габбро-диабазовая, орогенная гранитная, 9 — спилит-диабазовая с подчиненными кремнистыми сланцами, габбро-диабазовая, орогенная гранитная, 10 — раннеорогенная песчано-сланцевая с андезитами, пестрые гранитоиды, орогенные гранит-граносиенитовая и щелочных сленитов, 11 — орогенные молассовая, угленосные, андезит-дацит-липаритовые, базальтовые, в том числе субщелочные и траповые, коматматы вулканитов, гранит-граносиенитовая, щелочных сленитов, 12—14 — тектонические мегакомплексы нерасчлененной складчатых систем, 16 — по границам структурно-формационных зон (а — достояемые, б — предполагаемые), 17 — прочие (а — достояемые, б — предполагаемые); 15—17 — разломы; 15 — по подошве неотектонического и плитного мегакомплексов, 19 — по подошве герциидского мегакомплекса, 20 — по границам формационных комплексов. Цифры на рисунке — номера структурно-формационных зон по типам разветвля. Неотектонический и плитный мегакомплексы: 1 — Западно-Сибирская плита; 2 — Бийско-Барнаульская впадина; 3 — Доронинская впадина; 4 — Центрально-Кузнецкая впадина; 5 — Туруйская впадина; 6 — Неня-Чумышская впадина. Герциидский мегакомплекс: 7 — Газино-Сенькинская (ИМА); 8 — Новосибирская (ИМА); 9 — Митрофановско-Буготакская (ЭКА); 10 — Рудно-Алтайская (ЭКА); 11 — Горловско-Ташминская (ДОП); 12 — герциидские структуры Бийско-Барнаульской (дОвп), 14₂ — Южно-Минусинская (дОвп), 15 — Уйменско-Лебедская (дОП). Салаиро-каледонский Минусинская (дОП); 14₁ — Северо-Минусинская (МУС), 17 — Таличья (МУС), 19 — Алуиско-Чуйская (МУС); 19—21 — Бийско-Барнаульский УМ; 16—18 — Алуиско-Чуйская (МУС); 16 — Чарышская (МУС), 20 — непоименованные КС, 21 — непоименованные КС, 25—30 — Озерно-Кузнецкая мегазона; 25 — Суенгино-Жуланыхинская (ЭУС), 23 — Чесноково-Горновская (ВКО), 24 — Урско-Бачатская (ЭУС), 29 — Бийская (УМ), Бийско-Катунская (КА), 30 — Уйменско-Тайдонская (ЭУС), 26 — ВКО, 27 — Тельбесская (ЭУС), 28 — Чумышская (Оп), 36 — Чумышская (Оп), 31 — Кожуховская (НС), 32 — Терсико-Кийская (КА), 33 — Тулульская (ЭУС); 31—40 — Салаиро-каледонские структуры Хакасского УМ; 31 — Кожуховская (ВКО), 37 — Тигертышко-Аспогашская (КА), 38 — Мрасская (КА), 39 — Батеневско-Беллакская (КС), 40 — Саксыро-Таятская (КА); 41—44 — структуры Западного Саяна: 41 — Северо-Саянская (ЭУС), 42 — Кызасско-Ойская (Оп), 43 — Джебашская (ВКО), 44 — Центральносаянская (ММА).

Сокращения: А — антиклинорий; С — синклинорий; МА — метантиклинорий; МС — мегаинклинорий; Оп — офиолитовый пояс; УМ — устойчивый массив; ВКО — выступ комплекса основания; пОП, дОП — прото-, дейтероорогенный прогиб; Э — эвтеосинклинальный; М — многоосинклинальный; И — инверсионный; У — унаследованный; К — конседиментационный; Н — наложенный; Вп — впадина.

ционные структуры чехлов платформы — антеклизы, синеклизы, валы, впадины и т. д.

Латеральный ряд структурно-вещественных комплексов, отвечающих геотектоническому циклу, именуется мегакомплексом. Нижняя возрастная граница мегакомплекса соответствует началу данного цикла, а верхняя — началу следующего. За начало цикла принимается время появления первых геосинклинальных формаций, маркирующих во времени крупные перестройки структурного плана. Идеальный латеральный ряд структур мегакомплекса по направлению извне к кратону: внешняя миогеосинклинальная → эвгеосинклинальная → тыловая миогеосинклинальная → протоорогенная → дейтероорогенная → плитная мегазоны.

ДОБАЙКАЛЬСКИЕ МЕГАКОМПЛЕКСЫ

Добайкальские структурно-вещественные комплексы слагают фундамент Хакасского, Бийско-Барнаульского, Бийского и других массивов, перекрытых рифейско-палеозойскими чехлами. Гнейсо-сланцевые породы Томской, Терсинской и некоторых более мелких горстовых структур считаются выступами основания Хакасского устойчивого массива. В их пределах обнажены вулканогенно-терригенные и карбонатные ассоциации пород в амфиболитовой фации метаморфизма, сложно дислоцированные, импрегнированные синтетектоническими телами гранитоидов в виде конформных вытянутых тел и полей мигматитов и вмещающие посттектонические тела гранитоидов. Складчатые структуры близ ограничивающих разломов субконформны им, а на удалении отмечаются субширотные залегания. Плотностные качества пород аналогичны расчетным для пород фундамента Хакасского устойчивого массива.

На крайнем юго-востоке Бийско-Барнаульского устойчивого массива выделяется Белокурихинский выступ комплекса основания. В пределах изученного региона слагающие массив образования установлены под чехлом кайнозойских отложений и представляют собой измененные в амфиболитовой фации вулканогенно-терригенные осадки, прорванные герцинским гранитным плутоном. Их структурные особенности остаются неизученными. Подобные породы в обнаженной части выступа имеют северо-восточное простирание и круто дислоцированы. Предполагается, что здесь они лежат ниже карбонатов с микропроблематикой рифея.

БАЙКАЛЬСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Нижняя возрастная граница байкальского мегакомплекса нигде в Алтае-Саянской области точно не датирована. Бесспорно участие в мегакомплексе отложений среднего рифея и некоторой части верхнего. Имеются указания на находки в отложениях мегакомплекса раннерифейской проблематики (в добайкальских структурах толщи датируются ранним протерозоем и древнее).

Фрагменты байкальского мегакомплекса обнажаются в выступах комплекса основания салаиро-каледонских складчатых сооружений. Кроме того, средне- и верхнерифейские отложения участвуют в строении нижних частей чехлов Хакасского, Бийско-Барнаульского и Бийского массивов. В Джебашском выступе комплекса основания в Западном Саяне, фрагмент которого обнажен в юго-восточной части территории, вскрывается непрерывная многокилометровая толща парасланцев по песчаникам и аргиллитам с редкими прослоями вулканических пород базальтового состава. Породы изменены в зеленосланцевой фации, рассланцованы, собраны в серию многопорядковых складок северо-восточного простирания.

В пределах Хакасского устойчивого массива синбайкальская часть складчатого чехла слагается известняковыми мраморами с небольшой долей кремней и тонкообломочных пород; локально встречаются базальтовые вулканиты. Аналогичный состав синбайкальской части чехлов установлен и на других устойчивых массивах, хотя количественные соотношения карбонатов, кварцитов и вулканитов могут заметно изменяться. Метаморфические изменения пород устойчивых массивов не выходят за пределы низких ступеней зеленосланцевой фации; складчатые структуры их значительно проще, чем в Джебашском выступе. Крупные формы имеют как линейные, так и брахиформные очертания (Мрасская структурно-формационная зона). Складки более высоких порядков линейные с преобладающим околожиротным простиранием.

Существенные структурные несогласия в пределах синбайкальской части чехлов и на их границе с синсалаирской частью отсутствуют. Кровлю мегакомплекса совмещают с некоторой литологической сменой или с каким-либо локальным перерывом, но синхронность таких смен и перерывов из-за отсутствия надежных палеонтологических данных не может быть доказана. Синбайкальские и синсалаирские части чехлов участвуют в сложении одних и тех же структур.

Позднепротерозойские толщи байкальского мегакомплекса в районе Бийско-Барнаульского устойчивого массива не показаны на карте дочетвертичных образований, так как перекрыты мезозойско-кайнозойским чехлом одноименной впадины. Схематически, по геофизическим данным и материалам немногочисленных скважин они показаны на рис. 2.

САЛАИРО-КАЛЕДОНСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Соотношения байкальского и салаиро-каледонского мегакомплексов неоднократно обсуждались, и по этому вопросу существует несколько точек зрения [30, 54, 59, 60]. Принятая трактовка основывается на признании резкой перестройки общего тектонического плана Алтае-Саянской области в начале — середине позднего рифея (1000—800 млн. лет), выразившейся в заложении новой системы эвгеосинклинальных структур, дискордантных по отношению к структурам предшествующих этапов развития. За начало салаиро-каледонского мегакомплекса принимается время появления офиолитовых поясов, осадочно-вулканогенные отложения которых содержат позднерифейскую и вендскую проблематику. В названных работах обсуждается также проблема соотношений салаирид и каледонид. Выделение каледонской системы основывается на предположении об ордовикском возрасте верхов горноалтайской серии и ее литолого-формационных аналогов на Западном Саяне и Салаире. В последнее время получены данные, позволяющие считать их более древними. Это само по себе снимает вопрос о выделении каледонской складчатой системы, поскольку в этом случае во всей Алтае-Саянской области ордовикские и силурийские формации будут иметь только орогенный характер. Нами принято представление о горноалтайской серии и ее аналогах как о миогеосинклинальных отложениях единой геосинклинально-складчатой системы, в которой протоорогенный комплекс в приплатформенных ее частях проявляется в ранне-среднекембрийское время и во внешних ее частях омолаживается вплоть до ордовика в Горном Алтае [60]. Эту систему правильнее именовать салаирской, но поскольку ее площадное распространение охватывает салаирскую и каледонскую складчатые системы предшествующих авторов, она именуется салаиро-каледонской.

Салаиро-каледонский комплекс развит на большей части территории. На северо-западе Зарубинско-Ташминский разлом отделяет струк-

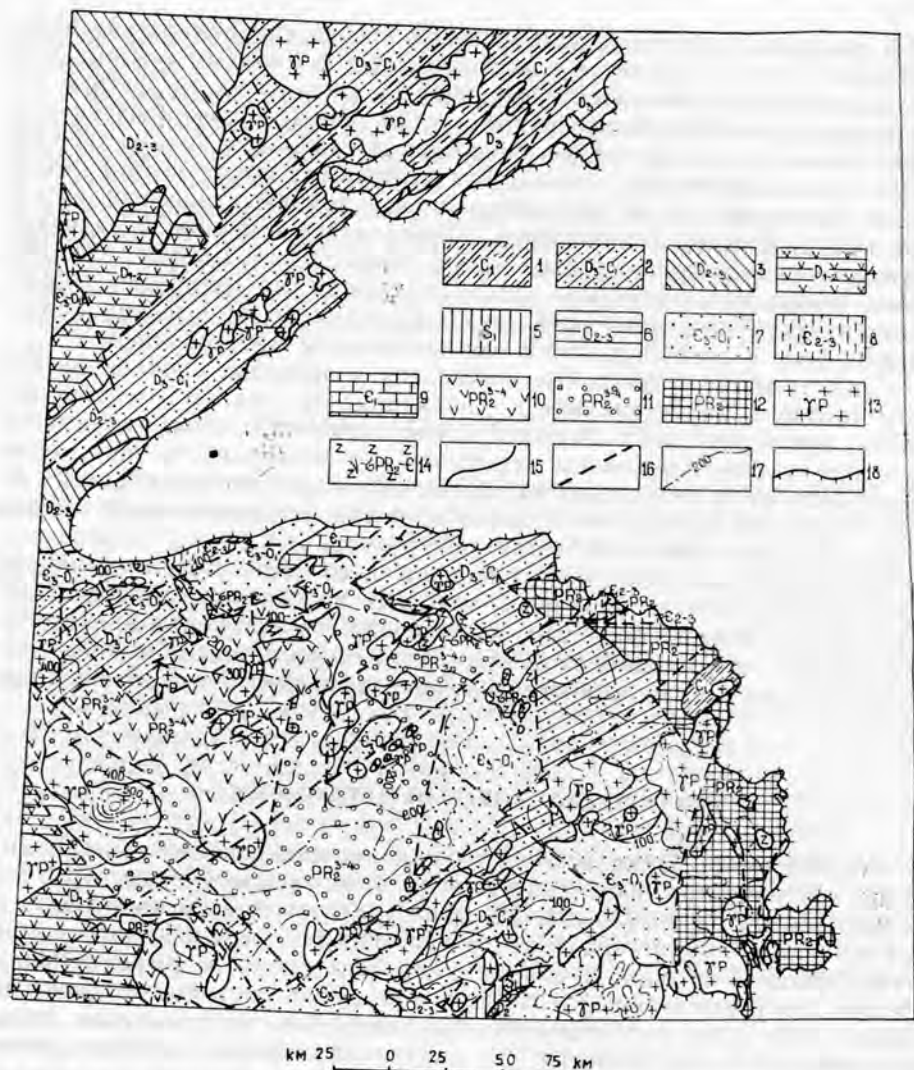


Рис. 2. Схематическая геологическая карта докембрийского фундамента Бийско-Барнаульского устойчивого массива.

1 — нижний карбон: глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 2 — верхний девон—нижний карбон: глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки; 3 — средний—верхний девон: глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки; 4 — средний девон: песчаники, известняки, конгломераты, вулканические породы; 5 — нижний силур: песчаники, известняки, конгломераты; 6 — средний—верхний ордовик: песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, известняки; 7 — верхний кембрий—нижний ордовик: песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 8 — средний—верхний кембрий: песчаники, алевролиты, гравелиты, метаморфические сланцы; 9 — нижний кембрий: известняки, эффузивы, туфы, песчаники, алевролиты; 10 — верхний рифей—венд: эффузивы разного состава, туфы, песчаники, известняки; 11 — верхний рифей—венд: метаморфические сланцы, песчаники, алевролиты; 12 — верхний протерозой: метаморфические сланцы, известняки, песчаники; 13 — гранитонды позднепалеозойского возраста; 14 — габбро, габбро-диабазы, гипербазиты позднепротерозойско-кембрийского возраста; 15 — стратиграфические границы; 16 — разрывные нарушения; 17 — изогипсы палеозойского фундамента; 18 — граница обнаженных складчатых сооружений.

туры салаиро-каледонской складчатой системы от структур герцинской Кольвань-Томской складчатой зоны. В пределах последней образования салаиро-каледонского мегакомплекса обнажаются в ядрах антиклинальных структур в качестве комплекса основания герцинид. На юго-западе салаиро-каледонский мегакомплекс через северо-восточную зону

смятия граничит с Рудно-Алтайским устойчивым массивом, перекрытым только герцинским мегакомплексом.

В строении мегакомплекса участвуют три мегазоны. Западная мегазона представляет собой фрагмент внешней миогеосинклинальной мегазоны, сложенной преимущественно структурами с существенно осадочным выполнением. Среднюю Озерно-Кузнецкую эвгеосинклинальную мегазону составляют салаиро-каледонские структурно-формационные зоны, раннегеосинклинальные формации которых имеют существенно вулканогенный состав. Кузнецко-Алатауский глубинный разлом отделяет эвгеосинклинальную мегазону от лежащего восточнее Хакасского устойчивого массива, а также от структур северного склона и центральной части Западного Саяна. Эти структуры составляют краевую (тыловую) миогеосинклинальную мегазону мегакомплекса.

Внешнюю миогеосинклинальную мегазону салаиро-каледонид составляют Бийско-Барнаульский устойчивый массив, Ануйско-Чуйский мегасинклинорий и структуры Северо-Западного Салаира.

Ануйско-Чуйский мегасинклинорий прослеживается в южной части территории структурами второго порядка — Чарышским синклинорием, Талицким антиклинорием и Ануйско-Чуйским синклинорием. В обнаженной части мегасинклинория формационный ряд начинается черносланцевая кремнистая формация с редкими горизонтами базальтовых лав, обнажающаяся в ядерной части Талицкого антиклинория. Выше следует мощная (до 12 км) флишoidная песчано-сланцевая формация турбидитного происхождения. Несогласно на ней располагаются ордовикские и силурийские терригенно-карбонатные и карбонатные формации, а выше — отложения девона. Породы геосинклинального комплекса собраны в крутокрылые линейные складки нескольких порядков. Структурно-формационные зоны и их складчатые структуры простираются с юго-востока на северо-запад. Метаморфические изменения пород отвечают пренит-пумпеллитовой стадии, редко зеленосланцевой. Интрузии геосинклинального этапа представлены дайками и штоками габброидов и мелкими телами «пестрых» гранитоидов. Салаирский разлом, отделяющий миогеосинклинальные структуры с востока от эвгеосинклинальной Озерно-Кузнецкой мегазоны, разграничивает область преимущественно базальтоидного магматизма на западе и область «пестрого» мантийно-корового магматизма на востоке. Эти области имеют discordантные структурные планы. Северо-восточный разлом отделяет в пространстве структуры салаиро-каледонского мегакомплекса от структур герцинид. Другие разломы разграничивают области палеоподнятия (Талицкого) и палеопрогибов (Ануйско-Чуйского и Чарышского).

Строение салаиро-каледонского комплекса в пределах Бийско-Барнаульского массива устанавливается по немногочисленным буровым скважинам и геофизическим материалам (рис. 2). На востоке это карбонатные и вулканогенно-карбонатные формации типа салаирских, а на западе — песчано-сланцевые отложения, подобные горноалтайской серии Ануйско-Чуйского мегасинклинория. В наиболее приподнятой части массива по геофизическим данным и редким скважинам предполагается наличие черносланцевой формации с основными эффузивами типа маралихинской свиты Талицкого антиклинория. Моделирование геофизических полей показывает, что структурная мощность салаирского мегакомплекса в пределах массива составляет 8—10 км.

Вдоль северо-восточного и северного ограничения Бийско-Барнаульского массива располагаются обрамляющие массив эвгеосинклинальные зоны Салаирского наложенного эвгеосинклинального мегасинклинория. Северо-восточная, пограничная с Кузбассом структурно-формационная зона имеет в основании существенно карбонатные формации. На уровне нижнего кембрия карбонатные формации сменяются и частично замещаются по простиранию дацит-липаритовой формацией. По-

следняя частью по латерали, частью вверх по разрезу сменяется контрастной базальт-липаритовой формацией. Выше следуют терригенные и терригенно-вулканогенные отложения с вулканитами базальт-андезитовой формации — на уровне верхов среднего кембрия. Верхнекембрийские и ордовикские отложения имеют существенно терригенный состав с известняками в низах. В разрезе фиксируется много несогласий и перерывов, несогласно залегают и силурийские отложения, представленные карбонатной и карбонатно-терригенной формациями. На востоке данная структурно-формационная зона составляет основание средневерхнепалеозойских отложений северо-западной части Кузнецкого бассейна.

Складчатые структуры линейные с северо-западным простиранием. Дейтероорогенный комплекс был деформирован в раннем триасе с образованием сложных запрокинутых на запад линейных складок и субконформных им надвигов в зоне сочленения Кузнецкого бассейна и Салаира.

Центральносалаирская структурно-формационная зона относится к эвгеосинклинальному синклинию. Основание разреза сложено граувакко-кремнисто-сланцевой спилит-диабазовой формацией, вмещающей тела гипербазитов. В северной части она выполнена песчано-сланцевой зелено-фиолетовой толщей турбидитного происхождения (кембрий — ордовик). Эта формация напоминает горноалтайскую серию и, возможно, близка к ней по возрасту. Протоорогенные и дейтероорогенные формации слагают отдельные синклинали и грабены. Дислоцированность пород зоны проявляется неодинаково. В южной части прослеживается сложная складчатость, рассланцевание, обилие продольных разрывов, зоны меланжа. На севере складчатые дислокации менее напряженные, часто брахиформные. Интрузивные породы представлены мелкими телами габброидов и гипербазитов, прорывающих образования спилит-диабазовой формации.

Западно-Салаирская структурно-формационная зона отличается пестрым строением. На юге обнажаются карбонатные и карбонатно-вулканогенные толщи, севернее — кембрийско-ордовикские песчано-сланцевые отложения, а на крайнем севере и в субширотной зоне — формации дифференцированных базальтов и терригенно-вулканогенная андезитовая. Отдельные структуры выполнены силурийской карбонатной группой формаций, а в наложенных структурах и грабенах встречаются дейтероорогенные карбонатные и карбонатно-вулканогенные формации девона. К западу и юго-западу отложения зоны смыкаются с формациями складчатого чехла устойчивого массива и погружаются под песчано-сланцевый комплекс верхнего девона — нижнего карбона.

Складчатые структуры линейного типа с ундулирующими осями значительно проще, чем в Центральносалаирской зоне. Наряду с продольными широко развиты поперечные разрывные нарушения, часть из которых разбивает зону на сегменты с индивидуальными формационными особенностями.

Озерно-Кузнецкая эвгеосинклинальная мегазона большей частью перекрыта отложениями герцинского и мезозойско-кайнозойского комплексов. Отдельные ее части выходят на поверхность на юге Салаира (Чумышский офиолитовый пояс), в Горной Шории (Тельбесский эвгеосинклинальный унаследованный мегасинклиний) и по западному склону севера Кузнецкого Алатау (Тайдонский эвгеосинклинальный унаследованный мегасинклиний и Золотокитатский устойчивый массив). На юго-востоке мегазоны вскрываются Уйменско-Лебедской эвгеосинклинальный унаследованный мегасинклиний и Бийский устойчивый массив.

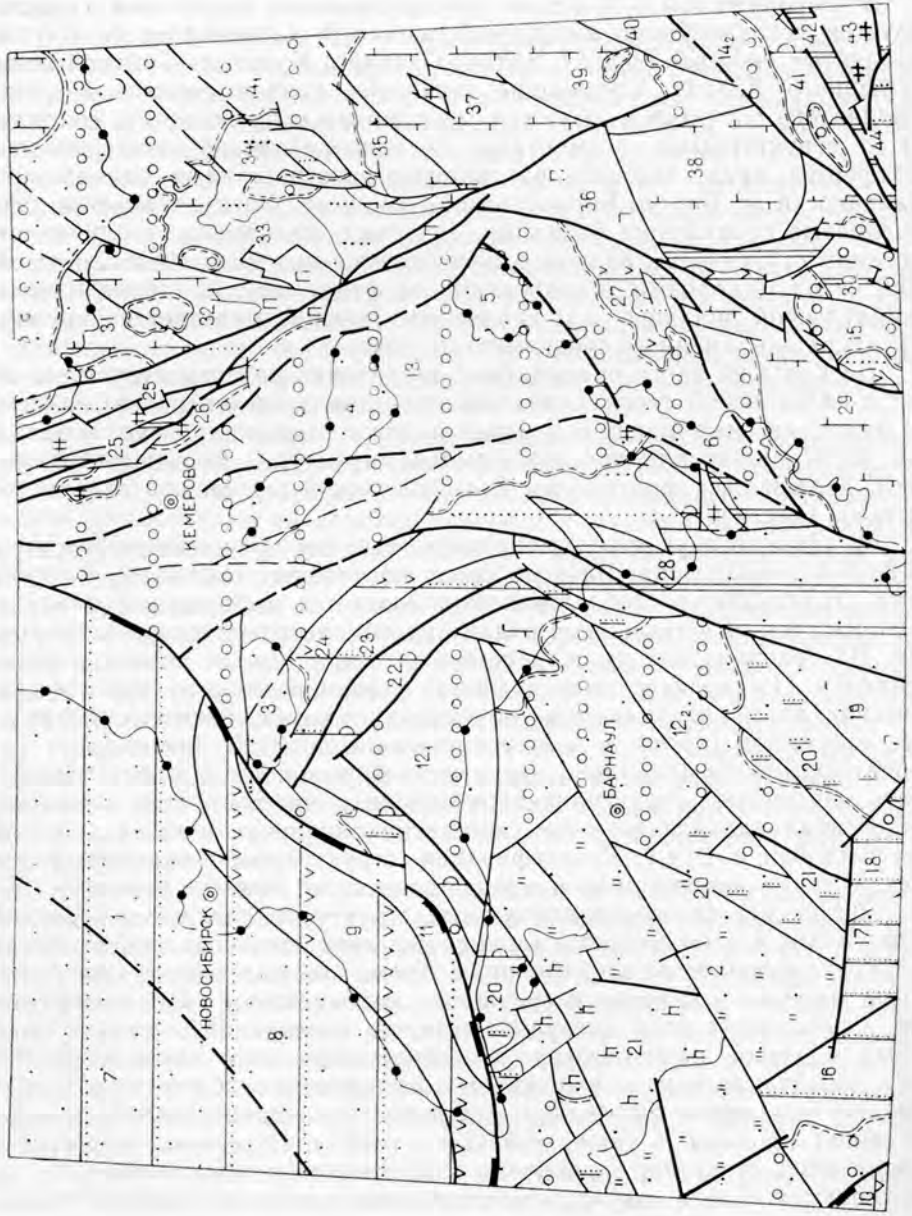
Наиболее древнюю часть разреза мегакомплекса слагают породы офиолитовой ассоциации Чумышского офиолитового пояса. Выше зале-

ТЕКТОНИКА

В тектоническом отношении рассматриваемая территория характеризуется исключительно интересной позицией. Слагающие ее крутые складчатые системы Горного Алтая, Салаира, Колывань-Томской зоны, Кузнецкого Алатау, прошедшие несколько циклов геосинклинально-складчатого развития и выраженные горными сооружениями, сопряжены со структурными элементами Западно-Сибирской эпигерцинской платформы, представленной различными пространствами одноименной низменности и Бийско-Барнаульской впадины. Устанавливается, что складчатые сооружения байкалид, салаирид, каледонид, герцинид по системам ступенчатых разломов погружаются под мезозойско-кайнозойский чехол платформы и составляют ее фундамент. В районе Бийско-Барнаульской впадины под осадочным чехлом выделяется крупная структура одноименного срединного массива.

На большей части описываемой территории развиты структуры салаиро-каледонской геосинклинально-складчатой системы с фрагментами байкалид, выступающих в ядрах положительных структур. В западной части территории прослеживаются структуры Колывань-Томской зоны, являющейся фрагментом Обь-Зайсанской герцинской складчатой системы (рис. 1).

За элементарную геотектоническую единицу принимается структурно-формационная зона. На всем своем протяжении она обладает близкими структурными особенностями и слагается выдержанными вертикальными и горизонтальными рядами однотипных геологических формаций. На границах зон их структурные и вещественные признаки резко меняются. По характеру выполняющих формаций, их структур и геофизических полей различаются эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные, орогенные (прото- и дейтероорогенные, по К. В. Боголепову) [9] и платформенные (плитные) структурно-формационные зоны. Совокупность однотипных структурно-формационных зон именуется мегазоной (эвгеосинклинальная мегазона, миогеосинклинальная мегазона, орогенная мегазона и т. д.). Классификация структурно-формационных зон всех геотектонических этапов осуществляется по типу их развития. Среди собственных ортогеосинклинальных структур различаются эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные унаследованные и инверсионные мегантиклинории и мегасинклинории. Кроме них выделяются еще устойчивые массивы — краевые и срединные, как элементы сквозного развития, и различного рода выступы комплекса основания. В чехлах устойчивых массивов обособляются конседиментационные антиклинории и конседиментационные и наложенные синклинории. Среди орогенных структур различают внутренние и краевые (по отношению к орогенной мегазоне) прогибы, а также грабены и рифты. Орогенные поднятия в современной структуре сливаются со структурами их субстрата и не картируются. Среди структур плитного комплекса различаются тради-



Формации	Этапы, мегакомплексы	
	салаирско-каледонский	герцинский
1		
2	Д	
3	У	∇∇∇∇∇
4		
5		
6	┆	
7	┆	
8	" "	
9	h	
10	⋮	
11		○ ○ ○ ○ ○

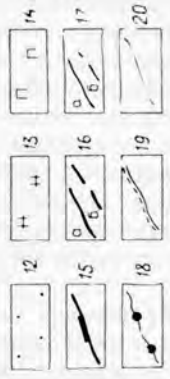


Рис. 1. Схема тектонического районирования

1—5 — типоморфные формации структурно-формационных зон герцинид и салаиро-каледонид; 1 — офиолитовая ассоциация, 2 — дифференцированные базальтоидов с натровым химизмом и коматитная габбро-плагиогранитная 3 — базальт-андезит-липаритовая (с высокоглиноземистыми базальтами и с повышенной щелочностью липаритов), гранит-гранодиоритовая, 4 — ритмично-слоистая алеропесчано-сланцевая (турбидитная), гранит-тоналит-плагиогранитная, орогенная гранитная, 5 — раннеорогенные молассоидная с андезитами и гранитоидная пестрого состава; 6 — 11 — типоморфные формации чехлов устойчивых массивов: 6 — карбонатные, кремнисто-карбонатные, вулканогенно-карбонатные, габброидные, пестрых гранитоидов, орогенная глинистая, 7 — ритмично-слоистые алеропесчано-сланцевые (турбидитные), орогенная гранитная, 8 — черносланцевая, кремнисто-сланцевая с подчиненными базальтоидами, габбро-диабазовая, орогенная гранитная, 9 — спилит-диабазовая с подчиненными кремнистыми сланцами, габбро-диабазовая, орогенная гранитная, 10 — раннеорогенная песчано-сланцевая с андезитами, пестрые гранитоиды, орогенные гранит-граносиенитовая и щелочных сиенитов, 11 — орогенные молассовая, угленосные, андезит-дацит-липаритовые, базальтовые, в том числе субщелочные и трапповые, комагматы вулканитов, гранит-граносиенитовая, щелочных сиенитов; 12—14 — тектонические мегакомплексы нерасчлененные: 12 — неотектонический и плитный, 13 — байкальский; 14 — добайкальский; 15—17 — разломы; 15 — по границе терциарской и салаиро-каледонской складчатых систем, 16 — по границам структурно-формационных зон (а — достоверные, б — предполагаемые), 17 — прочие (а — достоверные, б — предполагаемые); 18—20 — стратиграфические границы: 18 — по подошве неотектонического и плитного мегакомплексов, 19 — по подошве герцинидского мегакомплекса, 20 — по границам формационных комплексов. Цифры на рисунке — номера структурно-формационных зон по типам разветвения. Неотектонический и плитный мегакомплексы: 1 — Западно-Сибирская плита, 2 — Бийско-Барнаульская впадина; 3 — Дорониинская впадина; 4 — Центрально-Кузнецкая впадина; 5 — Туруйская впадина; 6 — Неня-Чумышская впадина, Герцинский мегакомплекс: 7 — Пазино-Сенькинская (ИМА); 8 — Новосибирская (ИМА); 9 — Митрофановско-Буготакская (ЭКА); 10 — Рудно-Алтайская (ЭКА); 11 — Горловско-Ташминская (ДОП); 12 — герцинидские структуры Бийско-Барнаульского УМ; 12₁ — Чарышко-Каменская (ДОП); 12₂ — Чарышко-Каменская (ДОП); 13 — Кузнецкая (ДОП); 14 — Минусинская (ДОП); 14₁ — Северо-Минусинская (ДОП); 14₂ — Южно-Минусинская (ДОП); 15 — Южно-Минусинская (ДОП); 16 — Чарышская (МУМС); 17 — Талицкая (МУА), 18 — Алуиско-Чуйская (МУС); 19—21 — Бийско-Барнаульский УМ; 19 — Белокурихинская (вКО), 20 — непоименованные КС, 21 — непоименованные КА; 22—24 — Салаирская (ЭУМС); 22 — Суенгино-Жуланыхинская (ЭУС), 23 — Чесноково-Горновская (ЭУС), 24 — Урско-Бачатская (ЭКС); 25—30 — Озерно-Кузнецкая мегазона; 25 — Тайдонская (ЭУМС), 26 — вКО, 27 — Тельбесская (ЭУС), 28 — Чумышская (Оп), 29 — Бийская (УМ), Бийско-Катунская (КА), 30 — Уйменско-Лебедская (ЭУМС); 31—40 — Салаиро-каледонские структуры Хакасского УМ; 31 — Кожуховская (НС), 32 — Терениско-Кийская (КА), 33 — Тулульская (КС), 34 — Саралинская (КА), 35 — Июсская (ЭНС), 36 — Томско-Теренинская (вКО), 37 — Тигертышско-Аспоташская (КА), 38 — Мрасская (КА), 39 — Батеневско-Белыцкая (КС), 40 — Саксыро-Таятская (КА); 41—44 — структуры Западного Саяна; 41 — Северо-Саянская (ЭУМС), 42 — Кызасско-Ойская (Оп), 43 — Джебашская (вКО), 44 — Центрально-Саянская (Мима).

Сокращения: А — антиклинорий; С — синклинорий; МА — мезантиклинорий; мС — мегасинклинорий; Оп — орогенный прогиб; Э — эвгеосинклинальный; И — инверсионный; У — унаследованный; К — конседиментационный; Н — наложенный; вп — впадина.

Сокращения: А — антиклинорий; С — синклинорий; МА — мезантиклинорий; мС — мегасинклинорий; Оп — орогенный прогиб; Э — эвгеосинклинальный; И — инверсионный; У — унаследованный; К — конседиментационный; Н — наложенный; вп — впадина.

ционные структуры чехлов платформы — антеклизы, синеклизы, валы, впадины и т. д.

Латеральный ряд структурно-вещественных комплексов, отвечающих геотектоническому циклу, именуется мегакомплексом. Нижняя возрастная граница мегакомплекса соответствует началу данного цикла, а верхняя — началу следующего. За начало цикла принимается время появления первых геосинклинальных формаций, маркирующих во времени крупные перестройки структурного плана. Идеальный латеральный ряд структур мегакомплекса по направлению извне к кратону: внешняя миогеосинклинальная → эвгеосинклинальная → тыловая миогеосинклинальная → протоорогенная → дейтероорогенная → плитная мегазоны.

ДОБАЙКАЛЬСКИЕ МЕГАКОМПЛЕКСЫ

Добайкальские структурно-вещественные комплексы слагают фундамент Хакасского, Бийско-Барнаульского, Бийского и других массивов, перекрытых рифейско-палеозойскими чехлами. Гнейсо-сланцевые породы Томской, Терсинской и некоторых более мелких горстовых структур считаются выступами основания Хакасского устойчивого массива. В их пределах обнажены вулканогенно-терригенные и карбонатные ассоциации пород в амфиболитовой фации метаморфизма, сложно дислоцированные, импрегнированные синтетектоническими телами гранитоидов в виде конформных вытянутых тел и полей мигматитов и вмещающие посттектонические тела гранитоидов. Складчатые структуры близ ограничивающих разломов субконформны им, а на удалении отмечаются субширотные залегания. Плотностные качества пород аналогичны расчетным для пород фундамента Хакасского устойчивого массива.

На крайнем юго-востоке Бийско-Барнаульского устойчивого массива выделяется Белокурихинский выступ комплекса основания. В пределах изученного региона слагающие массив образования установлены под чехлом кайнозойских отложений и представляют собой измененные в амфиболитовой фации вулканогенно-терригенные осадки, прорванные герцинским гранитным плутоном. Их структурные особенности остаются неизученными. Подобные породы в обнаженной части выступа имеют северо-восточное простирание и круто дислоцированы. Предполагается, что здесь они лежат ниже карбонатов с микропроблематикой рифея.

БАЙКАЛЬСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Нижняя возрастная граница байкальского мегакомплекса нигде в Алтае-Саянской области точно не датирована. Бесспорно участие в мегакомплексе отложений среднего рифея и некоторой части верхнего. Имеются указания на находки в отложениях мегакомплекса раннерифейской проблематики (в добайкальских структурах толщи датируются ранним протерозоем и древнее).

Фрагменты байкальского мегакомплекса обнажаются в выступах комплекса основания салаиро-каледонских складчатых сооружений. Кроме того, средне- и верхнерифейские отложения участвуют в строении нижних частей чехлов Хакасского, Бийско-Барнаульского и Бийского массивов. В Джебашском выступе комплекса основания в Западном Саяне, фрагмент которого обнажен в юго-восточной части территории, вскрывается непрерывная многокилометровая толща парасланцев по песчаникам и аргиллитам с редкими прослоями вулканических пород базальтового состава. Породы изменены в зеленосланцевой фации, рассланцованы, собраны в серию многопорядковых складок северо-восточного простирания.

В пределах Хакасского устойчивого массива синбайкальская часть складчатого чехла складывается известняковыми мраморами с небольшой долей кремней и тонкообломочных пород; локально встречаются базальтовые вулканиты. Аналогичный состав синбайкальской части чехлов установлен и на других устойчивых массивах, хотя количественные соотношения карбонатов, кварцитов и вулканитов могут заметно изменяться. Метаморфические изменения пород устойчивых массивов не выходят за пределы низких ступеней зеленосланцевой фации; складчатые структуры их значительно проще, чем в Джебашском выступе. Крупные формы имеют как линейные, так и брахиформные очертания (Мрасская структурно-формационная зона). Складки более высоких порядков линейные с преобладающим околоширотным простиранием.

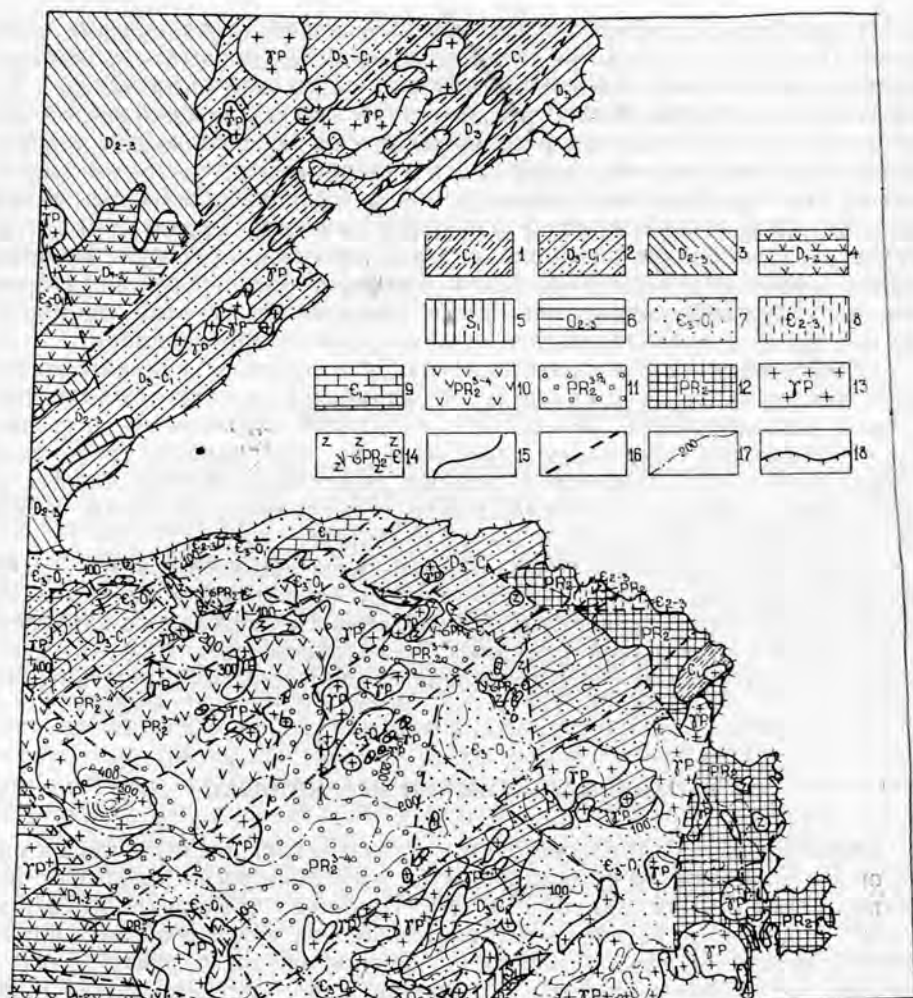
Существенные структурные несогласия в пределах синбайкальской части чехлов и на их границе с синсалаирской частью отсутствуют. Кровлю мегакомплекса совмещают с некоторой литологической сменой или с каким-либо локальным перерывом, но синхронность таких смен и перерывов из-за отсутствия надежных палеонтологических данных не может быть доказана. Синбайкальские и синсалаирские части чехлов участвуют в сложении одних и тех же структур.

Позднепротерозойские толщи байкальского мегакомплекса в районе Бийско-Барнаульского устойчивого массива не показаны на карте дочетвертичных образований, так как перекрыты мезозойско-кайнозойским чехлом одноименной впадины. Схематически, по геофизическим данным и материалам немногочисленных скважин они показаны на рис. 2.

САЛАИРО-КАЛЕДОНСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Соотношения байкальского и салаиро-каледонского мегакомплексов неоднократно обсуждались, и по этому вопросу существует несколько точек зрения [30, 54, 59, 60]. Принятая трактовка основывается на признании резкой перестройки общего тектонического плана Алтае-Саянской области в начале — середине позднего рифея (1000—800 млн. лет), выразившейся в заложении новой системы эвгеосинклинальных структур, дискордантных по отношению к структурам предшествующих этапов развития. За начало салаиро-каледонского мегакомплекса принимается время появления офиолитовых поясов, осадочно-вулканогенные отложения которых содержат позднерифейскую и вендскую проблематику. В названных работах обсуждается также проблема соотношений салаирид и каледонид. Выделение каледонской системы основывается на предположении об ордовикском возрасте верхов горноалтайской серии и ее литолого-формационных аналогов на Западном Саяне и Салаире. В последнее время получены данные, позволяющие считать их более древними. Это само по себе снимает вопрос о выделении каледонской складчатой системы, поскольку в этом случае во всей Алтае-Саянской области ордовикские и силурийские формации будут иметь только орогенный характер. Нами принято представление о горноалтайской серии и ее аналогах как о многоэвгеосинклинальных отложениях единой геосинклинально-складчатой системы, в которой протоорогенный комплекс в приплатформенных ее частях проявляется в ранне-среднекембрийское время и во внешних ее частях омолаживается вплоть до ордовика в Горном Алтае [60]. Эту систему правильнее именовать салаирской, но поскольку ее площадное распространение охватывает салаирскую и каледонскую складчатые системы предшествующих авторов, она именуется салаиро-каледонской.

Салаиро-каледонский комплекс развит на большей части территории. На северо-западе Зарубинско-Ташминский разлом отделяет струк-



км 25 0 25 50 75 км

Рис. 2. Схематическая геологическая карта докембрийского фундамента Бийско-Барнаульского устойчивого массива.

1 — нижний карбон: глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 2 — верхний девон — нижний карбон: глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки; 3 — средний — верхний девон: глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки; 4 — средний девон: песчаники, известняки, конгломераты, вулканические породы; 5 — нижний силур: песчаники, известняки, конгломераты; 6 — средний — верхний ордовик: песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, известняки; 7 — верхний кембрий — нижний ордовик: песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 8 — средний — верхний кембрий: песчаники, алевролиты, гравелиты, метаморфические сланцы; 9 — нижний кембрий: известняки, эффузивы, туфы, песчаники, алевролиты; 10 — верхний рифей — венд: эффузивы разного состава, туфы, песчаники, известняки; 11 — верхний рифей — венд: метаморфические сланцы, песчаники, алевролиты; 12 — верхний протерозой: метаморфические сланцы, известняки, песчаники; 13 — гранитоиды позднепалеозойского возраста; 14 — габбро, габбро-диабазы, гипербазиты позднепротерозойско-кембрийского возраста; 15 — стратиграфические границы; 16 — разрывные нарушения; 17 — изгибы палеозойского фундамента; 18 — граница обнаженных складчатых сооружений.

туры салаиро-каледонской складчатой системы от структур герцинской Кольвань-Томской складчатой зоны. В пределах последней образования салаиро-каледонского мегакомплекса обнажаются в ядрах антиклинальных структур в качестве комплекса основания герцинид. На юго-западе салаиро-каледонский мегакомплекс через северо-восточную зону

смятия граничит с Рудно-Алтайским устойчивым массивом, перекрытым только герцинским мегакомплексом.

В строении мегакомплекса участвуют три мегазоны. Западная мегазона представляет собой фрагмент внешней миогеосинклинальной мегазоны, сложенной преимущественно структурами с существенно осадочным выполнением. Среднюю Озерно-Кузнецкую эвгеосинклинальную мегазону составляют салаиро-каледонские структурно-формационные зоны, раннегеосинклинальные формации которых имеют существенно вулканогенный состав. Кузнецко-Алатауский глубинный разлом отделяет эвгеосинклинальную мегазону от лежащего восточнее Хакасского устойчивого массива, а также от структур северного склона и центральной части Западного Саяна. Эти структуры составляют краевую (тыловую) миогеосинклинальную мегазону мегакомплекса.

Внешнюю миогеосинклинальную мегазону салаиро-каледонид составляют Бийско-Барнаульский устойчивый массив, Ануйско-Чуйский мегасинклинорий и структуры Северо-Западного Салаира.

Ануйско-Чуйский мегасинклинорий прослеживается в южной части территории структурами второго порядка — Чарышским синклинорием, Талицким антиклинорием и Ануйско-Чуйским синклинорием. В обнаженной части мегасинклинория формационный ряд начинается черносланцевая кремнистая формация с редкими горизонтами базальтовых лав, обнажающаяся в ядерной части Талицкого антиклинория. Выше следует мощная (до 12 км) флишодная песчано-сланцевая формация турбидитного происхождения. Несогласно на ней располагаются ордовикские и силурийские терригенно-карбонатные и карбонатные формации, а выше — отложения девона. Породы геосинклинального комплекса собраны в крутоскрытые линейные складки нескольких порядков. Структурно-формационные зоны и их складчатые структуры простираются с юго-востока на северо-запад. Метаморфические изменения пород отвечают пренит-пумпеллиитовой стадии, редко зеленосланцевой. Интрузии геосинклинального этапа представлены дайками и штоками габброидов и мелкими телами «пестрых» гранитоидов. Салаирский разлом, отчленяющий миогеосинклинальные структуры с востока от эвгеосинклинальной Озерно-Кузнецкой мегазоны, разграничивает область преимущественно базальтоидного магматизма на западе и область «пестрого» мантийно-корового магматизма на востоке. Эти области имеют дискордантные структурные планы. Северо-восточный разлом отделяет в пространстве структуры салаиро-каледонского мегакомплекса от структур герцинид. Другие разломы разграничивают области палеоподнятия (Талицкого) и палеопрогибов (Ануйско-Чуйского и Чарышского).

Строение салаиро-каледонского комплекса в пределах Бийско-Барнаульского массива устанавливается по немногочисленным буровым скважинам и геофизическим материалам (рис. 2). На востоке это карбонатные и вулканогенно-карбонатные формации типа салаирских, а на западе — песчано-сланцевые отложения, подобные горноалтайской серии Ануйско-Чуйского мегасинклинория. В наиболее приподнятой части массива по геофизическим данным и редким скважинам предполагается наличие черносланцевой формации с основными эффузивами типа маралихинской свиты Талицкого антиклинория. Моделирование геофизических полей показывает, что структурная мощность салаирского мегакомплекса в пределах массива составляет 8—10 км.

Вдоль северо-восточного и северного ограничения Бийско-Барнаульского массива располагаются обрамляющие массив эвгеосинклинальные зоны Салаирского наложенного эвгеосинклинального мегасинклинория. Северо-восточная, пограничная с Кузбассом структурно-формационная зона имеет в основании существенно карбонатные формации. На уровне нижнего кембрия карбонатные формации сменяются и частично замещаются по простиранию дацит-липаритовой формацией. По-

следняя частью по латерали, частью вверх по разрезу сменяется контрастной базальт-липаритовой формацией. Выше следуют терригенные и терригенно-вулканогенные отложения с вулканитами базальт-андезитовой формации — на уровне верхов среднего кембрия. Верхнекембрийские и ордовикские отложения имеют существенно терригенный состав с известняками в низах. В разрезе фиксируется много несогласий и перерывов, несогласно залегают и силурийские отложения, представленное карбонатной и карбонатно-терригенной формациями. На востоке данная структурно-формационная зона составляет основание средневерхнепалеозойских отложений северо-западной части Кузнецкого бассейна.

Складчатые структуры линейные с северо-западным простираем. Дейтероорогенный комплекс был деформирован в раннем триасе с образованием сложных запрокинутых на запад линейных складок и субконформных им надвигов в зоне сочленения Кузнецкого бассейна и Салаира.

Центральносалаирская структурно-формационная зона относится к эвгеосинклиналиному синклинорию. Основание разреза сложено граувакко-кремнисто-сланцевой спилит-диабазовой формацией, вмещающей тела гипербазитов. В северной части она выполнена песчано-сланцевой зелено-фиолетовой толщей турбидитного происхождения (кембрий — ордовик). Эта формация напоминает горноалтайскую серию и, возможно, близка к ней по возрасту. Протоорогенные и дейтероорогенные формации слагают отдельные синклинали и грабены. Дислоцированность пород зоны проявляется неодинаково. В южной части прослеживается сложная складчатость, рассланцевание, обилие продольных разрывов, зоны меланжа. На севере складчатые дислокации менее напряженные, часто брахиформные. Интрузивные породы представлены мелкими телами габброидов и гипербазитов, прорывающих образования спилит-диабазовой формации.

Западно-Салаирская структурно-формационная зона отличается пестрым строением. На юге обнажаются карбонатные и карбонатно-вулканогенные толщи, севернее — кембрийско-ордовикские песчано-сланцевые отложения, а на крайнем севере и в субширотной зоне — формации дифференцированных базальтов и терригенно-вулканогенная андезитовая. Отдельные структуры выполнены силурийской карбонатной группой формаций, а в наложенных структурах и грабенах встречаются дейтероорогенные карбонатные и карбонатно-вулканогенные формации девона. К западу и юго-западу отложения зоны смыкаются с формациями складчатого чехла устойчивого массива и погружаются под песчано-сланцевый комплекс верхнего девона — нижнего карбона.

Складчатые структуры линейного типа с ундулирующими осями значительно проще, чем в Центральносалаирской зоне. Наряду с продольными широко развиты поперечные разрывные нарушения, часть из которых разбивает зону на сегменты с индивидуальными формационными особенностями.

Озерно-Кузнецкая эвгеосинклиналиная мегазона большей частью перекрыта отложениями герцинского и мезозойско-кайнозойского комплексов. Отдельные ее части выходят на поверхность на юге Салаира (Чумышский офиолитовый пояс), в Горной Шории (Тельбесский эвгеосинклиналиный унаследованный мегасинклинорий) и по западному склону севера Кузнецкого Алатау (Тайдонский эвгеосинклиналиный унаследованный мегасинклинорий и Золотокитатский устойчивый массив). На юго-востоке мегазоны вскрываются Уйменско-Лебедской эвгеосинклиналиный унаследованный мегасинклинорий и Бийский устойчивый массив.

Наиболее древнюю часть разреза мегакомплекса слагают породы офиолитовой ассоциации Чумышского офиолитового пояса. Выше зале-

гают контрастно дифференцированные вулканиты базальт-липаритовой серии. Протоорогенные отложения залегают с крупным перерывом и несогласием. Их начинает терригенно-вулканогенная андезитовая формация (верхи среднего и поздний кембрий), за которой следуют карбонатно-терригенные (поздний кембрий — ордовик) и терригенно-карбонатные (силур) формации.

Для пояса характерна многопорядковая складчатость, меняющиеся простирания, расланцевание, обилие конкордантных и дискордантных, вплоть до поперечных круто- и пологозалегающих нарушений, зоны меланжа. Протоорогенный комплекс образует широкую синклинорную структуру с осью, погружающейся под средне-верхнепалеозойские отложения Кузбасса.

Тельбесский эвгеосинклинальный унаследованный мегасинклинорий расположен между Золотокитатским устойчивым массивом на севере и Бийским массивом на юге. Вдоль Центральнокюзнецкого разлома он сочленяется с Чумышским офиолитовым поясом, а на северо-востоке торцово сочленен с Хакасским устойчивым массивом. Большая северная и северо-западная части синклинория перекрыты средне-верхнепалеозойскими отложениями. Салаиро-каледонский комплекс в синклинории начинается спилит-диабазовой формацией. Выше следует карбонатная формация раннего кембрия, а за ней ранне- и среднекембрийская спилит-кератофировая. На них со значительным перерывом и несогласием в основании располагается терригенная пестроцветная формация позднего кембрия — тремадока и терригенная пестроцветная формация среднего ордовика, составляющие протоорогенный комплекс. Интрузивные образования представлены телами раннепалеозойских пестрых гранитоидов и герцинскими гранитными батолитами. Сложные линейные складчатые структуры имеют северо-восточное простирание, переходящее в близмеридиональное около Кузнецко-Алатауского разлома. Многочисленны субконформные разрывы.

Тайдонский эвгеосинклинальный унаследованный мегасинклинорий обнажен на западном склоне Кузнецкого Алатау и погружается под средне-верхнепалеозойские толщи Кузбасса. В пределах обнаженной части широко развиты выступы комплекса основания, представленные кристаллическими сланцами и мраморами. Выступы образуют серию конформных зон узких вытянутых тектонических блоков. Между выступами располагается длинная узкая зона, выполненная спилит-диабазовой формацией. Более молодые члены вертикального ряда представлены нижнекембрийской карбонатной формацией и протоорогенными отложениями, начинающимися среднекембрийской андезитовой формацией. Выше следуют верхнекембрийско-ордовикские терригенные формации с андезит-трахилипаритами на ордовикском уровне. Протоорогенные формации сосредоточены вдоль восточного края синклинория, где они выполняют одноименный протоорогенный прогиб.

Породы геосинклинального комплекса образуют крутоскатные линейные складки, интенсивно расланцованы и изменены в зеленосланцевой фации метаморфизма. Протоорогенный комплекс собран в открытые линейные складки с корытообразными замками. Интрузивные образования, кроме габброидов и гипербазитов, представлены узкими субконформными телами пестрых гранитоидов, рвущих и ордовикские отложения.

Уйменско-Лебедской эвгеосинклинальный унаследованный мегасинклинорий представлен своей меньшей северной, собственно лебедской частью. Его слагают геосинклинальные, протоорогенные и дейтероогенные формации, между которыми почти нет крупных перерывов. В низах геосинклинального комплекса располагается спилит-диабазовая кремнисто-сланцево-граувакковая позднекембрийская формация, вмещаю-

щая тела гипербазитов. На раннекембрийском уровне формировалась терригенно-карбонатная формация. На ней с небольшим несогласием располагается протоорогенная ранне-среднекембрийская андезитовая формация, сменяющаяся терригенно-карбонатными и терригенными комплексами конца среднего кембрия, позднего кембрия и ордовика. Дейтероорогенный девонский комплекс залегают с резким несогласием и начинается грубообломочной молассой.

Складчатые дислокации особенно интенсивны в нижней спилит-диабазовой формации. Линейная складчатость осложнена рассланцеванием. Субконформные и консеквентные разрывы разбивают поле формации на мелкие блоки с плохо коррелирующимися разрезами. Вверх по разрезу дислоцированность пород уменьшается, протоорогенные формации образуют спокойные широкие складки. Интрузивные формации, помимо отмеченных выше гипербазитов, представлены раннеорогенными пестрыми гранитоидами и дейтероорогенными гранитами.

БИЙСКИЙ УСТОЙЧИВЫЙ МАССИВ

Северная часть Бийского устойчивого массива в виде тектонического блока, сужающегося к северо-востоку, граничит с Тельбесским мегасинклинорием на северо-западе и Уйменским — на юго-западе. Складчатые структуры чехла массива северо-восточные, в целом конкордантны его границам, но в центральной части они почти широтные. Вдоль дизъюнктивных границ со смежными эвгеосинклинальными структурами появляются предкембрийские вулканогенные толщи спилит-диабазового состава. Нижнекембрийские отложения составляют карбонатную или терригенно-карбонатную формацию. На ней залегают приуроченная к бортовой части массива терригенно-вулканогенная ранне-среднекембрийская андезитовая формация, начинающая протоорогенный ряд формаций, сложенный терригенными и карбонатно-терригенными толщами позднего кембрия и ордовика. Заканчивается вертикальный ряд девонским дейтероорогенным комплексом. В пределах массива располагаются тела раннепалеозойских пестрых гранитоидов и массивы герцинских гранитов.

Складчатые структуры линейные, напряженные, но более простые у протоорогенных формаций. Разрывные нарушения, помимо ограничивающих массив, в большинстве случаев согласны со складчатыми структурами и, видимо, возникли в основном в салаиро-каледонский и более древние этапы развития. Дискордантные разломы секут дейтероорогенный комплекс и возникли в основном в герцинский этап развития.

ЗОЛОТОКИТАТСКИЙ УСТОЙЧИВЫЙ МАССИВ

Массив имеет субтрапецеидальную форму и располагается между Чумышским офиолитовым поясом, Тайдонским и Тельбесским синклинориями, будучи отграниченным от них глубинными разломами. На дорифейском фундаменте залегают байкальско-салаиро-каледонский складчатый чехол, сложенный карбонатно-кремнистой формацией с вулканогенными базальтоидными членами в прибортовых частях массива. Фундамент и чехол массива вмещают многочисленные тела основных и ультраосновных магматических пород. Простираения структур фундамента и его чехла субширотные юго-запад-северо-восточные. В районе Крапивинского купола не исключено смыкания Золотокитатского и Хакасского устойчивых массивов.

В пределах мегазоны с севера на юг обнажаются Хакасский устойчивый массив, Северо-Саянский эвгеосинклинальный унаследованный мегасинклиниорий, Кызасско-Ойский офиолитовый пояс, Джебашский выступ байкальского комплекса основания, Центральносаянский миогеосинклинальный инверсионный мегантиклиниорий. Структуры Хакасского массива и Северо-Саянского мегасинклиниория частью перекрыты средне-верхнепалеозойскими дейтероорогенными отложениями Минусинских впадин.

Хакасский массив расчленяется на ряд структурно-формационных зон: Кожуховский наложенный синклиниорий, Терсинско-Кийский конседиментационный антиклиниорий, Тулуяльский конседиментационный синклиниорий, Саралинский конседиментационный антиклиниорий, Исский эвгеосинклинальный наложенный синклиниорий, Тигертышско-Аспогашский конседиментационный антиклиниорий, Батеневско-Беллыкский конседиментационный синклиниорий, Саксыро-Таятский конседиментационный антиклиниорий. Западнее двух последних структур располагается Томский выступ комплекса основания и Мрасский конседиментационный антиклиниорий.

Верхнерифейско-нижнекембрийская часть чехла Хакасского устойчивого массива без повсеместных перерывов и несогласий располагается на синбайкальской его части и совместно с ней образует кремнисто-карбонатную фосфатоносную формацию, образование которой местами продолжалось до середины среднего кембрия.

Интрузивные образования представлены широкой гаммой пород: гипербазитами, расслоенными габброидами, габбро, габбро-сиенитами, пестрыми гранитоидами (перечислены в возрастном порядке).

По южной окраине Хакасского устойчивого массива располагается относительно узкая полоса эвгеосинклинальных структурно-формационных зон северного склона Западного Саяна. Это Северо-Саянский эвгеосинклинальный унаследованный мегасинклиниорий и расположенный южнее Кызасско-Ойский офиолитовый пояс. Их разделяет Арбатский протоорогенный прогиб.

Кызасско-Ойский офиолитовый пояс сложен базальтовыми лавами, их туфами, граувакковыми песчаниками, глинистыми, кремнисто-глинистыми, кремнистыми сланцами и кварцитами; в верхних частях разреза офиолитовой ассоциации встречаются маломощные выдержанные пласты тонкополосчатых известняков. Характерны субконформные мелкие тела гипербазитов и габброидов. Выше позднерифейско-вендской ассоциации располагается среднекембрийская протоорогенная моласса.

Породы офиолитовой ассоциации собраны в крутокрылые и изоклинальные опрокинутые на север складки северо-восточного простирания. Они рассланцованы и изменены, как правило, в пределах низких ступеней зеленосланцевой фации. Многочисленные субконформные и поперечные разломы расчленяют офиолитовый пояс на серию мелких и крупных блоков, обеспечивают меланжирование серпентинизированных гарцбургитов, но в целом не уничтожают первичную стратификацию и складчатую структуру стратифицированных членов ассоциации. Протоорогенная конгломерато-песчано-сланцевая (молассовая) формация дислоцирована более спокойно. Кроме членов офиолитовой ассоциации, в поле ее развития присутствуют расслоенные плутоны габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Северо-Саянский мегасинклиниорий в основном сложен нижнекембрийской спилит-кератофировой формацией. Стратиграфически выше с несогласием залегает грубообломочная терригенно-вулканогенная андезитовая формация (вулканогенная моласса) с рифогенными известняками в виде послонных тел и олистолитов, располагающаяся на санаш-

тыкгольско-обручевском уровне. Наиболее молодой член разреза — среднекембрийская конгломерато-песчано-сланцевая (молассовая) формация с телами известняков в основании выполняет Арбатский проторогенный прогиб. На подстилающей вулканогенной молассе она местами лежит с разрывом и несогласием, а местами — согласно.

Складчатые формы первого порядка обладают крутыми крыльями и широкими плавными слегка волнистыми замками. Породы изменены в пренит-пумпеллитивой фации метаморфизма. Интрузивные образования представлены штоками и дайками субвулканических габбро-диабазов и рвушинами только спилит-кератофировую формацию телами габбро-плагногранитов.

Южнее Кызасско-Ойского офиолитового пояса располагается фрагмент многоэпиклиналильных структур Западного Саяна. Здесь обнажаются верхние части разреза песчано-сланцевых толщ, выполняющих центральную часть Западного Саяна, представляющую инверсионный мегантиклинорий. Слагающие структуру отложения объединены в песчано-сланцевую флишоидную формацию турбидитного происхождения. Породы формации собраны в линейные складки нескольких порядков северо-восточного простирания с запрокидыванием на север и юг от ядра мегантиклинория. Интенсивное рассланцевание пород отмечается повсеместно, а в зонах глубинных разломов оно сопровождается усилением их метаморфизма до зеленосланцевой стадии.

Западное окончание Жебашского выступа комплекса основания слагается метапелитовыми и метапесчаными породами, преобразованными в зеленосланцевой фации метаморфизма и собранными в изоклиналильные складки нескольких порядков. Оси последних полого ундулируют, что придает складкам брахиформные очертания. Породы интенсивно рассланцованы и по плоскостям сланцеватости импрегнированы кварцевыми и кварц-карбонатными жилками. Возраст этих пород определяется как допозднерифейский по несовпадению их структурного плана с генеральными простираниями салаиро-каледонских структур Западного Саяна и по наличию в широком возрастном спектре радиохронологических определений единичных значений порядка 1000 млн. лет.

Борусский офиолитовый пояс располагается вдоль южного ограничения Жебашского выступа основания. Строение пояса аналогично строению Кызасско-Ойского, но отличается крупными размерами тел ультраосновных пород, наличием метаморфитов высоких давлений и низких температур, ограниченным распространением проторогенных формаций. В пределах рассматриваемой территории располагается крайняя юго-западная наиболее эродированная часть пояса, сложенная многочисленными блоками пород комплекса основания и глубоко измененными образованиями офиолитовой ассоциации.

ГЕРЦИНСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Большинство исследователей [33, 34, 35, 54] принимают за нижнюю границу герцинских тектонических комплексов подошву девона. Верхней границей герцинского мегакомплекса считается появление триасовых вулканогенных образований, связанных с началом в Урало-Монгольском складчатом поясе триасового рифтогенеза.

Эвгеосинклиальная мегазона Обь-Зайсанской складчатой системы представлена Томь-Кольванской складчатой зоной, в составе которой отмечается Новосибирский многоэпиклиналильный инверсионный мегантиклинорий и Митрофановско-Буготакский эвгеосинклиальный унаследованный мегантиклинорий.

Новосибирский мегантиклинорий (рис. 1, 2) простирается в северо-восточном направлении. На левобережье Оби большая его часть

перекрывается мезозойско-кайнозойским плитным комплексом. Обнажены песчано-сланцевые и существенно девона до низов серпуховского яруса включительно. Выше лежащие отложения (до конца среднего карбона) образуют песчано-сланцевую слабоугленосную молассу. Породы образуют серию линейных складок с ундулирующими осями, местами весьма интенсивно рассланцованы и прорваны мелкими штоками габбро-долеритов, габбро-пироксенитов и крупными батолитами позднепалеозойских гранитов.

Митрофановско-Буготакский мегантиклинорий располагается на правом берегу Оби. Геосинклиальный комплекс здесь начинается спилит-кератофировая формация, верхи которой имеют эйфельский возраст. Ее перекрывают карбонатно-сланцевая и пестроцветная песчано-сланцевая формации, замещающие друг друга. Разрез венчает флишеидная формация фамена, нарастающая на крыльях подобными же отложениями турне и визе. Складчатость геосинклиального комплекса линейная, но за счет ундуляции осей складок частные структуры приобретают брахиформные очертания.

Ограничения мегантиклинория дизъюнктивные. Юго-западное ограничение — Ташминско-Зарубинский глубинный разлом — имеет значительную надвиговую составляющую. Северо-западным ограничением служит Обской разлом в форме крутопадающего нарушения.

Интрузивные образования в пределах мегантиклинория представлены дайками и мелкими телами габбро-диабазов, диорит-диабазов и диабазов.

Горловский прогиб расположен между Буготакско-Митрофановским антиклинорием и северо-западной ветвью структур Салаира. Герцинский мегакомплекс в прогибе начинается эйфельскими отложениями, в южном борту налегающими на кембрийские толщи Салаира. Они входят в карбонатно-терригенную формацию, охватывающую эйфель, живет и фран. Фамен составляет маломощную (200—300 м) терригенную формацию. Выше следует терригенно-кремнисто-карбонатная формация турне и визе. Верхи разреза герцинского мегакомплекса составляет угленосная формация, отвечающая остальной части карбона и ранней перми.

Складчатость — линейного типа с ундулирующими осями частных структур и прогиба в целом. Рассланцевание пород интенсивное, метаморфизм углей достигает антрацитово-стадии. Общая структура прогиба представляет собой асимметричный синклинорий с осью, воздымающейся в юго-западном и северо-восточном направлении [33].

Хмелевский прогиб располагается в пределах Бийско-Барнаульского массива, при этом он резко наложен на салаиро-каледонские структуры его складчатого чехла. Большая, южная часть прогиба перекрывается мезозойско-кайнозойским плитным комплексом. В обнаженной северной части по его бортам и в ядрах локальных антиклиналей нижедевонские и эйфельские отложения, так же как и подстилающие их силурийские, составляют карбонатную формацию с бокситами близ основания эйфеля. Выше залегают живетская карбонатно-терригенная и позднедевонско-раннекарбоновая темноцветная известняково-сланцевая формации. В отдельных синклиналях отмечается кремнисто-терригенно-карбонатная формация турне — визе. Скважины в перекрытой части прогиба вскрывают отложения темноцветной известково-сланцевой формации.

Складчатые структуры по периферии обнаженной части прогиба — крутокрылые, линейного типа, субпараллельные близлежащим ветвям структур Салаира, но заметно упрощающиеся к его центру. Палеозойские отложения обеих впадин прорываются многочисленными батолитами.

ми гранитов юстыдского комплекса. Наиболее насыщена ими куполовидная структура, разделяющая оба герцинских прогиба.

Кузнецкий прогиб практически целиком расположен в пределах Озерно-Кузнецкой эвгеосинклинальной мегазоны салаиро-каледонских структур.

В зоне сочленения прогиба с Томь-Колыванской зоной герцинид обособлен Зарубинский прогиб, служащий северо-восточным продолжением Горловского. Юго-восточная граница Горловского прогиба условная, так как в структурном и формационном плане он тесно сопряжен с Кузнецким. Девонские структурно-вещественные ассоциации, обнажающиеся на бортах прогиба, резко гетерогенны. К западу от Центральнокузнецкого разлома по борту Салаира развиты карбонатные и терригенно-карбонатные формации с небольшими объемами вулканитов базальт-липарит-дацитовой формации на живетском уровне и маломощными корами выветривания на франском уровне на северо-западной части прогиба. Верхний девон на северо-западе приобретает флишондний характер. На юге, в Горной Шории, мегакомплекс начинается ниже-среднедевонская красноцветная лагунно-континентальная терригенно-вулканогенная трахилипарит-дацит-базальтовая формация, выше которой следует верхнедевонская красноцветная терригенная формация с известняками в верхах разреза. На северо-востоке по границе с Кузнецким Алатау в низах залегает ниже-среднедевонская красноцветная континентальная вулканогенно-терригенная формация с вулканитами трахит-базальтовой формации, с горючими сланцами и лептобиолитовыми углями в среднем девоне. Верхний девон составляет лагунно-континентальную карбонатно-терригенную формацию. Разнородные девонские формации повсеместно перекрыты турнейско-визейской кремнисто-терригенно-карбонатной формацией, в составе которой имеются прослои пепловых и кристаллокластических туфов; известны единичные маломощные пласты дацитов. На подстилающих отложениях девона формация залегает согласно, и только на юге Салаира она трансгрессирует на средний девон. Ее согласно перекрывает мощная угленосная формация, отвечающая остальной части карбона и перми. Формация слагается в основном континентальными фациями, вмещающими языки и клинья лагунных и морских фаций в низах разреза. На угленосной формации залегает континентальная терригенно-вулканогенная трапповая формация, составляющая кровлю мегакомплекса.

К западу от Центральнокузнецкого разлома складчатые структуры в целом линейные, субпараллельные структурам Салаира. Структуры девонских формаций относительно просты, с элементами брахиформности, тогда как раннекарбоновые и более поздние отложения собраны в сжатые линейные, местами асимметричные и опрокинутые складки, что связано с широким развитием надвиговых структур в западном борту прогиба. К востоку от Центральнокузнецкого разлома стиль складчатых дислокаций принципиально иной. На юго-востоке девонские и более молодые отложения образуют в целом моноклинал, выполаживающуюся к северу, где в ее пределах фиксируются мелкие неправильных удлиненных очертаний брахиформные складки конседиментационного происхождения. В узкой полосе вдоль Кузнецкого Алатау, севернее Томского выступа, структура также моноклиналная, но осложнена серией мелких горстов и грабен, заполненных главным образом девонскими формациями. В центральной части прогиба, выполненной угленосной формацией и пространственно совпадающей с Золотокитатским устойчивым массивом, развиты крупные изометричных очертаний антиклинали с пологими крыльями и широкне поля пологозалегавших пород.

Дизъюнктивная тектоника прогиба характеризуется крупными разрывными нарушениями по юго-западному и северо-восточному ограничению. Простираение надвигов конформно складчатой структуре юго-за-

падного борта прогиба. Не менее многочисленны надвиговые структуры, субпараллельные Томь-Кольванской складчатой зоне и с северным падением сместителей. По крупному Томскому надвигу структуры последней надвинуты на структуры Зарубинского и Кузнецкого прогибов. Надвиговые структуры фиксируются по северо-восточному и юго-восточному бортам, но здесь они относительно редки. Их плоскости падают на восток-северо-восток. Не менее широко развиты крутопадающие нарушения.

Интрузивные формации представлены небольшими телами пермских гранитов. Девонские отложения Горной Шории прорваны девонскими гранитоидами. Верхнепалеозойские отложения прогиба рвутся серией даек основного состава. В нижне-среднетриасовых отложениях располагаются трапповые тела.

Минусинский прогиб представлен западными окраинами Северо-Минусинской и Южно-Минусинской впадин. Прогиб расположен в пределах Хакасского устойчивого массива и наложен на байкальские и салаиро-каледонские складчатые структуры его чехла.

В Северо-Минусинской впадине герцинский мегакомплекс начинается с вулканитами щелочной базальт-трахибазальтовой формации. Остальная часть девона составляет красноцветную терригенную молассу с лагунно-континентальными фациями на живетском уровне. Турнейскому и визейскому уровням соответствует кремнисто-терригенная пепловая формация.

В Южно-Минусинской впадине в основании располагается грубообломочная красноцветная моласса низов раннего девона. На ней, а местами и на более древних породах, залегают красноцветная нижне-среднедевонская терригенно-вулканогенная моласса с вулканитами липарит-дацит-базальтовой формации. На эйфельско-живетском уровне она замещается морской терригенно-карбонатной формацией. Выше следует континентальная красноцветная терригенная формация, отвечающая остальной части девона.

Складчатость конседиментационная, прерывистая, штамповая и характеризуется сочетанием куполовидных, сундучных складок изометричных очертаний и разделяющих их валов, флексур с произвольной ориентировкой. Крылья складок нередко осложнены дизъюнктивами, подчёркивающими их штамповый характер.

Интрузивные породы представлены дайковыми и субвулканическими телами, генетически связанными с вулканитами, а также телами йолит-уртитов, нефелиновых сиенитов, группирующихся в кня-шалтырский и кийский интрузивные комплексы раннего — среднего девона, располагающиеся преимущественно в породах рамы. В Северо-Минусинской впадине известны тела долеритов, представляющие собой сильно-эродированные триасовые трубки взрыва.

Уйменско-Лебедский орогенный прогиб представлен своей северной (лебедской) частью. В структурном плане это четко унаследованная на предшествующих тектонических комплексах трансгрессивно и несогласно прибрежно-морская пестроцветная моласса раннего девона — эйфельско-франская субщелочная дацит-липаритовая формация. Складчатые формы в пределах прогиба меняются от линейных в его северной суженной прибортовой части до брахиформных удлиненных в центральной части прогиба. Разрывные нарушения в большинстве своем являются подновленными разломами. Поперечные разломы расчленяют субстрат на дифференцированно перемещающиеся блоки. В ряде мест вскрываются мелкие плутоны ранне-среднедевонских гранит-граносиенитов.

ПЛИТНЫЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Послераннетриасовые (среднетриасовые?) мезозойские и кайнозойские отложения образуют плитный мегакомплекс, локально развитый в горной части территории и в полном объеме составляющий чехол эпигерцинской Западно-Сибирской плиты. В составе мегакомплекса выделяются два комплекса: нижний—ранне-среднеюрский и верхний—мел-палеогеновый.

Ранне-среднеюрский комплекс образует несколько крупных линз в пределах Кузнецкого орогенного прогиба и в Бийско-Барнаульском устойчивом массиве.

Мульды горной части района выполнены ниже-среднеюрскими континентальными обломочными угленосными отложениями с каолиновыми корами выветривания в основании и переотложенными в более высоких частях разреза. Крылья мульд имеют углы падения от 5 до 15°, а близ разломных зон и более крутые. Обычно мульды пересекаются нарушениями и местами имеют дизъюнктивные ограничения. Пространственно большинство мульд тяготеет к наиболее прогнутым частям герцинских орогенных прогибов, но ряд мульд резко наложен на структуры субстрата. Масштаб прогибания мульд, оцениваемый по мощности выполняющих отложений, колеблется от 50 до 1000 м.

В северо-восточной части региона в пределах северного продолжения Хакасского устойчивого массива, в чехле Западно-Сибирской плиты обособляется Чулымо-Енисейская впадина. В ней ниже-среднеюрские отложения составляют сероцветную континентальную терригенную угленосную формацию с переотложенными каолиновыми корами выветривания. Структура впадины представляет в целом прогнутую моноклинали, наклоненную в северном направлении, или, иначе, синеклизу, открытую на север. Впадина осложнена мульдами и куполами с пологопадающими крыльями. В северо-западной части региона ниже-среднеюрские континентальные отложения практически не угленосны. Моноклинали структура этих отложений осложняется мульдами и куполами в пределах отрицательных и положительных структур герцинского основания. Слабодислоцированные формации нижнего комплекса в пределах Западно-Сибирской равнины перекрываются субгоризонтально лежащими отложениями верхнего комплекса, включающего в себя местами и верхнюю юру.

Бийско-Барнаульская впадина представляет собой окраинную депрессионную структуру Западно-Сибирской плиты. На севере впадину ограничивает Каменский вал, на востоке — Салаирский кряж, на юге — Алтайское неотектоническое поднятие. На юго-западе и западе впадина открывается в сторону Омской и Прииртышской депрессий.

Фундамент впадины ступенями погружается от ее северного, восточного и южного ограничения к центру впадины и в запад-юго-западном направлении. В пределах впадины имеется пять ступеней или структурных террас, разделенных крутыми уступами. Уступы в большинстве случаев совпадают с древними разломами, подновленными в мезозое и кайнозое. Палеозойский фундамент в первой террасе располагается на абсолютных отметках от —800 до —600 м, во второй — от —300 до —200 м, в третьей — от —150 до —100 м, в четвертой — от —100 до 0 м, в пятой — от +50 до +200 м. Структурные террасы представляют собой мезозойско-кайнозойские структурно-формационные зоны, отличающиеся временем заложения, полнотой разрезов и мощностью рыхлых образований.

В основании разреза Бийско-Барнаульской впадины располагается ниже-среднеюрская грубообломочная континентальная угленосная формация с переотложенными каолиновыми корами выветривания. Фор-

мация слагает отдельные мульды и грабены, имеет мощность до 800 м и составляет нижний структурный комплекс.

Мел-палеогеновый структурный комплекс с несогласием и размывом залегает на отложениях нижнего и на породах складчатого основания. В его основании располагается континентальная пестроцветная песчано-глинистая каолинито-гидрослюдистая формация, приуроченная преимущественно к первой структурной террасе. Она имеет в основном раннемеловой возраст, но низы ее позднеюрские. Мощность формации 600 м и более. Выше располагается полифациальный комплекс турона — эоцена мощностью 300—400 м. На западе его составляет морская зеленоцветная алеврито-глинистая гидрослюдисто-бейдеелитовая формация. На востоке ее фациально замещает континентальная сероцветная гравийно-песчаная каолинитовая формация с лигнитами. Формирование последней продолжалось до раннего миоцена, а мощность ее составляет 600 м и более. Подобного же рода формации, но значительно большей мощности развиты и в чехле Западно-Сибирской плиты.

Начиная с олигоцена структуры региона вступили в неотектонический этап развития. В строении мегакомплекса различаются разнопорядковые морфоструктуры, из которых крупнейшей является Бийско-Барнаульская впадина. В современном рельефе она представляет собой предгорную возвышенную равнину с абсолютными отметками до 300 м в центральной части и до 1000 м в предгорьях Алтая. Морфоструктуры второго порядка отличаются специфичностью рельефа и геологического строения. Положительные морфоструктуры этого ранга представляют собой северные предгорья Алтая, юго-западные предгорья Салаира, Обь-Чумышское и Приобское плато; отрицательные — Кулундинскую низменность, Обскую долину. В пределах морфоструктур второго порядка выделяются валы, гряды, прогибы и ложбины — морфоструктуры третьего порядка.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Исследованная территория расположена в юго-восточной части Западно-Сибирской провинции (А), где развит преимущественно эрозионно-аккумулятивный и аккумулятивный равнинный рельеф. Южная и восточная части этой территории входят в Алтае-Саянскую структурно-геоморфологическую провинцию (Б), которая характеризуется эрозионно-денудационным горным рельефом. Основными структурно-геоморфологическими элементами Западно-Сибирской провинции являются Чановская (А1), Кулундинская (АII) и Томско-Маринская (АIII) области (рис. 3).

Чановская область характеризуется плоским рельефом, имеющим в основном озерно-аллювиальное происхождение. Абсолютная высота междуречных пространств уменьшается в северо-западном направлении от 230 до 160 м. Минимальные высотные отметки приурочены к ложу долины Оби, где они составляют около 80—100 м. Относительно большей расчлененностью рельефа отличается приобская часть Чановской области, где водораздельные пространства возвышаются над руслом Оби на 120—140 м. Данная область связана постепенным переходом с Кулундинской областью, которая характеризуется полого-увалистым рельефом озерно-аллювиального и делювиально-пролювиального генезиса. Междуречные пространства представлены крупными увалами северо-восточного простирания, которые разобщены «брошенными» палеодолинами типа Бурлинской, Кулундинской, Касмалинской, Барнаульской и др. Абсолютная высота увалов составляет 200—300 м. Томско-Маринская область совпадает с Присаяно-Кемчугской новейшей моноклиналию. Здесь преобладает денудационный и озерно-аллювиальный рельеф. Последний распространен в основном в северо-западной части области, где междуречные пространства преимущественно плоские, нередко заболоченные. Для основной площади этой области характерен плоско-холмистый и полого-увалистый рельеф. Абсолютная высота междуречных пространств достигает 200—350 м.

В пределах исследованной площади прослеживается северо-западная часть Алтае-Саянской структурно-геоморфологической провинции, которая характеризуется в основном средне- и низкогорным денудационным рельефом, с абсолютной высотой междуречных пространств от 400 до 2250 м. Здесь выделено шесть структурно-геоморфологических областей.

Горно-Алтайская область (Б₁) в пределы рассматриваемой территории входит северной частью. Она соответствует сводово-глыбовому поднятию, включающему Катунско-Шапшальский блок, Холзунско-Сумультинскую и Северо-Алтайскую структурные ступени. Рельеф здесь преимущественно денудационный, с высокой степенью расчлененности гидросети и мелкими эрозионными формами. В северо-западной части Алтайского фаса абсолютная высота междуречных пространств колеблется от 300 м (Кольванский увал) до 1000 м (гора Бабырган), а в се-

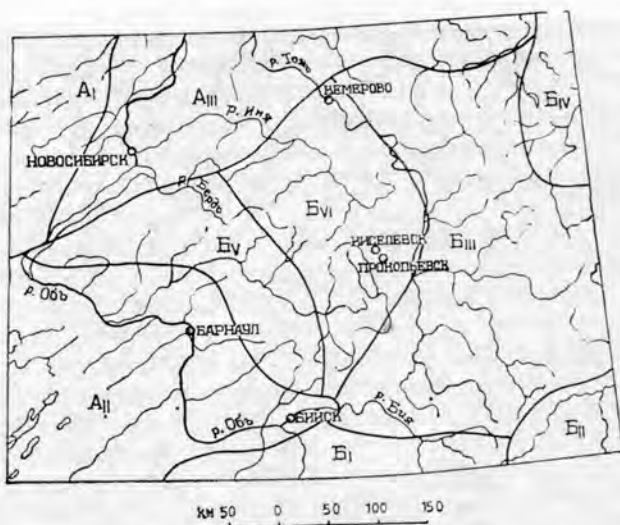


Рис. 3. Схема структурно-геоморфологического районирования.

Основные структурно-геоморфологические элементы Западно-Сибирской (А) и Алтае-Саянской (Б) провинций. Области: А₁ — Чановская (Барабинская), А_{II} — Кулундинская, А_{III} — Томско-Марининская, Б₁ — Горно-Алтайская, Б_{II} — Западно-Саянская, Б_{III} — Кузнецко-Алатауская, Б_{IV} — Минусинская, Б_V — Салаирская, Б_{VI} — Кузнецкая.

веро-восточной — от 500 до 1900 м (гора Б. Аталык). В первом случае их рельеф полого-холмистый и холмисто-увалистый, грядовый и сопочно-грядовый с наличием ледниковых карровых и цирковых форм. В северо-западной части области значительным распространением пользуются делювиально-пролювиальные формы рельефа.

Западно-Саянская область (Б_{II}) в исследованную площадь входит крайней западной частью. Рельеф здесь весьма контрастный, интенсивно расчлененный, с наличием ряда ледниковых и нивальных форм. Абсолютная высота междуречных пространств достигает 2000—2500 м. Основные формы рельефа имеют эрозионно-денудационное происхождение, носят преимущественно грядовый и грядово-холмистый характер.

Кузнецко-Алатауская область (Б_{III}) совпадает со сводово-глыбовой структурой Кузнецкого Алатау. Рельеф преимущественно грядово-холмистый эрозионно-денудационного и денудационного происхождения. В южной части области широко распространены ледниковые формы рельефа, представленные каррами, цирками и нагорными нивальными террасами. Абсолютная высота междуречных пространств колеблется от 1000 до 2000 м, в северо-западной части снижается до 400—800 м.

В Минусинской области (Б_{IV}) развит денудационный и эрозионно-аккумулятивный низкогорный рельеф. Абсолютные высоты междуречных пространств не превышают 900—1000 м (в основном 500—800 м). В Назаровской впадине преобладает полого-увалистый и холмисто-увалистый рельеф с наличием плоских участков, а в Северо-Минусинской впадине — грядово-холмистый и холмисто-увалистый.

В Салаирской области (Б_V) рельеф междуречных пространств денудационный, в большинстве случаев плоско-холмистый и холмистый, характеризуется абсолютными высотами порядка 400—600 м. Позднекайнозойские образования субаэрального генезиса существенно «нивелируют» рельеф рассматриваемой области. Однако речная сеть, имеющая в общем довольно древнее заложение, отличается значительным

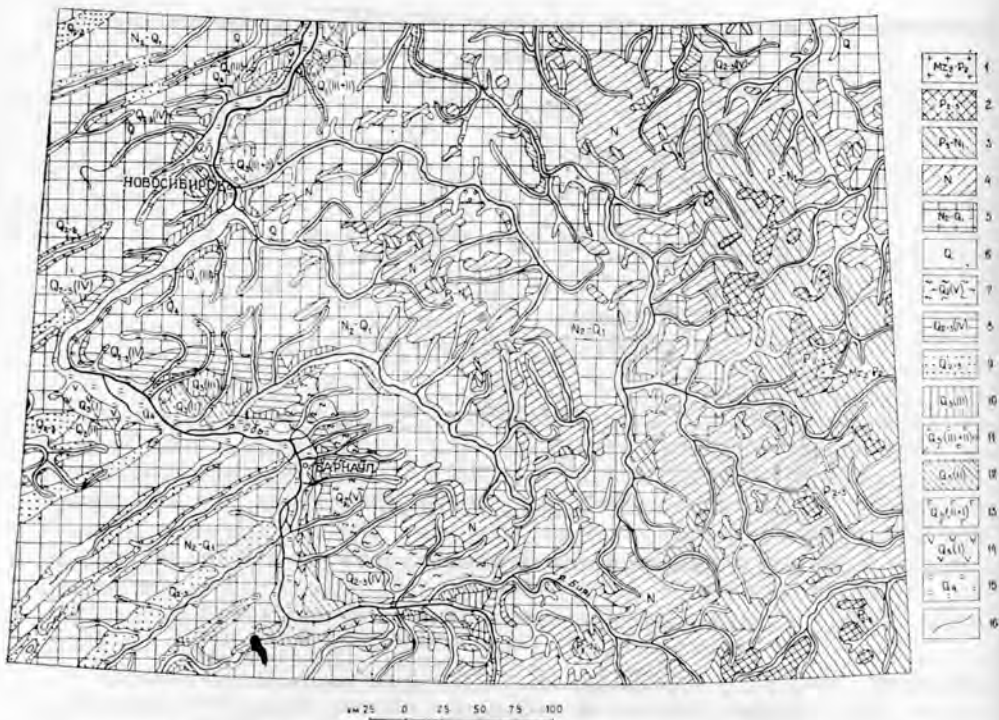


Рис. 4. Карта поверхностей выравнивания и речных террас.

Возраст основных геоморфологических уровней, образованных в результате проявления восходящих «циклических» тектонических движений: 1 — позднемезозойско-эоценовая поверхность первого порядка; 2—6 — поверхности выравнивания второго порядка; 2 — позднеэоцен-олигоценовая, 3 — позднеолигоцен-раннемиоценовая, 4 — неоген-четвертичная выработанная (склоновая), 5 — позднемиоцен-раннеплиоценовая, 6 — позднелигоцен-раннечетвертичная. Поверхности выравнивания третьего порядка. Речные и озерные террасы: 7 — пятая надпойменная, 8 — четвертая надпойменная, 9 — третья надпойменная и ложбины стока нерасчлененные; 10 — третья надпойменная, 11 — вторая и третья надпойменные, 12 — вторая надпойменная, 13 — вторая и первая надпойменные, 14 — первая надпойменная, 15 — пойменные; 16 — геоморфологические границы.

врезом и большой разработанностью долин, что придает рельефу в целом низкорослый облик.

Кузнецкая область (B_{VI}) целиком совпадает с Кузнецкой впадиной позднепалеозойско-раннемезозойского возраста, являясь областью унаследованного структурно-геоморфологического развития. В новейший этап она была вовлечена в общее поднятие и подвержена значительному денудационному срезу. Однако амплитуды новейших поднятий в ее пределах оказались гораздо меньшими, чем это устанавливается для смежных территорий. Это обусловило ее структурно-геоморфологическое положение в качестве относительно опущенного структурно-геоморфологического элемента, характеризующегося равнинным рельефом. Абсолютные высоты здесь составляют 200—300 м, достигают 400 м. На значительной площади Кузнецкой области пользуются развитием озерно-аллювиальные образования плиоцен-четвертичного возраста, мощность которых в депрессионных зонах достигает нескольких десятков метров. Эти отложения слагают аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные формы рельефа.

В пределах региона прослеживается значительное число разновозрастных поверхностей выравнивания (рис. 4), в том числе первого порядка (позднемезозойско-эоценовая поверхность), второго порядка

(позднеэоцен-олигоценовая, позднеолигоцен-раннемиоценовая, позднемиоцен-среднеплиоценовая, позднеплиоцен-раннечетвертичная) и третьего порядка (комплекс речных террас).

Позднемезозойско-эоценовая поверхность выравнивания распространена в виде отдельных сравнительно небольших останцов в Западно-Саянской и Кузнецко-Алатауской областях. Абсолютные отметки ее составляют более 200 м.

Поверхности выравнивания второго порядка распространены более широко. В частности, позднеэоцен-олигоценовая поверхность широко развита на востоке региона. В северной части Кузнецкого Алатау абсолютная высота составляет около 1200 м, в центральной части — 1500—1600 м, в южной части его и Западном Саяне — до 1800 м.

Позднеолигоцен-раннемиоценовая поверхность выравнивания в пределах основной площади Кузнецкого Алатау и Западного Саяна пользуется довольно широким развитием. Отдельные останцы ее сохранились в Салаирской структурно-геоморфологической области. Высотные отметки ее в периферийных частях Кузнецко-Алатауской области (например, в бассейне р. Кня) составляют 700—800 м, в центральной части — 1000—1200 м, а в бассейне верхнего течения Абакана — 1300—1600 м. В осевой части Салаирского кряжа высотные отметки останцов третьей поверхности составляют 520—560 м. По сравнению с более высокими поверхностями, данная поверхность имеет относительно плавные очертания. Здесь преобладает полого-увалистый рельеф, местами встречаются грядовые («скальные») и холмисто-грядовые участки.

Позднемиоцен-среднеплиоценовая (миоцен-плиоценовая) поверхность комплексной денудации отмечена в краевых зонах Кузнецкого Алатау и Северного Алтая, а также в центральной части Салаирского кряжа. Максимальные абсолютные отметки ее в первом и во втором случаях местами достигают 700—800 м, а в последнем — 400—450 м. Поверхность в основном холмистая, характеризуется довольно плавными очертаниями. Вместе с тем, в среднегорной части территории используются в пределах ее развития широким распространением пользуются эрозионные и куэстовые формы рельефа. Так же как позднеолигоцен-миоценовая и позднеэоцен-олигоценовая поверхности, она образовалась за счет уничтожения более древних поверхностей выравнивания, в основном за счет переработки двух вышеуказанных поверхностей. Об этом свидетельствует наличие большого количества останцов последних на площади ее распространения.

Позднеплиоцен-раннечетвертичная поверхность выравнивания наиболее широко развита в Чановской, Кулундинской и Томско-Маринской структурно-геоморфологических областях, где она охватывает почти все междуречные пространства. Значительные площади ее развития устанавливаются также в районе юго-западного склона Салаирской и в центральной части Кузнецкой областей. В горные районы рассматриваемая поверхность заходит в основном лишь по долинам рек и является как бы вложенной в более древние поверхности выравнивания. В Западно-Сибирской провинции она преимущественно аккумулятивная и эрозионно-аккумулятивная, озерно-аллювиального и делювиально-пролювиального генезиса, а в Алтае-Саянской провинции — денудационная и эрозионно-аккумулятивная. Рельеф этой поверхности имеет в общем сравнительно «мягкие» спокойные очертания. Здесь чередуются плоские, плоско-холмистые, полого-увалистые и холмистые участки. По северо-восточной окраине Кузнецкого Алатау значительным распространением пользуются куэсты, монадники и др. В Западно-Сибирской провинции абсолютные высоты характеризуемой поверхности варьируют от 150 до 340 м, причем в Чановской области они увеличиваются с севера на юг от 150 до 220 м, в Кулундинской — от 180 до 300 м, в Том-

Центральносалаирская (?) структурно-формационная зона относительно-Марининской — от 200 до 340 м. В Алтае-Саянской провинции они колеблются в большинстве случаев от 350 до 550 м.

В Алтае-Саянской провинции довольно большие площади занимает так называемый придолинный («склоновый») рельеф. Он приурочен к долинам почти всех более или менее крупных рек и представляет собой систему склонов различного возраста и фрагментов древних высоких террас, большинство из которых почти нацело уничтожено в новейшее время. Расчленить этот комплекс из-за недостаточности материалов и мелкомасштабности карты не представилось возможным. Начало активизации склоновых процессов большинством исследователей связывается с началом проявления неотектонического этапа (поздний олигоцен). Проявление склоновых процессов резко усилилось в плиоцен-четвертичное время.

Поверхности третьего порядка представлены комплексом речных террас аккумулятивного и эрозионно-аккумулятивного происхождения. Наиболее высокая, пятая надпойменная терраса распространена в долине Оби выше по течению р. Барнаула. Наиболее крупный участок ее развития устанавливается в районе г. Бийска. Абсолютные отметки этой террасы 240—260 м. Она возвышается над четвертой надпойменной террасой на 20—40 м и имеет в большинстве случаев слабовыраженный уступ. Возраст ее, вероятно, среднечетвертичный.

Четвертая надпойменная терраса широко распространена в Западно-Сибирской провинции, где приурочена к верхним частям склона долины Оби. В районе г. Бийска абсолютные высоты ее составляют 200—220 м, а у северной границы изученной площади — около 130—140 м. Над руслом р. Оби терраса возвышается на 50—60 м, в предгорной части — на 60—80 м, в горной — на 80—100 м. Поверхность террасы слабо всхолмлена, расчленена небольшими водотоками. Уступы, разделяющие ее со смежными террасовыми уровнями, в равнинных областях пологие, а в горных районах — крутые, нередко обрывистые. Возраст террасы определяется как средне-позднечетвертичный.

Третья надпойменная терраса развита почти во всех долинах более или менее крупных рек. Поверхность в большинстве случаев плоская, слабо наклонена в сторону русел рек. Абсолютные отметки этой террасы в Предальтайской зоне составляют 180—200 м, а в районе г. Новосибирска — около 125 м. Высота ее уступа над руслом южнее г. Новосибирска 35—60 м, севернее — 30—40 м.

Вторая и первая надпойменные террасы распространены во всех речных долинах. Поверхности их плоские, местами всхолмленные в результате проявления эоловых процессов. Высота второй террасы над руслами крупных рек 10—20 м, первой — от 6 до 12 м. Возраст их определяется как позднечетвертичный.

Пойменные террасы широким развитием пользуются в зонах голоценовых и современных опусканий. В Западно-Сибирской провинции они почти повсюду аккумулятивные и лишь местами эрозионно-аккумулятивные и эрозионные. Высокие поймы возвышаются над руслами крупных рек в большинстве случаев на 5—7 м, а низкие — на 3—5 м.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Равнинная часть рассматриваемой территории в гидрогеологическом отношении относится к Западно-Сибирскому артезианскому бассейну, в пределах которого докембрий и палеозой перекрыты мощной слабодислоцированной толщей рыхлых отложений мезокайнозоя. Горная область относится к Саяно-Алтайской складчатой стране, включающей Кузнецкий Алатау, Горную Шорию, Салаирский кряж, Кольвань-Томскую складчатую зону и Кузнецкую котловину — Кузнецкий артезианский бассейн. В геологическом строении горной области участвуют в основном породы докембрия и палеозоя, частично перекрытые кайнозойскими отложениями. Интенсивный дренаж подземных вод в горной области, особенно глубоко врезанными горными реками, становится затрудненным и замедленным при выходе долины р. Оби на Западно-Сибирскую равнину, что отражается количественно на подземной составляющей в общем балансе поверхностных водотоков.

Гидрогеологические условия рассматриваются по отдельным регионам.

Кузнецкий Алатау и Горная Шория представляют собой древнюю складчатую структуру, сложенную преимущественно морскими осадочными протерозойскими и нижнепалеозойскими, а также изверженными породами. Зона выветривания в них распространена на глубину 20—80 м. Значительное место среди пород нижнего палеозоя занимают карбонатные породы (трещиноватые известняки и доломиты), частично выкарстованные. Закарстованность карбонатных пород по горным выработкам на 75—200 м ниже уровня долин протекающих на этих участках рек. К этим толщам приурочены трещинно-карстовые воды, характеризующиеся значительным дебитом.

Обильные подземные воды приурочены и к трещиноватым изверженным породам, зона выветривания в которых прослеживается на глубину до 80 м. Подземные воды трещинных и трещинно-карстовых зон имеют скорость движения до 780 м/сут и значительную амплитуду колебания уровня в течение года. В местах частичной разгрузки этих вод по долинам рек дебит источников изменяется от десятых долей до сотен литров в секунду. Трещиноватые кварциты, песчаники, сланцы и эффузивы обводнены слабо. Удельный дебит источников, приуроченных к скважинам во вскрытых водоносных горизонтах, не превышает нескольких сотых литра в секунду.

Химический состав подземных вод в зоне свободного водообмена гидрокарбонатно-кальциевый при минерализации 0,15—0,25 г/л. В более глубоких горизонтах, приуроченных к тектоническим зонам, минерализация на отдельных участках повышается до 0,8 г/л.

Подземное питание рек Кузнецкого Алатау и Горной Шории значительное и происходит в основном за счет подземных вод верхней трещиноватой зоны, трещинных и особенно трещинно-карстовых вод. Водообильности пород здесь благоприятствует обилие атмосферных осадков,

затяжное снеготаяние, особенно в условиях сильной расчлененности рельефа и отсутствия промерзания почв на участках с мощным снеговым покровом. Наибольшие значения модуля подземного стока в этом регионе (до 4—5 л/с·км²) отмечается там, где развиты карбонатные породы. На остальной территории этот модуль равен 1—2 л/с·км². Коэффициент подземного стока составляет 10—20 %, величина подземного стока — 20—30 % общего речного стока.

Для Салаирского кряжа характерен низкогорный лесной ландшафт с платообразными возвышенностями, расчлененными сетью небольших рек. На пенеппенизированной поверхности залегает рыхлый четвертичный покров. Останцы древнего рельефа сложены породами нижнего палеозоя. Наиболее водообильны трещиноватые известняки, часто закарстованные. Источники из кембрийских и силурийских закарстованных известняков в городах Гурьевске и Салаире имеют дебит 7—40 л/с. В этом же районе мраморизованные трещиноватые закарстованные известняки менее водообильны. Источники из этих пород имеют преобладающий дебит до 1 л/с.

Водообильны также закарстованные известняки среднего девона. Древний карст в этих толщах широко распространен. Закарстованность известняков затухает на глубине 100—150 м. К карстовым пустотам приурочены значительные статические запасы подземных вод. При длительных откачках с большими расходами образуются значительные депрессионные воронки. Восстановление уровней после остановки насосов идет весьма медленно. На отдельных участках Салаирского кряжа на закарстованных известняках девона в долинах выходит значительное количество источников. Подземные воды обнаружены и в закарстованных известняках нижнего карбона. Особенно водообильны эти породы вблизи крупных тектонических зон разломов.

Слабозакарстованные известняки и другие литологические разновидности пород, слагающих Салаирский кряж, характеризуются неравномерной обводненностью. Обычно источники образуются лишь там, где породы трещиноваты в результате тектонической нарушенности или выветривания. По речным долинам, прорезающим эти толщи, наблюдается значительное количество выходов подземных вод в виде мочажин и мелких источников с расходом до десятых долей литра в секунду.

На площадях, где зона выветривания палеозоя имеет значительную мощность и с поверхности развиты глинистые породы, водоносность нижележащих толщ слабая. На плоских пенеппенизированных водоразделах палеозойские породы перекрыты мезозойско-кайнозойской корой выветривания и делювиальным четвертичным покровом общей мощностью до 60 м. Здесь местное питание подземных вод за счет атмосферных осадков на значительных площадях затруднено. Подземные воды в зоне свободного водообмена слабоминерализованные с плотным остатком (0,2—0,5 г/л), относятся к гидрокарбонатно-кальциевому типу.

Колывань-Томская складчатая зона представляет собой слабо-всхолмленную приподнятую возвышенность с лесостепным ландшафтом. Эта зона является переходной от Салаирского кряжа к Западно-Сибирской низменности. Палеозойские толщи, слагающие Колывань-Томскую зону, выступают на дневную поверхность у с. Камень, по левобережью р. Оби и на водоразделе Обь — Томь. В девонских породах преобладают глинистые толщи, а в карбоновых — песчаники и известняки. На большей части территории верхняя часть палеозоя трещиноватая и перекрыта мезозойской корой выветривания.

На одном из участков в бассейне р. Иня вблизи ж.-д. ст. Тогучин имеется впадина Доронинская, в которой на палеозойских образованиях залегают юрские сильно обводненные песчаники и конгломераты. Скважины, вскрывающие эти воды, самоизливаются. Дебит источников, выходящих в долинах притоков р. Оби, до 4—5 л/с.

Породы палеозоя водообильны в верхней трещиноватой зоне песчанников, сланцев, известняков, а также на участках с тектоническими трещинами. В скважинах подземные воды вскрываются в понижениях на глубине 3—7 м и на водоразделах на глубине 13—16 м. Воды напорные. В речных долинах и балках подземные воды выходят в виде источников с дебитом до 1 л/с. Редко в местах пересечения долинами тектонических зон и на участках развития известняков зафиксированы выходы подземных вод с дебитом 2,5 л/с и более. В глинистых сланцах и песчаниках Горловского месторождения каменных углей водообильность пород весьма слабая. Гранитные массивы до уровня дренирования обычно не обводнены. Подземные воды обнаруживаются на глубине 80—100 м в отдельных тектонических трещинах.

Питание подземных вод Кольвань-Томской складчатой зоны, как и Салаирского кряжа, происходит за счет атмосферных осадков. Поток подземных вод направлен к местным речным долинам. Общая направленность подземного стока на юго-западе — в сторону Кузнецкой котловины, на востоке — к р. Оби и Западно-Сибирской низменности. Подземные воды в зоне дренажа поступают в аллювиальные отложения террас, где находятся в гидравлической связи с рекой и непосредственно выходят в русла рек. Коэффициент подземного стока в пределах региона составляет 3—5 %, модуль подземного стока до 1,5 л/с·км². В результате проницаемости верхней толщи пород и однообразия условий питания на всей площади Салаирского кряжа и Кольвань-Томской складчатой зоны подземные воды гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией 0,2—0,8 г/л.

Кузнецкая котловина (артезианский бассейн) представляет собой обширную синклиналию структуру, сложенную породами раннего карбона (по периферии) и поздней перми (в центре депрессии). Небольшие прогибы в центральной и юго-восточной частях котловины заполнены отложениями юры и являются обособленными артезианскими бассейнами. Юрские породы представлены песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами с редкими прослоями углей и углистых сланцев.

Значительной водообильностью характеризуются трещиноватые конгломераты и песчаники. Глубина залегания подземных вод в долинах притоков р. Иня 10—15 м, а на водоразделах — 50—60 м. Наибольшая обводненность пород наблюдается на глубине 100—170 м. Воды пластово-трещинные, напорные (напоры до 10 м и выше поверхности земли). Годовая амплитуда колебания уровня 1—3 м. Дебит источников, выходящих в долинах, до 15 л/с. Дебит скважин в пониженных участках при самоизливе 15—20, иногда до 40 л/с. Воды гидрокарбонатно-кальциевые с общей минерализацией 0,2—0,8 г/л.

Широко развиты воды в каменноугольных и пермских породах. Водовмещающими являются песчаники, алевролиты, аргиллиты и угли. Воды трещиноватые, трещинно-пластовые, напорные. В центральной части котловины пьезометрические уровни устанавливаются на 0,3—7 м выше поверхности земли. Наиболее водообильны песчаники ильинской свиты. На высокую их обводненность указывают устойчивые по режиму родники с дебитом 2—18 л/с. Из глинистых трещиноватых пород других свит естественные выходы вод имеют дебит 0,01—0,3 л/с. Лишь по зонам тектонических нарушений фиксируются источники с дебитом 2—3 л/с. В толще каменноугольных и пермских отложений наблюдается вертикальная гидрохимическая зональность. В зоне свободного водообмена воды гидрокарбонатно-кальциевые, гидрокарбонатно-натриевые, гидрокарбонатно-кальциево-магниево-натриевые с минерализацией 0,4 г/л. Зона затрудненного водообмена вскрывается на глубине 60—80 м; с нею связаны гидрокарбонатно-натриевые воды с минерализацией 0,5—1, реже 2 г/л.

На отдельных участках территории режим подземных вод находится в зависимости от степени возврата вод при шахтных и карьерных разработках угольных месторождений и работы водозаборов. В результате образуются обширные дренированные площади речных бассейнов.

Водоносность четвертичных толщ, за исключением более низких террас р. Томь и ее притоков, слабая. Аллювиальные отложения в долинах рек наиболее водообильные, дебит скважин из них достигает 15 л/с. Эти водоносные горизонты находятся в тесной гидравлической связи с реками.

Подземные воды юры и палеозоя принимают основное участие в формировании подземного стока рек Томь, Мрас-Су, Кондома и др.

Средний многолетний модуль подземного стока со всего Кузнецкого артезианского бассейна составляет 1—2 л/с·см², минимальный — 0,5—1 л/с·км². Доля подземного стока колеблется в пределах 10—20 % речного и в отдельных случаях достигает 30 %. Коэффициент подземного стока до 20 %.

Западно-Сибирский артезианский бассейн занимает Приобское степное плато и Обь-Чумышскую возвышенность. Сложен литологически неоднородными мезозойско-кайнозойскими отложениями, мощность которых увеличивается с востока на запад и достигает 1000 м. Преимущественно распространены порово-пластовые напорные и безнапорные воды.

Подземные воды пород палеозойского фундамента вскрываются на глубине от 5—10 м (юго-восточная окраина бассейна) до 500 м и более. Водовмещающие породы — глинистые сланцы, песчаники, известняки, гранодиориты и др. Мощность обводненной зоны изменяется от 30 до 100 м. Воды напорные, напор возрастает к западу по мере погружения фундамента от 40 до 600 м и более. Пьезометрическая поверхность снижается от предгорий в северо-западном и западном направлении. Водообильность пород низкая. Дебит скважин обычно составляет 0,5—1 л/с при понижениях уровня до 10 м. Воды преимущественно пресные (до 1,4 г/л), от умеренно жестких до очень жестких, гидрокарбонатные кальциевые, реже гидрокарбонатно-сульфатные натриевые.

Подземные воды меловых отложений изучены недостаточно. Охарактеризован только водоносный горизонт отложений сымской свиты на Приобском плато, где он вскрывается на глубине 300—500 м. Приурочен к мелкозернистым кварцевым каолинизированным пескам, иногда с прослоями глин. К востоку водовмещающие породы приобретают более грубозернистый характер. Мощность горизонта 20—45 м. Верхним и нижним водоупором являются одновозрастные глины. Водоносный горизонт напорный. Удельный дебит скважин достигает 6 л/с при понижении уровня до 12,5 м (с. Иня, долина Оби). Воды в основном пресные (0,9—1,7 г/л), в центральной части Приобского плато минерализованные (до 4 г/л) от умеренно жестких до жестких. Состав вод гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатно-карбонатный с преобладанием среди катионов натрия.

Водоносный комплекс палеоцен-эоцен-нижнеолигоценых отложений (островновская, юрковская, тавдинская свиты) изучен недостаточно. Скважинами вскрыты воды континентальных отложений (островновская свита). Водовмещающие породы — не выдержанные по мощности (3—60 м) прослои кварцевых крупнозернистых песков с гравием и гальками в основании. В кровле лежат одновозрастные глины. Нижним водоупором являются глины коры выветривания палеозойского фундамента или сымской свиты верхнего мела. Глубина залегания обводненных прослоев в составе комплекса от 50 (г. Камень-на-Оби) до 400 м. Воды обладают высокими напорами (до 200—300 м). Уровни в скважинах устанавливаются на глубине от 4,6 до 65, реже 75—100 м и более. В понижениях рельефа (абсолютные отметки менее 140 м) наблюда-

ется самоизлив из скважин, при этом уровни поднимаются на 10 м выше поверхности земли. Дебит скважин 1—4,8 л/с при понижении уровня соответственно на 15 и 13 м; минерализация подземных вод 0,4—1,5 г/л при преимущественно гидрокарбонатном кальциевом составе.

Водоносный комплекс нижнего — среднего олигоцена (знаменская, атлымская, новомихайловская и другие свиты) распространен повсеместно. Водовмещающие породы — несколько прослоев крупнозернистых песков (5—50 м) в толще алевроитовых глин и алевролитов. Наиболее мощные прослои приурочены к основанию разреза. Глубина их залегания 124—350 м. Воды напорные (110—290 м). Уровни устанавливаются на глубинах 20—118 м. Водообильность горизонта средняя. Удельный дебит скважин не более 1 л/с. Воды пресные (до 1,5 г/л), мягкие и умеренно жесткие, гидрокарбонатные кальциевые. В единичных скважинах на Приобском плато установлены соленые (2—3 г/л), жесткие сульфатно-хлоридные натриевые воды.

Водоносный горизонт верхнеолигоценых отложений залегает на глубине 85—300 м в разномощных, часто крупнозернистых песках с гравием и гальками, не выдержанных по мощности (5—60 м). В кровле залегают разновозрастные глины, в подошве — глины новомихайловской свиты. Воды напорные. Водообильность от 1 до 9 л/с при понижении уровня соответственно на 27 и 5 м. Воды солоноватые (1—3 г/л), жесткие и умеренно жесткие, гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-хлоридные натриевые.

Подземные воды неогеновых отложений приурочены к прослоям и линзам песков кочковской, павлодарской, таволжанской и калкаманской свит. Воды от пресных до соленых (5—7 г/л), хлоридно-сульфатные натриевые.

Практическое значение имеют воды кочковской свиты, приуроченные к средне- и мелкозернистым пескам. Глубина водоносного горизонта 5—30 м. Уровни в скважинах устанавливаются на глубине 1,5—22 м. Водообильность отложений высокая. Дебиты отдельных скважин до 25 л/с при понижении уровня воды на 5 м. Преобладают дебиты 2—8 л/с. Коэффициент фильтрации 40—50 м/сут. Воды гидрокарбонатные кальциевые, пресные.

Подземные воды четвертичных отложений в пределах бассейна распространены повсеместно. Среди них наибольшее значение имеют воды спорадического распространения в ниже-среднечетвертичных отложениях красnodубровской свиты, водоносный горизонт средне-верхнечетвертичных отложений касмалинской и карасукской свит, водоносный горизонт средне- и верхнечетвертичных аллювиальных отложений, водоносный горизонт современных отложений. Подземные воды четвертичных отложений связаны с песками, залегающими в виде пластов, линз и маломощных прослоев. Воды напорные, безнапорные, пресные, гидрокарбонатно-кальциевые, большей частью мягкие и умеренно жесткие. Водообильность отложений пестрая. Удельный дебит скважин изменяется от сотых долей до 1 л/с и более. Дебит одиночных скважин в долине Бии и Оби достигает 25 л/с при понижении уровня на 4 м.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Широкое площадное развитие устойчивых массивов с рифейскими и более молодыми чехлами позволяет считать, что в добайкальское время в пределах большей части описываемой территории уже существовала достаточно зрелая земная кора. Байкальская история началась расчленением протерозойской сиалической коры на ряд блоков, развивавшихся в байкальский этап в различных геотектонических режимах. Байкальские структуры относятся к внешней миеосинклинальной мегазоне байкальского мегакомплекса, заключенной между эвгеосинклиналью на востоке и палеорифтом на западе. В палеотектоническом плане они являлись структурами преддугового бассейна. Все устойчивые массивы составляли практически один блок — Обь-Енисейский устойчивый массив, в пределах которого формировались главным образом осадочные кремнисто-карбонатные формации. Он представлял собой крупное поднятие морского дна. На юге, приблизительно вдоль южных границ современных устойчивых массивов, поднятие обрывалось в сторону более глубокой части моря (современные структуры Западного Саяна), где шло формирование прогиба, заполняющегося мелкообломочными терригенными, вероятно, турбидитными осадками. Байкальскими движениями отложения терригенного прогиба собраны в многопорядковые линейные складки. Эвгеосинклинальная зона байкалид располагалась восточнее, за пределами описываемого региона.

Салаиро-каледонский этап развития региона начался в позднем рифее резким изменением структурного плана. В результате расчленения добайкальского и байкальского субстрата возникла одна из генеральных структур — Озерно-Кузнецкая эвгеосинклинальная мегазона. Обособились практически в современных конфигурациях Хакасский, Бийский, Золотокитатский и Бийско-Барнаульский устойчивые массивы. Байкалиды центральной части Западного Саяна и отчлененные от них Озерно-Кузнецкой мегазоной байкалиды Горного Алтая также были расчленены на серию близширотных блоков. По разлому, ограничивающему с юга Хакасский массив, возникла система эвгеосинклинальных структур северного склона Западного Саяна. Уцелевшие блоки добайкальского фундамента — устойчивые массивы — по-прежнему оставались положительными формами дна бассейна, а новообразованные — преимущественно отрицательными, что ограничивало массовое поступление вулканокластического и кластического материала стадии инициального магматизма в области карбонатакопления устойчивых массивов. Подновление разломов Хакасского устойчивого массива вызвало более дифференцированное перемещение блоков и придало отдельным синклинорным структурам чехла эвгеосинклинальный характер за счет излияний в разломных зонах базальтовых лав и проникновения базитов и гипербазитов в осадочный чехол массивов. Вдоль северо-восточного и северо-западного краев Бийско-Барнаульского массива оконту-

рывающие и рассекающие разломы также обусловили формирование новообразованных и наложенных эвгеосинклинальных зон.

В развитии салаиро-каледонского мегакомплекса различаются геосинклинальный ($PR_2—E_1$) и протоорогенные ($E_{1-2}—S$) этапы и стадии, выраженные структурными и формационными перестройками в эвгеосинклинальных структурно-формационных зонах, почти отсутствующими в миогеосинклинальных зонах и в чехле устойчивых массивов.

На первой стадии геосинклинального этапа произошло интенсивное раздробление субстрата и проникновение мантийного материала в верхние горизонты земной коры и на земную поверхность. С этой стадией связано формирование офиолитовых ассоциаций эвгеосинклинальной мегазоны. В конце первой стадии (конец венда — начало кембрия) во внешней зоне образовалась вулканическая гряда (дуга) и фронтальный трог (желоб), сложенные офиолитовой ассоциацией. Породы ассоциации подверглись складчатости, расщеплению, меланжированию и метаморфизму. В результате эвгеосинклинальная мегазона была структурно перестроена, и с этого момента началась вторая стадия геосинклинального этапа (начало раннего кембрия, в некоторых зонах конец венда — конец раннего или начало среднего кембрия).

Во второй стадии центры вулканизма сместились к внутреннему борту эвгеосинклинальной мегазоны, где возникла новая вулканическая гряда (дуга), и к северному борту Бийского массива, вдоль которого образовалась короткая субширотная вулканическая гряда. Мегазона оказалась расчлененной на два вулканических поднятия (внешняя и внутренняя гряды — дуги) и два прогиба (межгрядовый и внешний трог — желоба). Строение мегазоны осложняли Золотокитатский и Бийский устойчивые массивы, располагавшиеся в межгрядовом (междуговым) пространстве. В конце раннего — начале среднего кембрия общий подъем региона привел к выводу поднятий — вулканических построек — из-за уровня моря и их денудации. Начался протоорогенный этап развития. Смена геосинклинального режима протоорогенным сопровождалась дислокациями геосинклинальных толщ и изменением характера вулканических процессов: первые ранне-среднекембрийские молассы содержат вулканы андезитового состава. В течение среднего — верхнего кембрия и ордовика шло преимущественно терригенное осадконакопление с вулканиками. Протоорогенез сопровождался неоднократными вертикальными подвижками, обусловившими наличие ряда перерывов и несогласий. К началу силура рельеф был пенепленизирован, а в силуре накапливались карбонатные и карбонатно-терригенные осадки. Во второй половине протоорогенного этапа формировались крупные массы гранитоидов пестрого состава.

Этапность развития тыловой миогеосинклинальных структурах Центрально-Саянского инверсионного мегантиклинория происходит смена зелено-серых пород на пестроцветные и некоторое огрубление обломочного материала. Складчатые деформации возникли только в конце протоорогенного этапа и сопровождалась становлением плутонов гранит-гранодиоритовой формации и частичной инверсией структуры.

Структура дифференциации Хакасского устойчивого массива, унаследованная от байкальского этапа, осложнилась дополнительной активизацией отдельных зон, в составе которых появились крупные массивы инициальных вулкаников на ранней стадии геосинклинального этапа. В других структурах отложения этой стадии характеризуются обилием доломитов, кремнистых пород, повышенной фосфатностью, а также спорадическим появлением вулкаников, особенно мощных близ Озерно-Кузнецкой зоны. В существенно известняковых толщах на са-

наштыкгольском уровне появляются трахиандезит-липаритовые вулканические постройки, которые становятся более мощными и обильными в амгинском ярусе, но в целом осадкообразование остается карбонатным. Первые сероцветно-пестроцветные тонкообломочные толщи обнаруживаются здесь в конце амгинского века, а массовые излияния андезитов происходят со второй половины среднего кембрия. Таким образом, первые негеосинклинальные вулканогенные формации здесь появились в санаштыкгольское время раннего кембрия, а терригенные — в конце амгинского века, что делает границу между геосинклинальным и протоорогенным этапами весьма неопределенной. Верхнекембрийские и ордовикские терригенные толщи разделены рядом перерывов, свидетельствующих о дифференцированных перемещениях коры в ходе изостатического выравнивания ее блоков.

Складчатые структуры чехла устойчивого массива развивались конседиментационно и дополнительно подверглись дислокациям перед формированием андезитовых толщ в конце ордовика. На геосинклинальном этапе в чехол массива интродуцированы габброидные магмы, а в орогенный — формировались крупные плутоны формации гранитоидов пестрого состава.

Внешняя (фронтальная) миогеосинклинальная мегазона в пределах Ануйско-Чуйского унаследованного мегасинклинория и в большей западной части Бийско-Барнаульского устойчивого массива в формационном плане развивалась сходным образом. В раннюю стадию (поздний рифей — венд?) здесь формировались песчано-сланцевые, реже кремнистые отложения, содержащие в своих низах базальтовые лавы. Во вторую стадию, охватывающую весь кембрий, формировались тонкообломочные турбидитные осадки. Несколько иначе развивались восточная и северная окраины Бийско-Барнаульского массива, осложненные эвгеосинклинальными структурами Салаира. Северная ветвь структур последнего совпадает с тектоническим ограничением массива, а восточная накладывается на массив, отчленяя его крайнюю северо-восточную часть.

В эвгеосинклинальных структурах Салаира структурно-формационные зоны с офиолитами располагаются с внешней стороны Бийско-Барнаульского массива, зоны с дифференцированными базальтоидами — с внутренней. На бортах массива, примыкающих к эвгеосинклинальным зонам, развиты карбонатные и вулканогенно-терригенные формации кембрия. В целом массив представлял собой банку, наклоненную в западном направлении.

В герцинский тектонический цикл ($D - T_1$) в регионе создается новая система структур, в целом резко наложенная на структуры предшествующих этапов. Эвгеосинклинальная мегазона располагается в основном далеко на юго-западе, а в пределах описываемого региона присутствуют только фрагменты междугового бассейна и внутренней вулканической дуги. С внутренней стороны этих структур развивались многочисленные положительные и отрицательные структуры различных типов.

История развития герцинских эвгеосинклинальных структур реставрируется со среднего девона — времени формирования внутренней дуги и излияний в ее пределах контрастно дифференцированных базальтоидов с натриевым уклоном химизма. Субстрат Буготакско-Митрофановского антиклинория, скорее всего, салаирский, а развитие антиклинория шло по унаследованному типу. Эти события отвечают второй стадии геосинклинального этапа. Третья стадия характеризуется угнетенным вулканизмом и формированием терригенных и карбонатно-терригенных толщ верхнего девона — нижнего карбона как в пределах дуги, так и в междуговом бассейне.

Протоорогенный этап развития в эвгеосинклинальных структурах начинается в серпуховском веке формированием терригенных угленосных формаций. Дальнейшая история эвгеосинклинальных зон фиксируется становлением пермских гранитных батолитов, инверсией междугового бассейна и формированием Новосибирского инверсионного мегантиклинория.

К востоку и югу от эвгеосинклинальных структур и к западу от Центральнокузнецкого разлома уже к началу раннего девона существовал мелководный морской бассейн, разделенный внутренними поднятиями. Здесь формировались терригенно-известняковые толщи с многочисленными рифовыми постройками и банками, а в живете на Салаирском поднятии имели место излияния дифференцированных базальтоидов. С начала раннего девона и до раннего карбона включительно в западной части этого бассейна, наложенного на Бийско-Барнаульский устойчивый массив, происходило быстрое погружение земной коры. В результате этого бассейн стал более глубоководным, и здесь накапливались мощные (до 6 км) темноокрашенные известково-сланцевые толщи. В присалаирской части бассейна мелководная морская обстановка продолжала существовать до конца раннего карбона. С серпуховского века установился протоорогенный режим, возникли прибрежно-морские и континентальные условия с формированием мощных угленосных толщ к востоку и к северу от Салаира. В конце перми или даже в раннем триасе породы герцинского мегакомплекса были собраны в складки, рассланцованы и прорваны крупными массами гранитов калбинского типа.

К востоку от Центральнокузнецкого разлома в течение герцинского геотектонического цикла господствовали континентальные обстановки. В начале цикла континент был расчленен на крупные впадины и поднятия. Во впадинах в раннем — среднем девоне, а местами и в силуре формировались красноцветные континентальные обломочные вулканогенные формации, а в поднятиях — плутоны гранит-граносенилитоидной формации. В среднем девоне — раннем карбоне в пределы континента проникало море. В остальное время до конца перми условия были существенно континентальными или озерно-лагунными. В конце перми произошло подновление рельефа, в раннем и среднем (?) триасе формировались грубообломочные толщи, а по разломам проникали глубинные магмы, давшие начало силам и потокам базальтов и формированию отдельных трубок взрыва. Этими событиями здесь завершилось накопление формаций герцинского мегакомплекса, прерванное общим поднятием, складкообразованием и надвигом Салаира на структуры прогиба.

Конец среднего и поздний триас — это эпоха континентального режима, пенеппенизации рельефа и формирования кор выветривания. Эти события в регионе знаменуют начало второго этапа развития, наступившего вслед за завершением формирования континентальной земной коры в фанерозойских геосинклинально-складчатых сооружениях региона.

В начале юрского времени район был вовлечен в погружения. В современной структуре ниже-среднеюрские формации сохранились в отдельных мульдах, приуроченных к блокам с аномальными плотностями предшествующих комплексов. Формирование ранне-среднеюрского комплекса происходило в континентальных условиях и сопровождалось образованием и переотложением кор выветривания и угленакоплением, весьма интенсивным в пределах южной части Западно-Сибирской плиты.

В горной части юга Сибири формирование плитного комплекса возобновилось в позднем мелу только в пределах Бийско-Барнауль-

ского устойчивого массива. По древним и вновь образованным разломам северо-восточного направления массив расчленен на серию дифференцированно погружающихся блоков, создавших общую синклинальную структуру Бийско-Барнаульской впадины и ступенчатый рельеф ее фундамента. Существенно континентальные условия накопления меловых и кайнозойских осадков во впадине чередовались с континентально-лагунными и морскими. На остальной части Алтае-Саянской области в это время формировались коры выветривания, в основной своей массе денудированные и переотложенные в прилегающих впадинах, в том числе и в Бийско-Барнаульской.

В олигоцене территория, представлявшая почти идеальный пенеплен, испытала активизацию, выразившуюся в интенсивных процессах поднятий и создании ее современного горного рельефа.

С южной стороны Бийско-Барнаульской впадины, в направлении северо-востока, протянулся массив, представляющий собой часть Саяно-Алтайского горного пояса. Этот массив имеет сложную структуру, характеризующуюся наличием многочисленных разломов и складчатых структур. В основании массива залегают древние кристаллические породы, в частности гранитоиды и сланцы. На поверхности массива развиты различные типы рельефа, включая как высокие горы, так и низменные участки. Восточная часть массива характеризуется наличием обширных плато и возвышенностей. В западной части массива, в направлении Бийско-Барнаульской впадины, наблюдается постепенное понижение рельефа. Восточная часть массива имеет сложную тектоническую историю, связанную с процессами формирования Саяно-Алтайского горного пояса. В основании массива залегают древние кристаллические породы, в частности гранитоиды и сланцы. На поверхности массива развиты различные типы рельефа, включая как высокие горы, так и низменные участки. Восточная часть массива характеризуется наличием обширных плато и возвышенностей. В западной части массива, в направлении Бийско-Барнаульской впадины, наблюдается постепенное понижение рельефа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассматриваемая территория охватывает разновозрастные и разнотипные салаиро-каледонские, герцинские, мезозойские структуры Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Западного Саяна, Салаира, Горного Алтая, Кольвань-Томской складчатой зоны, Кузнецкой и Минусинских впадин, Западно-Сибирской плиты. Такое сочетание разнообразных тектонических структур обусловило большую сложность геологического строения района, наличие многочисленных зон, различающихся по типу тектонического развития, набору геологических формаций и комплексов магматических пород, и разнообразный комплекс полезных ископаемых — собственно магматических, контактово-метасоматических, гидротермальных, вулканогенно-осадочных, осадочных, кор выветривания.

В представленной работе обобщены материалы, полученные при средне- и отчасти крупномасштабной геологической съемке и при тематических исследованиях.

Стратиграфическое расчленение показанных на карте осадочных и вулканогенно-осадочных толщ произведено в соответствии с унифицированными и корреляционными схемами Алтае-Саянской области и Западно-Сибирской плиты, утвержденными МСК в 1978—1980 гг.

На основании анализа возрастного положения, петрохимических особенностей, структурной принадлежности и других признаков интрузивные породы объединены в комплексы. При этом удалось несколько сократить число традиционно выделяемых комплексов и объединить их в группы. Дифференциация интрузивных комплексов по возрасту показала преобладание гипербазитовых, габброидных и плагногранитовых пород в связи с ранней стадией развития геосинклинальных складчатых структур и их приуроченность к протяженным глубинным разломам; габброидных и гранитоидных — с инверсионной или позднегеосинклинальной стадией и контроль их размещения разломами, оперяющими глубинные; габброидов и гранитоидов повышенной щелочности — с орогенной и послеорогенной стадией и их приуроченность к узлам пересечения продольных и поперечных разломов.

При построении тектонической схемы района наряду с традиционными материалами по стратиграфии и магматизму использованы данные геофизических исследований. Это позволило более обоснованно и четко представить развитие структур западной части Алтае-Саянской области.

В ходе работ определился круг задач, требующих своего разрешения. В области стратиграфии к ним относятся:

— уточнение границы докембрия и кембрия, уточнения возраста выделенных докембрийских толщ, а также метаморфогенных образований зон смятия. Для вулканогенно-осадочных комплексов эти вопросы могут быть решены в Мартайгинской структурно-формационной зоне и для карбонатного типа разрезов — в пределах Мрасского устойчивого массива;

— ярусное расчленение отложений кембрийской системы;
— дальнейшее изучение ордовикских, силурийских, девонских и каменноугольных отложений; выявление в комплексе пород силурийской системы образований пржидольского яруса, особенно это касается разрезов Салаира и Горного Алтая; усовершенствование стратиграфии в отношении пограничных слоев нижнего и среднего девона, эйфельского и живетского ярусов, девона и карбона; изучение соотношения эффузивных и красноцветных терригенных фаций в пределах Кузнецкого Алатау и Горной Шории;

— выявление ярусной принадлежности в комплексе угленосных отложений. Следует учитывать, что палеоботанические исследования и материалы по двустворкам не дают однозначного решения и должны подкрепляться другими методами.

В изучении магматизма важным остается вопрос о более точной датировке возраста интрузивных комплексов. Во многих случаях расчленение интрузивных пород на многочисленные комплексы недостаточно убедительно и порождается недооценкой глубины эрозионного среза и фаций глубинности становления интрузии. В дальнейшем следует особое внимание сосредоточить на следующих вопросах:

— уточнение возраста, условий и способов формирования гипербазитовых массивов, щелочных и нефелиновых сиенитов, ийолит-уртитов, гнейсо-гранитов, мигматитов;

— установление надежных петрохимических и геохимических критериев выделения магматических комплексов и особенно их рудоносных фаз и фаций;

— выявление латеральных и вертикальных рядов интрузивных комплексов и ассоциирующих с ними рудных месторождений на основе дальнейшего совершенствования формационного анализа.

Решение многих вопросов магматической геологии представляется возможным лишь на основе широкого применения комплекса изотопных методов определения возраста пород с достижением надежной коррелируемости по примеру исследований, уже проведенных в ряде регионов страны (Забайкалье и др.).

Регион является исключительно благоприятным для геодинамических реконструкций, в том числе и с позиций плиттектоники. Однако такие построения, от которых мы вправе ожидать существенного выхода в геологическую практику, осложняются чрезвычайно фрагментарными данными о закономерностях проявления разломной тектоники, о морфокинематической эволюции даже наиболее ярко проявленных разломных структур.

Материалы средне- и крупномасштабных съемок в этом отношении крайне скудны. Давно назрела настоятельная необходимость проведения как специализированных тематических исследований, так и более целенаправленного и детального изучения элементов разломной тектоники при крупномасштабных геологосъемочных работах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабин Л. В., Налетов Б. Ф. Ордовикский вулканизм Кузнецкого Алатау и его металлогенические особенности.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. Новосибирск, 1969, с. 33—39. (Труды СНИИГГиМС, вып. 90).
2. Апарин В. П., Власов А. Я. Предварительные данные по палеомагнитному расчленению угленосных отложений Кузбасса.— В кн.: Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск, Наука, 1967, с. 248—251.
3. Асташкин В. А. Основные особенности палеогеографии Салаира в кембрии. Новосибирск, 1965, с. 69—79. (Труды СНИИГГиМС, вып. 34).
4. Балицкий Д. К. О строении и возрасте тамальской свиты (Кузнецкий Алатау). Новосибирск, 1972, с. 106—112. (Труды СНИИГГиМС, вып. 122).
5. Балужева Г. А. Палеоботаническое обоснование по палеокарпологическим данным стратиграфической схемы третичных отложений Западно-Сибирской низменности.— Труды Межведом. совещ. по разработке унифицированной стратиграфии мезозойских и третичных отложений. Тез. докл. Л., 1956, с. 46—52.
6. Беккер-Мигдисова Е. Э. О границе карбона и перми в Кузнецком бассейне на основании комплексов насекомых.— В кн.: Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск, Наука, 1967, с. 240—242.
7. Бетехтина О. А. Биостратиграфия и корреляция угленосных отложений позднего палеозоя по неморским двустворкам. Новосибирск, Наука, 1974, 179 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 170).
8. Богнибов В. И. Большереченский габбро-норитовый комплекс в Тельбесском районе Горной Шории.— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1971, с. 85—148.
9. Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.— Геология и геофизика, 1968, № 8, с. 15—26.
10. Брахиоподы и палеогеография карбона Кузнецкой котловины/Т. Г. Сарычева, А. Н. Сокольская, Т. А. Безносова и др.— Труды Палеонт. ин-та АН СССР, 1963, т. 95, 544 с.
11. Врублевский В. А., Амшинский Н. Н. Проявление щелочного магматизма в Кольвань-Томской складчатой зоне.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. 2. Томск, Изд-во ТГУ, 1974, с. 93—94.
12. Геология СССР. Т. XIV. Западная Сибирь. Ч. 1. М.—Л., Гос. изд-во геол. лит., 1948, 708 с.
13. Геология СССР. Т. XV. Красноярский край. Ч. 1. М., Гос. науч.-тех. изд. лит. по геологии и охране недр, 1961, 815 с.
14. Геология СССР. Т. XVI. Западная Сибирь. Ч. 1. М., Недра, 1967, 664 с.
15. Гинцингер А. Б. Типы разрезов нижнекембрийских отложений западных районов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 20—28. (Труды СНИИГГиМС, вып. 146).
16. Гинцингер А. Б. Основные черты палеогеографии и палеотектоники Алтае-Саянской области в позднем рифее, венде и раннем кембрии.— В кн.: Актуальные вопросы геологии Сибири. Новосибирск, 1978, с. 14—29. (Труды СНИИГГиМС, вып. 258).
17. Гинцингер А. Б. Краткий обзор стратиграфии верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1979, с. 4—51. (Труды СНИИГГиМС, вып. 268).
18. Гинцингер А. Б., Винкман М. К., Полегаева О. К. Типы разрезов среднего кембрия (верхняя часть) Алтае-Саянской области.— Геология и геофизика, 1972, № 6, с. 66—74.
19. Горелов Г. Ф. Отложения майского яруса среднего кембрия в северо-западной части Кузнецкого Алатау.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1968, № 2.
20. Горелова С. Г., Меньшикова Л. В., Халфин Л. Л. Фитостратиграфия и определятель растений верхнепалеозойских угленосных отложений Кузнецкого бассейна. Ч. 1. Новосибирск, 1973, 169 с. (Труды СНИИГГиМС, вып. 140).
21. Горелова С. Г., Мейен С. В., Сухов С. В. Палеоботаническая характеристика стратиграфических подразделений верхнепалеозойских отложений Средней Сибири.—

- В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии среднего и верхнего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск, Наука, 1978, с. 111—125.
22. Добрускина И. А. Стратиграфическое положение флороносных толщ триаса Евразии. М., Наука, 1980. 162 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 346).
23. Довгаль В. Н., Широких В. А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1980. 215 с.
24. Долгушин С. С., Амшинский Н. Н. Еще раз о возрасте и происхождении гранито-гнейсов Томского массива. Новосибирск, 1976, с. 84—90. (Труды СНИИГГиМС, вып. 236).
25. Звонарев И. Н., Сендерзон Э. М., Шугуров В. Ф., Шорин В. П. Карбонизация и накопление Кузнецкого бассейна. Новосибирск, Наука, 1972. 352 с.
26. Ильенок С. С. Петрология габбро-сиенитового комплекса Горной Шории. Томск, Изд-во ТГУ, 1964. 128 с.
27. Кинг Ф. Докембрийская геология США. М., Мир, 1979. 95 с.
28. Краснов В. И., Миронова Н. В., Асташкина В. Ф. О возрасте сухой свиты.— В кн.: Актуальные проблемы геологии Сибири. Новосибирск, 1980. (Труды СНИИГГиМС, вып. 282).
29. Краснопева П. С. Альгонская флора и фауна Саралинского района Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по геологии Красноярского края. Томск, Изд-во ЗСГУ, 1940, вып. 8. 46 с.
30. Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
31. Лепезин Г. Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Наука, 1978. 229 с.
32. Номоконов В. Е., Осипов А. Г. Докембрийские вулканогенно-осадочные формации района рудника Коммунар (восточный склон Кузнецкого Алатау).— В кн.: Известия Томского политех. ин-та. Т. 219. Томск, Изд-во ТГУ, 1971, с. 92—99.
33. Матвеевская А. Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М., Наука, 1969.
34. Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоя Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М., Наука, 1973.
35. Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963.
36. Нуварьева Ю. А. О фациях глубинности и металлогенических особенностях гранитоидных массивов Кольвань-Томской складчатой зоны. Новосибирск, 1968, с. 155—159. (Труды СНИИГГиМС, вып. 70).
37. Опорный разрез нижнего кембрия по р. Кие в Кузнецком Алатау.— В кн.: Проблемы биоистратиграфии и палеонтологии нижнего кембрия Сибири/А. Г. Поспелов, А. С. Бояриков, Н. А. Аксарина и др. М., Наука, 1972, с. 222—232.
38. Основные черты химизма пород габбро-пироксенит-дуинтовой формации Алтае-Саянской складчатой области/В. М. Иванов, И. М. Волохов, З. Г. Полякова и др. Новосибирск, 1972. 80 с.
39. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.
40. Радугин К. В. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории.— В кн.: Материалы по геологии Западно-Сибирского края. Томск, 1936, вып. 37. 78 с.
41. Радченко Г. П. О некоторых вопросах стратиграфии нижнекаменноугольных отложений.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1965, т. 115, вып. 1.
42. Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области/А. Б. Гинцингер, М. К. Винкман, В. А. Асташкин и др. Красноярское кн. изд-во, 1969. 218 с.
43. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири, 1979 г. Ч. 2. Средний и верхний палеозой. МСК СССР, Новосибирск, 1982. 130 с.
44. Решения Всесоюзного совещания по стратиграфии докембрия, палеозоя и четвертичной системы, Новосибирск, 1979 г. Ч. 2. Верхний докембрий, нижний палеозой. МСК СССР, Новосибирск, 1982. 260 с.
45. Розонова Е. Д. Литология и условия образования нижневизейских отложений Кузнецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1963. 136 с.
46. Ротай А. П. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений Кузнецкого бассейна. М.—Л., 1938. 89 с. (Труды ЦНИГРИ, вып. 102).
47. Ротай А. П. Нижний карбон и острогская свита Кузнецкого бассейна.— В кн.: Вопросы геологии Кузбасса. Т. 1. М., Углетехиздат, 1956, с. 138—151.
48. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., Недра, 1973.
49. Свиридов В. Г. О нижнем кембрии северо-западной части Салаирского кряжа. Новые данные по геологии и полезным ископаемым. Тезисы докладов НТО-Горное, Зап.-Сиб. управление. Новосибирск, 1965.
50. Седовозимский габбро-перидотитовый массив и связанное с ним сульфидное медно-никелевое оруденение/В. Б. Дергачев, А. Н. Глотов, В. Н. Терехов и др.— Геология и геофизика, 1980, № 11, с. 133—137.
51. Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., Наука, 1974. 392 с.

52. Сивов А. Г. Нижний кембрий Западного Саяна. Томск, Изд-во ТПИ, 1953, т. 74, вып. 2, с. 53—64.
53. Стратиграфическая схема верхнедокембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области. Приложение к статье А. Б. Гинцингера «Стратиграфия верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатой области»/А. Б. Гинцингер и др.—Новосибирск, 1978, с. 115—127. (Труды ИГиГ СО АН СССР).
54. Тектоника Евразии. М., Наука, 1966.
55. Устрицкий В. И. Биостратиграфия верхнего палеозоя Арктики.—Л., Недра, 1971. 279 с. (Труды НИИГА, т. 164).
56. Фомичев В. Д. Кузнецкий каменноугольный бассейн.—Очерки по геологии Сибири. Вып. II. Кузнецкий каменноугольный бассейн. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940. 186 с.
57. Харин Г. С. Древние коры выветривания в западной части Алтае-Саянской области.—В кн.: Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967, с. 86—91.
58. Харин Г. С. О закономерностях размещения и условиях образования девонских бокситов Салаира.—Геология и геофизика, 1969, № 9, с. 39—45.
59. Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
60. Шейнман Ю. М. Основные черты каледонид Евразии.—В кн.: Каледонская орогенция. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 581—588.
61. Щеглов А. П. Кембрий северного склона Западного Саяна.—В кн.: Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Новосибирск, 1960, с. 34—39. (Труды СНИИГГиМС, вып. 8).
62. Юзвickий А. З. Основные вопросы стратиграфии верхнепалеозойских отложений Кузбасса.—В кн.: Проблемы стратиграфии Сибири в свете современных данных. Новосибирск, 1980, с. 47—64. (Труды СНИИГГиМС, вып. 282).
63. Яворский В. И. Красноярские песчаники Кузнецкого бассейна, их распространение и генезис.—В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. Новосибирск, 1948, № 60. 54 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение. <i>Н. В. Григорьев</i>	3
Стратиграфия	6
Протерозой. <i>А. Б. Гинцингер</i>	6
Кембрийская система. <i>М. К. Винкман</i>	23
Ордовикская система. <i>В. И. Краснов</i>	39
Силурийская система. <i>В. И. Краснов</i>	44
Девонская система. <i>В. И. Краснов</i>	46
Каменноугольная система	54
Нижний отдел. <i>А. З. Юзвickий, Н. В. Григорьев, В. И. Краснов</i>	55
Средний—верхний отделы. <i>А. З. Юзвickий</i>	61
Пермская система. <i>А. З. Юзвickий</i>	63
Триасовая система. <i>Н. В. Григорьев</i>	69
Юрская система. <i>Н. В. Григорьев</i>	70
Меловая система. <i>В. И. Стасов</i>	72
Палеогеновая система. <i>В. И. Стасов</i>	73
Неогеновая система. <i>В. И. Стасов</i>	74
Четвертичная система. <i>С. Б. Шацкий</i>	76
Коры выветривания. <i>Н. М. Кужельный</i>	79
Интрузивные образования. <i>Н. Н. Амшинский, Л. В. Алабин, В. И. Богнибов, В. Н. Довгаль, А. Н. Дистанова, Ю. А. Нуварьева</i>	81
Тектоника. <i>А. П. Щеглов, В. С. Сурков, В. П. Коробейников, Р. Т. Богнибова, П. И. Морсин, Г. М. Комарницкий, Д. Ф. Уманцев, В. М. Истюгин</i>	97
Геоморфология. <i>И. П. Варламов</i>	114
Гидрогеология. <i>С. Г. Бейром</i>	119
История геологического развития. <i>А. П. Щеглов</i>	124
Заключение. <i>Л. В. Алабин, Н. В. Григорьев</i>	129
Список литературы	131

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР
Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия)
Лист N-(44), 45 — Новосибирск
Объяснительная записка

Редактор *Н. И. Домнич*
Технический редактор *А. А. Иванова*
Корректор *Т. В. Брежнева*

Сдано в набор 29.12.87. Подписано в печать 24.06.88. М-42624. Формат 70×108/16.
Бумага тип. № 1. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 8,5. Усл. кр.-отт. 11,19.
Уч.-изд. л. 12,75. Тираж 200 экз. Заказ 7. Цена 1 р 45 к.

Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский
геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ).
199026 Ленинград, Средний пр., 74.
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.
199026 Ленинград, Средний пр., 72.

