

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН

ТАШКЕНТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени АБУ РАЙХАНА БЕРУНИ

Мирходжаев И.М., Одилов Б.Ф.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Учебное пособие

Ташкент 2000

Региональная геология: Учебное пособие/Мирходжаев И.М.,
Одилов Б.Ф. Ташк.гос.техн.ун-т. Ташкент, 2000.

В данной работе дан сокращенный конспект курса "Региональная геология", приведено примерное описание структурных элементов, как платформ, так и геосинклиналей на примере территории СНГ.

Печатается по решению редакционно-издательского совета
Ташкентского государственного технического университета
имени Абу Райхана Беруни.

Научный редактор: д-р геол.-минер.наук,
проф. Якубов Дж.

Рецензенты: канд.геол.-мин.наук,
доц. Турсунов М.Х.,
канд.геол.-мин.наук,
доц. Зухарь Т.А.



Ташкентский государственный технический
университет, 2000.

В В Е Д Е Н И Е

Конспект лекций в основном содержит краткое описание основных структур земной коры: платформ и геосинклинальных зон.

В нем в качестве примера приводятся характеристики отложений фундамента и покрова Русской платформы. В связи с отличной историей развития во времени палеозоя и мезозоя Сибирской платформы, она тоже нашла свое описание.

При рассмотрении геосинклиналей учитывается их возраст, сложность истории развития и наложенность молодых тектонических процессов на примере регионов Восточных Карпат, Кавказа, Урала, центрального складчатого сооружения Казахстана, Алтая, Салаиро-Саяна, Верхояно-Чукотского складчатого сооружения и Восточно-Азиатской геосинклинальной зоны.

Мы надеемся, что приведенный конспект лекций научит студентов восстанавливать палеогеографические условия развития тех или иных регионов на основе анализа геологических разрезов и поможет усвоению курса региональной геологии.

РУССКАЯ ПЛАТФОРМА

Территории Русской и Сибирской платформ изучены очень хорошо. Здесь имеет распространение все породы, образовавшиеся с момента формирования земной коры вообще.

Все колебательные движения земной коры оставили отпечатки в фациях палеозойских, мезозойских и кайнозойских осадков. Поэтому студенту легко, изучая эти фации осадков, восстанавливать историко-геологическое развитие отдельных частей и в целом территории Русской платформы. Территория Русской платформы как бы является природной лабораторией, где студент учится легко восстанавливать все аспекты истории геологического развития платформ, определять перспективы регионов на полезное ископаемое и в дальнейшем овладеет методикой восстановления палеогеографии подобных территорий в своей деятельности.

Мы для анализа развития платформ брали Русскую и Сибирскую, имеющие совершенно противоположные истории развития во время палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Истории развития земной коры во всех платформах (Канадский щит, Китайская платформа, Гондвана) повторяются в тех или иных аспектах. Поэтому для восстановления историко-геологического развития палеозойских, мезозойских и кайнозойских эпох достаточно изучить состав осадков и условия их развития в пределах Русской и Сибирской платформ.

Конспект начнем с вопроса: "Что такое платформа?". Это жесткие участки земной коры, не поддающиеся никаким усилиям, имеющие двухъярусное строение, где нижний ярус состоит из сильно метаморфизованных пород архея и нижнего протерозоя и несогласно перекрыт относительно рыхлыми отложениями верхнего яруса. Возраст пород верхнего яруса начинается с верхнего протерозоя, охватывает палеозой и мезозой, вплоть до современных отложений.

В пределах Земного шара постоянно действуют вертикальные колебательные движения, так называемые, эпейрогенические, только с различной амплитудой и скоростью в различных структурных элементах земной коры.

Такие движения были интенсивными, сопровождались широким развитием основных эффузивов (базальты) и интрузивных пород

(габброиды) в составе отложений архея (2-2,2 млрд. лет тому назад - лунный период развития земной коры). После появления жесткого ядра и континентов характер движений изменился, появились огромные жесткие участки, внутри которых временами зарождаются геосинклинальные зоны. Этому способствует появление в составе верхней мантии мощного слоя астеносферы, как активной зоны. Конвекционные потоки в земном шаре достигают астеносферы и здесь разгружаются, увеличивая мощность слоя. Вместе с тем возникают движения в противоположных направлениях, появляется разлом, пересекающий верхние толщи.

Создаются диапиры (валы), выше которых кора становится проницаемой, утончается. Одни участки погружаются, другие - вздымаются. Такие поднятия и опускания иногда сопровождаются метаморфизмом.

Учитывая эти движения в палеозое, мезозое и кайнозое, Х.М. Абдуллаев - известный ученый, корифей науки, классифицировал земную кору в целом (рудно-петрографические провинции), назвав такие процессы активизацией, и указал на приуроченность к ним особых, молодых полезных ископаемых (Кольский полуостров - хибины с редкометалльным обруденением, Тунгусская впадина с алмазами и т.д.).

В пределах платформ имеются участки с погружением и образованием мощных осадков (Днепро-Донецкая впадина - 22-24 км, Прикаспийская низменность - 26 км, Печорская низменность - 17-18 км., Виллийская впадина - 17 км. и т.д.).

Русская платформа занимает огромную площадь. Восточные границы проходят вдоль Уральского хребта, южные границы - по среднему течению реки Урал, северной части Каспия, по северной части равнинного Кавказа и по Причерноморской впадине. Далее по северной части Предкарпатского прогиба. Западная граница до сих пор не уточнена. Предполагают, что граница идет по среднему течению р. Рейна, по центральной части Франции, линия границы охватывает г. Лондон и направляется до островов Шпицбергена, далее - по северной части Земли Франца-Иосифа и по западной части островов Северной Земли до северной части Урала. В западной части территории Русской платформы находятся моря: Северное и Норвежское, а в северной части территории - Баренцево море.

В этой огромной части Русской платформы существуют антиклизы (приподнятые части фундамента) и синеклизы (опущенные части площади) различного возраста и происхождения. Крупнейшие поднятия фундамента иногда называют щитами: Балтийский (площадь Скандинавского п.о.), Украинский кристаллический (Подольский) щиты. Слабо приподнятые участки - валами: Польский вал, Уфимский амфитеатр, Тиманский кряж, Воронежский выступ и т.д.

Синеклизы имеют различные размеры и мощности осадков: Московская (северо-восточная часть) - до 3-х км., Печерская - до 17-18 км., Прикаспийская - до 26 км., Днепро-Донецкая - до 22-24 км.), Польско-Германская - до 12-14 км.

Балтийский щит не имеет покровных образований с момента формирования (кроме четвертичных). Украинский кристаллический щит покрыт только отложениями палеогена, неогена и четвертичного периодов, на Воронежском - покровы начинаются с мела. Фундамент Русской платформы сформировался полностью в архее и нижнем протерозое. С верхнего протерозоя - существует как платформа.

Докембрийская эпоха

Докембрийские породы - самые древние образования, начинаются с возраста 4,3-3,8 млрд. лет. Для примера возьмем два разреза - Балтийского щита и Украинского кристаллического массива.

В пределах Балтийского щита разрез начинается с Беломорской серии - как нижней (до 3,0 млрд. лет) и Лопийской серии - как верхнеархейской (до 2,6 млрд. лет). Преобладающими в разрезе являются плагиоклазовые и плагиомикроклиновые граниты, мигматиты, образованные в процессе гранитизации метаморфических толщ докембрия, представленных двуокисен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, пироксенсодержащими амфиболитами, амфибол-биотитовыми гнейсами, мраморами, кварцитами, лейкократовыми биотитовыми гнейсами с гранатами, андалузитами, силлиманитами. Возраст 2,6-2,1 млрд. лет. В нижнеархейские метаморфические орто и паралорды внедрились гранодиориты, граниты, габбро, соответствующие времени Сазмской фазы тектогенеза. На нижний архей несогласно залегают также метаморфические породы верхнего архей, представленные различными гнейсами, орто и парасланцами, мраморами, кварцитами, амфиболитами и, в верхней части, железистыми

кварцитами (с возрастом до 2,2-2,4 млрд. лет).

После верхнего архея с мощными метаосадочными, местами вулканическими породами, проявляется обширный процесс свеко-фе-иской складчатости, который сопровождается внедрением крупнейших массивов гранитоидов, габбродиоритов и спаявает нижнеархейские блоки метаморфизованных пород в единый обширный, огромный блок. Мощность метаморфических пород нижнего и верхнего архея иногда достигает 20-22 км. Начиная с нижнего протерозоя появляются обширные дробленные участки. Закладываются, так называемые, древние геосинклинальные зоны, развивающиеся между блоками архейских пород с образованием зеленокаменных фаций.

Нижний протерозой состоит из двух серий пород: нижняя - Сарнолийская серия, сложенная обломочными, обломочно-вулканогенными породами кислого и основного состава, в верхней ее части - грубообломочные - конгломераты. На них несогласно залегают породы Ятулийской - верхней серии, отделяющиеся от нижележащих мощной корой выветривания. Характерно для Ятулийской серии три крупных ритма осадконакопления.

Все ритмы этой серии имеют в составе кварцито-песчаники, гравелиты, аркозы и ритм завершается эффузивами основного состава. В отличие от двух верхних ритмов, в нижнем встречаются слои водорослевых доломитов, а вверху - шунгиты, общая мощность иногда достигает 2-2,2 км. Кварциты обычно железистые, чередуются с породами спилито-кератофировой формации. В результате метаморфизма железорудные кварциты превращены в джеспилиты, возраст - 1,8-1,9 млрд. лет.

В пределах Украинского кристаллического щита нижнеархейские метаморфические породы именуются Днепровской серией (Чарнокитовый комплекс). Представлены они плагиоклазовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мигмитами. Среди гнейсов развиты гранат-гиперстен-плагиоклазовые, биотит-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые разновидности. Кроме них присутствуют мрамора, графитовые сланцы, кварциты, высокоглиноземистые силлиманитовые, корундовые гнейсы и кристаллические сланцы.

К верхнему архею относится Саксоганская серия - гнейсы, амфиболиты, тальк-хлоритовые сланцы, железистые роговики мощностью до 4-х км. Широко развиты на огромной площади граниты, с

возрастом от 2,5-3,1 млрд. лет до 2,1 млрд. лет (раннепротерозойские граниты).

Нижний протерозой развигается широкой полосой между докембрийскими блоками. Выделяется под общим названием - Криворожская серия, которая состоит из 3-х свит. Нижняя - сложена преимущественно аркозовыми метапесчаниками, кварцитами, местами алевролитами, филлитами, в основании - конгломератами. Средняя свита залегает несогласно и содержит горизонт тальковых сланцев в основании. Выше идут мощные (до 2-х км) тонкопереслаивающиеся джеспидиты, хлоритовые, серицитовые сланцы, в верхней и нижней части - промышленное железорудное оруденение (количество пластов от 2 до 7). Верхняя свита - это пачка кварцито-песчаников с осадочно-метаморфизованными железными рудами и конгломератами, выше идут кварцевые углистые сланцы, двуслюдяные сланцы, карбонаты, биотито-кварцевые сланцы. Общая мощность достигает 4,5 км.

С Криворожской серией связаны основные запасы магнетитовых и марититовых руд (КМА, Кривой Рог).

К концу нижнего протерозоя проявляется общая интенсивная складчатость Лаппо-Карельской фазы тектогенеза (Карельская фаза, Готская фаза и т.д.). Внедряются крупнейшие гранитоидные массивы с возрастом 1,7-1,8 млрд. лет (граниты, гранодиориты Кировоградского, Днепровского магматических комплексов). К этому периоду относятся формирования рапакиви, лабрадоритов, гранит-порфиоров, микрогранитов, оливиновых габбро-норитов, кварц-оливиновых сиенитов (монзонитов).

Наступает платформенный режим по всей площади Русской платформы. Поэтому верхний протерозой является покровным образованием.

Рифейский комплекс имеет почти повсеместное распространение, особенно в тектонических зонах, авлакогенах. В нижней части - красноцветные кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, выше темные аргиллиты, с прослоями мергелей и доломитов, алевролитов. Выше светлые доломиты, глаукониты, глауконитовые песчаники, иногда с прослоями кремней. Нередко внизу разреза встречаются базальты и их туфы, мощность которых колеблется от 2-3 тысяч метров. Главная роль в рифейских образованиях принадлежит обломочным толщам, часто красноцветным и пестроцветным, нередко

среди них встречаются вулканы основного состава — траппы.

Верхняя часть верхнего протерозоя представлена вендскими отложениями. Вендские отложения в районе Балтийского щита называются Иотинской, а Украинского кристаллического щита — Овручской свитами. Эта терригенная толща с подчиненным количеством эффузивно-пирокластических пород развивается во впадинах в различных частях Русской платформы и имеет состав: гравеллиты, песчаники, аргиллиты с базальтами и туфами базальтов (мощностью до 500 м). Встречаются песчаники, иногда их называют Шокшинскими, которые используют как точильный камень.

Возникает вопрос, какой возраст древних платформ? Почему в докембрийских отложениях (особенно в нижнем протерозое) встречается до 80% железорудных образований мира в земной коре, которые иногда протягиваются рудными телами (зонами) до 200 и более км?

Возраст платформ определяется полным формированием фундамента по всей площади — как жесткая глыба. В этом отношении в пределах Русской платформы (и во всех древних платформах) фундамент полностью формируется к концу нижнего протерозоя. Значит конец нижнего протерозоя является верхним предельным возрастом платформ. Верхнепротерозойские осадки носят покровный характер, залегают с резким угловым несогласием на метаморфизованных отложениях фундамента и не испытывают после своего образования интенсивного, высокотемпературного процесса метаморфизма, как породы фундамента. Такими платформами являются Канадский щит, Сибирская и Китайская платформы, Русская платформа — на северном полушарии и крупнейшая платформа Гондвана на южном полушарии. Другие платформы не существуют на Земном шаре, имеются участки, регионы по характеру строения схожие с платформами, но с различными молодыми возрастными фундаментами. Их назвать платформами ни в коем случае не возможно.

Насчет железистости нижнепротерозойских осадков существует очень много представлений. Мы остановимся на одном из вариантов предположений: во времена архея земная кора была тонкая. За счет интенсивных тектонических процессов (это жизнь Земного шара) широко развиваются основные, ультраосновные магматические породы (эффузивные и интрузивные их аналоги) и сами осадочные породы в большей части носят основной характер. От их размыва и

от действия подводных вулканических извержений основных пород, воды мировых океанов обогащаются растворенными элементами железа, марганца, золота, титана, свинца, цинка, меди, кальция, соли и др.

Воды мировых океанов по характеру имели соленость ниже 1,5%. Этот рубеж, действующий как электролит, достигается в нижнем протерозое. И растворенные элементы, в зависимости от их количества и геохимической позиции, последовательно коагулируют и в виде геля осаждаются на дне океанов. Соединенность океанов меж собой обусловило близкое время достижения концентрации солей в воде до 1,5%, что и вызвало одновременную коагуляцию элементов и осаждение их на больших площадях в различных частях земной коры. Эти осадки испытывали сильный метаморфизм Карельской фазы тектогенеза и превратились в кварциты с железной рудой - джеспилиты (ЖМА, Кривой Рог, Карелия, Кольский полуостров, Канады и т.д.).

Палеозойская эпоха

Кембрийский период

Перед началом кембрия, в центральной, восточной и западной частях территория была равнинной, имела нерасчлененный рельеф. К югу от Балтийского щита располагается опущенный участок, широко расширяющийся до юга Московской области, имеющий дугообразную форму выпуклостью на юг. Он протягивается от Белого моря, на востоке, до западной части Грампианской геосинклинальной зоны, при этом имея слабое погружение дна в западном направлении. И в этом направлении впадина расширяется. Колебательные движения с отрицательным знаком всего фундамента Русской платформы приводят к трансгрессии моря со стороны Грампианской геосинклинальной зоны. Изменение глубин дна впадины в восточном направлении приводит к изменению фаций осадков: от карбонатных, в западной части, до терригенных (песчаники, глины) образований в восточной части погруженной зоны.

Кембрий обнажается у Финского глинта. Под кембрием распространены условно относимые к венд-кембрию (Валдайский комплекс) пестроцветные пески, песчаники с прослоями кварцевых песков и

карбонатов (Сердобские слои), на которых залегают пески, песчаники и глины (Гдовские слои), и выше идут тонкослоистые зеленые, малиновые глины, аргиллиты с прослоями песков (ламиноритовые слои), общей мощностью от нескольких метров до 1000 м.

Кембрий начинается над ламиноритовыми песчаниками (15-17 м.), выше идут синяя глина с маломощными слоями песчаников (130-200 м), еще выше - зофитоновые песчаники, так называемые, оболочные слои с *Oboleus apollinus* (17-21 м) и фукоидные пески, имеющие в меридиане города Санкт-Петербурга волно-прибойные знаки. В зофитоновых песчаниках развиваются глаукониты и мелкие желваки фосфоритов с прослоями глин.

Давайте на основании этого краткого разреза восстановим историю геологического развития Русской платформы в кембрии.

К концу вендского века верхнего протерозоя вся площадь Русской платформы испытывает поднятие, что и привело к сокращению площади морей. Морской бассейн к началу кембрия сохраняется в южной части Балтийского щита, где мы наблюдаем погружение рельефа в виде широкого "залива", открытого в западном направлении. Водная среда неглубокого бассейна соединяется с морскими бассейнами Гампианской геосинклинальной зоны. Начиная со среднего кембрия знак колебательных движений меняется, что и привело к углублению дна залива и смене фации песков и песчаников на глину (синяя глина).

К началу верхнего кембрия снова происходит восходящее движение фундамента. Море (залив) медленно мелеет, фации глин сменяются песками (зофитоновые слои). В связи с продолжением колебательных движений положительного знака дно залива все более мелеет и в меридиане города Санкт-Петербурга появляется береговая линия с образованием песков с волноприбойными знаками (фукоидные слои).

Ордовикские и силурийские периоды

Ордовик начинается с диктионемовых слоев, представленных темными, темно-серыми аргиллитами и сланцами, глинами с граптолитами (*Dictyonema*), на них залегают серо-зеленые известняки и глины - ортоцератитовые слои (нижний ордовик), мощно-

стью от 4-х до 60 м, где часто встречаются трилобиты (*Azarhiz, Exponhiz* и др.).

Разрез начинается с эхиносферитовых слоев, представленных глинистыми известняками - до 40 м (*Echinospaerites aurantium*). На них залегают Кукерские слои (горючие сланцы - кукерситы) - до 18 м (*Chastops odini*). Выше идут глинистые известняки с прослойками горючих сланцев - ифтерские слои - до 40 м.

Выше идут гуоковые и иевские слои - доломиты, известняки, реже мергели (40-60 м).

Берхний ордовик заканчивается известняками Везенбергских слоев (*Chastops Wessenbergensis*) - 60-90 м.

На ордовик согласно залегают глины силура с большой мощностью (до 800 м в Эстонии). Выделены два комплекса: Валдайский - пестроцветные песчаники и аргиллиты от 200 до 1000 м и Балтийский комплекс - песчаники, аргиллиты и глины (от 30 до 300 м). Перед началом следующего периода - девона возникла кора выветривания с образованием гидрослюда, каолина, бурых окислов железа (от 2 до 7 м).

Как восстанавливается палеогеография ордовика и силура Русской платформы?

Историко-геологическое развитие двух периодов нижнего палеозоя характеризуется в начале, по отношению к кембрию, значительным погружением фундамента. В связи с чем водный бассейн северной части Русской платформы (к югу от Балтийского щита) расширяется, охватывая почти полностью площадь Московской области. Южная граница доходит почти до города Москвы и узкой полосой проникает до среднего течения р. Днестра, образуя обширный озерный бассейн с различными глубинами дна и обособленными погружениями отдельных участков дна. Этим и обуславливаются различные мощности слоев ордовика и силура по площади морского бассейна. Сюда не сносился терригенный материал с юга (Сарматский щит), с севера - (Балтийский щит) и с юго-востока (Приднестровская возвышенность), т.к. территория их была полностью нивелирована, имела ровную поверхность, и поэтому не могла являться источником терригенного материала в морском бассейне. Поэтому в разрезе преобладает глина, в более глубоких частях (в ордовике) - известняки, мергели и известковая глина, долами-

ты. Мощность отложений ордовика меньше, нежели в силуре. Значит интенсивность (скорость) погружения дна бассейна была слабой, нежели в силуре. Когда морской бассейн значительно омереет, больше становится фация песков и песчаников. В этот период (силур) площадь морского бассейна сокращается на площади прибалтийских государств, Полесском вале и сохраняется на южной части Балтийского щита.

К концу силура в связи со складчатостью в Грампианской геосинклинальной зоне (Бретонская и Салаирская фазы каледонид) произошло объединение Русской платформы с Канадским щитом. Западная часть платформы становится более устойчивой, но в восточной части появляются новые структуры фундамента — огромные впадины (Львовская, Московская, Тимано-Печерская, Днепровско-Донецкая).

По площади распространения девона выделяются: в западной части — главное девонское поле, в центральной части — центрально-русское девонское поле (к югу от Москвы), Тиманский кряж, Днепровско-Донецкая впадина, разрезы которых в связи с различием историко-геологического развития их площади различаются меж собой и способствуют восстановлению палеогеографических условий регионов Русской платформы.

Девонский период

Для восстановления палеогеографии любого периода необходимы геологические разрезы, различающиеся по фациям осадков и расположенные в различных частях территории. Перед началом девона был такой рельеф Русской платформы: восточная часть испытала сильное погружение, особенно, начиная с живецкого века среднего девона. Поверхность погруженной части медленно поднимается в западном направлении, образуя наклонный склон до Полесского вала, и переходит в Польско-Германскую впадину. Огромная центральная часть (московская область) на этом склоне подъема имела равнинный характер с углублением (погружением) по середине (в центре). Северо-восточная часть имеет относительно незначительный, а юго-восточная часть максимально отрицательный рельеф. Между северо-восточной и юго-восточной частями располагается более устойчивый приподнятый блок фундамента (Уфимский амфите-

втр), также в дальнейшем испытывающий колебательные движения с отрицательным знаком с живетского века.

На центральной части Сарматского массива закладывается широкий грабен - Днепро-Донецкая впадина, разделяющая Сарматский массив на Воронежский выступ и Украинский кристаллический щит. Грабен имеет геосинклинальный режим: большая подвижность, интенсивные колебательные движения и по частоте, и по вулканизму, сопровождающиеся складчатостью даже внутри девона.

В центральной части Русской платформы (Московская синеклиза) нижний девон представлен пестроцветной терригенной толщей с прослоями доломитов с глауконитом. Выше идет два горизонта - сульфат-галогенная толща (ангидриты, каменная соль) и карбонатная, венчающая разрез (доломиты, известняки, глины). Возраст этой "красноцветной" толщи определяется нижним девонem и верхняя его часть средним девонem, мощностью до 475 м.

Выше идут отложения живетского яруса морского происхождения: мергели, глины, известняки и верхнего девона: карбонатные осадки с прослоями глин, песков, ангидритов. В пределах Полесского вала нижняя часть нижнего девона отсутствует. Разрез представлен кварцевыми песчаниками, алевролитами, доломитами красноцветной толщи (кобальтовые, эфесские осадки) мощностью до 200 м. Выше идут мергели осадки среднего века, представленные известняками, верхняя часть снова становится терригенной красноцветной (пески, песчаники, глины). Интересным является соленакopление в данкого-лебедьянском веке мощностью до 1000 м.

В пределах Тиманского края разрез девона начинается с живетского века - Доманиковские битуминозные отложения - доломиты, известняки, песчаники, глины, на них ложатся известняки верхнего девона. В Печерской низменности разрез начинается с нижнего девона - песчано-глинистая толща, известняки, части среднего девона и полностью верхнего девона - известняки.

В пределах юго-восточной части разрез девона полный, здесь преобладают известняки.

Особое место занимает девон Донбасов. В нижнем девоне - песчаники, алевролиты, внизу - конгломераты, вверху идут доломиты, известняки среди глин и песков. В верхнем девоне - известняки, мергели, доломиты. В среднем девоне - соленосная толща (до 1100 м), в терригенной части разреза участвуют вулканичес-

кие породы (липариты, фельзиты).

В северо-западной части Днепро-Донецкой впадины во франке, в основном, развивается пестроцветная терригенная толща (среднее течение р. Припять) с прослоями известняков, доломитов с песчаниками, эффузивами, развиваются гипсы, каменная соль (мощностью от 200 до 3200 м). Внутри разреза девона в Донбассе наблюдается несогласие и несколько горизонтов базальных образований.

Давайте на основании этих разрезов девона попытаемся восстановить палеогеографию этого периода.

Климат был жаркий, сухой. Рельеф приподнят, а в западной части — погружения. Балтийский щит, Украинский кристаллический щит и Воронежский выступ имели нивелированную равнинную поверхность. На фоне этого рельефа, если опустим фундамент на незначительную глубину (отрицательное колебательное движение), то сразу со стороны Урало-Тяньшаньской геосинклинальной зоны трансгрессируется морской бассейн, в первую очередь, в юго-восточную и северо-восточную части фундамента и Днепро-Донецкую впадину (что было в нижнем девоне и нижней части среднего девона).

В этот период в центральной части (Центрально-русское девонское поле) возникает крупнейшее неглубокое озеро — с образованием немой толщи: красноцветы — соленосно-доломито-гипсовые терригенные осадки. Остальная часть (западная часть) была сушей и имела континентальный режим. Дальнейшее погружение фундамента привело к расширению морского бассейна в западном направлении, который заливал немую соленосную толщу центра, Тиманский кряж, начиная с живецкого века. И эта трансгрессия захватывает Полесский вал во времена франского века (шигровский, семилукский слои). Со второй половины франка знак колебательных движений меняется и море начинает отступать в восточном направлении. Во время франка море сохраняется в центральной, восточной частях Русской платформы. Остальная часть освобождается от морского режима, там, где в углубленных зонах сохраняются озера — происходит соленаккумуляция.

К концу девона (в данково-лебединский век), за счет омеления морского бассейна, возникли трудности обмена вод и в связи с этим в центральной равнинной части образовались доломиты, гипсы, соли, хотя этот бассейн не отделяется от восточного глубокого

водного бассейна девона. Донбасс, в отличие от остальной части, характеризуется в течение девона как геосинклиальная зона. Заложённая в девоне, она сопровождается различными терригенными осадками, известняками, доломитами, вулканизмом (неоднократно в течение девона) и щелочными интрузиями, которые сопрягаются со складчатостью, с неоднократным образованием базальных горизонтов.

С девонской историей связано накопление (полезные ископаемые) соли (московская синеклиза), соленосной воды (Ленинградской области), нефти (Тименский край, Печерская синеклиза) и строительных материалов. Мощность девона колеблется от 1000 до 2000 м на юго-востоке (без учета соленосной толщи).

Каменноугольный период

Рельеф конца девона полностью сохраняется в карбоне. Поэтому морской бассейн остаётся в восточной части Русской платформы, западная часть границы моря совпадает с западной границей Московской синеклизы. В отличие от девонского периода появляется Горьковское поднятие. В Московской синеклизе встречаются отложения нижнего, среднего и верхнего карбона. Разрез начинается с турнейских образований, сложенных тремя слоями: нижний — тонкоплитчатые известняки и выше второй толстоплитчатые известняки (Лихвинские и Чернышинские образования). Третий слой — Тульский горизонт — песчано-глинисто-угленосная толща мощностью от 30 до 70 м (гумусовый и бурый уголь). В северо-западной части Московской синеклизы — одновозрастные с углем залежи боксита (т. Тихвин). Угольные пласты лежат на размытой поверхности нижележащих толщ, поэтому мощность невыдержанная, меняется в больших пределах (в углублённых участках размыва).

Выше идут отложения виле и немюра (Яснополянский, Окский и Серпуховский подъярусы).

Внизу песчано-глинистые терригенные породы, сверху — известняки и доломиты (от 20 до 180 м). Средний карбон залегает трансгрессивно, Башкирский ярус — брекчиевидные известняки, выше глины, пески, глинистые известняки (до 60 м). На них отложения Московского яруса: Верейские слои — песчано-глинистые внизу, карбонатные сверху; Каширские слои — в основном известняки

(до 100 м); Подольские слои — чистые известняки (*с Choristites mosquensis*, до 45 м) и Московские слои — известняки и доломиты (до 30 м).

Верхний карбон характеризуется двумя горизонтами: касымовский ярус (карбонатные) и московский ярус (терригенные и карбонатные, сверху — гипсы, соли, доломиты). На западе — маломощные карбонатные отложения. В верхнем горизонте имеются угольные пласты.

В пределах Горьковского поднятия отсутствует турней, отсутствуют терригенные отложения визе, далее перерыв, нет намюра и касымовского горизонта, на визе несогласно залегает терригенно-карбонатная толща московского века.

В восточной и юго-восточной части — полный разрез карбона, представленный известняками мощностью более 2200 м.

Особое положение занимает разрез карбона Донбасса. Нижний карбон терригенно-карбонатный, внизу — известняки, сверху — терригенные отложения (мощность колеблется от 350 до 2700 м).

Средний карбон в основном терригенный, каждый ритм содержит угольный пласт или пропластки (пески, глины, аргиллиты, каменный уголь), с обязательными пропластками известняков мощностью до 20–30 см. Угольный пласт, выдержанный по простиранию и по падению, с мощностью от 0,5 до 1,5 м, преобладают 1–1,2 м пласты. Уголь высококачественный, малозольный. Количество пластов достигает 300. Из них половина — промышленный (мощность среднего карбона 2800–5600 м). Незначительное количество, от 2 до 10 пластов, содержится сверху нижнего и внизу отложений верхнего карбона.

Во Львовской впадине развиты, как выше отмечали, нижний карбон и башкирский ярус среднего карбона — исключительно терригенные осадки с промышленными угольными пластами.

Верхний карбон (до 2300 м) характеризуется внизу — терригенными, в средней и верхней части — карбонатными осадками.

В начале карбона изменился климат, он становится влажным и жарким, что способствовало пышному расцвету растительности на суше. Колебательные движения с различными знаками привели к резкому изменению фаций осадков, появлению континентальных угленосных толщ там, где были морские бассейны или их заливы.

На востоке Русской платформы существуют Московская сине-

клиза, Горьковское поднятие, Печерская, Волго-Камская, Прикаспийская впадины, расположенные вдоль Уральской геосинклинали, и Днепро-Донецкая впадина со своими интенсивными, с большой частотой колебательными движениями.

Во времена турнейского века морской бассейн в обход Горьковского поднятия проникает в Московскую синеклизу. Приподнятые участки суши были совершенно нивелированными и в большей части не являлись источниками грубых терригенных материалов, сносимых в морской бассейн. К концу турнейского века Московская синеклиза освобождается от морского бассейна, при этом, за счет регрессии моря временные реки размывали ложе синеклизы, образуя эрозионный рельеф в пределах этой впадины. За счет подпора течений рек со стороны северо-востока (Тиманский кряж) образовался озерный бассейн с угленакоплением во времена верхней части турнейского века. Уголь бурый, низкого качества, пласты невыдержанные по простиранию и по падению. Количество пластов меняется до 10, мощность колеблется от нескольких десятков сантиметров до 8-9 метров (уголь лимнического происхождения). С визейского века погружение с относительно значительной амплитудой привело к заливанью водой Московской синеклизы и даже Горьковского поднятия. В конце визе (в намуре и касымовском веке) незначительное поднятие привело к освобождению территории Горьковского поднятия и Московской синеклизы от морского бассейна в среднем карбоне. Поэтому в этих регионах отложения московского века начинаются с терригенных пород, в некоторых регионах даже с базального горизонта грубообломочных пород.

С верхнего карбона до конца сохраняется относительно глубокий морской бассейн по всей площади востока Русской платформы.

В Донбассе существует в течение карбона суша, куда проникает на короткий промежуток времени трансгрессия моря с востока. Рельеф дна был почти ровный, поэтому частичное погружение приводит к быстрому заливу всей площади Донбасса, а частичное поднятие — наоборот, быстрому освобождению всей площади от морской трансгрессии и распространению растительности со стороны Украинского кристаллического массива, Полесья и Воронежского выступа, где существовали лесные массивы.

В карбоне (в основном в среднем) такие колебания достигали 300. Поэтому мы наблюдаем до 300 угленосных пластов и пропласт-

ков, также до 300.

В верхнем карбоне, в связи с существованием относительно глубоких морских бассейнов, частота колебательных движений почти не отражается на изменении фаций осадков.

В карбоновых отложениях содержатся уголь (Московская синеклиза, Донбасс), соль, гипс (Московская синеклиза, конец карбона), бокситы (г. Тихвин). Разрез карбона в Донбассе более 10000 м.

Пермский период

Пермский период как бы является завершением герцинской тектонической эпохи развития Русской платформы. В пределах рассматриваемой территории движения тектоно-магматического цикла завершаются, но при этом продолжается и во время триаса (начало мезозойской эпохи).

В перми неглубокий, неширокий водный бассейн располагается в восточной части Русской платформы, этому способствует медленное поднятие фундамента Русской платформы и завершение тектоно-магматического цикла верхнего палеозоя Уральской геосинклинальной зоны.

По существу возникают два бассейна - один узкий в пределах Москвы, открытый в сторону п.о. Канин, ограниченный с запада восточным склоном Полесского вала, с юга - северной частью Воронежского выступа и с востока - Окско-Цнинским валом, продолжением которого на севере является Вычегодский вал в среднем течении р. Печеры. Этот морской бассейн носил открытый характер. Здесь нижняя пермь - известняки, верхняя часть разреза, относящаяся к казанскому ярусу, представлена доломитами, гипсами, ангидридами, прослоями песков, глин с эвриголиной фауной. Выше идут отложения татарского яруса - пески, песчаники, алевролиты, местами гипсы, мергели общей мощностью 50-100 м.

В восточных частях в другом бассейне мощность увеличивается - внизу карбонатные осадки, выше карбонатно-сульфатные или сульфатно-галогенные осадки. Верхняя пермь - красноцветная, терригенная с ангидридами, песчаниками, доломитами, мергелями, аргиллитами, гипсами, мощность колеблется от 80 м до 450 м. В более восточных районах мощность осадков увеличивается и они

становятся исключительно терригенными. В центральной части востока Русской платформы мощность солей достигает 750 м.

На востоке вдоль Уральского (Палеоурал) хребта мощность пермских осадков достигает 10000 метров. Сакмаро-Артинские отложения исключительно терригенные, породы представлены грубообломочными образованиями (конгломераты, песчаники, алевролиты) до 2-3 тыс. метров мощности. Кунгурский ярус представлен гипсоангидридовыми галогенными осадками, мощность солей составляет от более 750 м до 100 м. в подножье Урала. Казанский ярус является морским, осадки несогласно трансгрессивно залегают на нижней перми, представлены известняками, доломитами, известковистыми глинами, аргиллитами, содержат ангидриты, соли. Вблизи Палеоурала, в Предуральском прогибе казанский ярус представлен конгломератами с галькой большого диаметра, иногда валунами в диаметре более 1,5-2 метров (Белебеевская свита). На них залегают обломочные породы уже с меньшим диаметром галек, песчаники в нижней части татарского яруса и в верхней части - песчаники, пестроцветные терригенные осадки, глины. Мощность верхней перми достигает 5-6 км. Вдоль Палеоурала эта мощность меняется в различных пределах. Например: Артинские отложения в северной части достигают 1200 м, в бассейне р. Камы - до 1000 м, в среднем течении р. Белой - до 1800 м и т.д.

В южной части Русской платформы, в Донбассе пермь характеризуется как красноцветная континентальная толща терригенных осадков - песков, песчаников, с горизонтами гипсов, ангидридов и солей, общей мощностью до 3000 м. Соль обычно в верхней части разреза, что говорит об обособленности впадины Донбасса во времени перми от остальной части востока Русской платформы.

Палеогеография перми характеризуется жарким, сухим климатом и образованием замкнутого морского бассейна, связанного на севере через пролив в нижнем течении р. Печоры, с другими морскими бассейнами Северного Ледовитого океана. Пролив не всегда существовал. Обширное зеркало воды относительно неглубокого морского бассейна, привело к интенсивному испарению и соленакоплению на обширной территории во времени Кунгурского века. Соль распространяется до подножья Уральского хребта, с одной стороны, и с другой - от юга Каспийской впадины до юга Белого моря.

Распространенные вдоль Палеоурала в Сакмаро-Артинский век, а также во времени Казанского и Татарского веков обломочные породы с различными размерами галек и валунов говорят о разрушении вздымающегося Урала. Учитывая грубообломочный материал нижней и верхней перми можно предполагать высоты разрушающегося Палеоурала до 5-6 тысяч метров, в нижней, и 7-8 тысяч метров в верхней перми и полное разрушение, до нивелирования, Палеоурала во времени Кунгурского и к концу Татарского веков. То есть в пределах Палеоурала мы наблюдаем после герцинской складчатости (средний карбон - восточный склон, верхний карбон - западный склон) двукратное совершение горообразовательных процессов и двукратное разрушение гор до основания.

Полезные ископаемые: соль, гипс, ангидрит, нефть; на востоке терригенные осадки - россыпи, образованные за счет разрушения коренных месторождений Урала - золото, самородная медь, титан, кобальт (пентландит), хром, железа (магнетит) и др. элементов.

Триасовый период

Триас как бы является завершением герцинского тектоно-магматического цикла. Характеризуется как геокритический период. Развиваются озерные отложения, красноцветы во вновь заложенных впадинах - пески, глины, алевролиты иногда с конкрециями сидеритов. Мощность колеблется до 180-220 м. Выделяют Ветлужские и Бузулукские серии осадков. Мощность отложений в Прикаспийской впадине увеличивается до 1800 м, представлены они красноцветными глинами, алевролитами, в верхней части с прослоями известняков, мергелей и доломитов.

Нижний триас Днепро-Донецкой впадины составляет красноцветную песчано-глинистую восьмисотметровую толщу.

Средний триас почти везде отсутствует.

Верхний триас - красноцветные песчано-глинистые осадки с прослоями угля, каолина, говорящих об увлажнении климата. Поэтому верхний триас можно отнести к типично мезозойской эпохе развития территории. Мощность осадков Прикаспийской низменности достигает 1000 м.

Мезозойская эпоха

Произошла перестройка фундамента. По всей вероятности, интенсивное тектоническое движение Средиземноморской геосинклинальной зоны (Тетис), повлияло на фундамент, изменило поверхность, создало новые структурные элементы. Огромная площадь юго-востока погружается. Эта впадина, постепенно сужаясь, образует углубление в фундаменте, идущее через центральную часть Русской платформы на запад. Она охватывает южную часть Московской синеклизы, северную часть Воронежского поднятия, расширяется в сторону верхней части р. Припять и через центр Полесского вала с медленным подъемом дна в западном направлении соединяется с Польско-Германской впадиной и Львовским погружением.

В плане эта впадина имеет вид треугольника с широким основанием, охватывающего на северо-востоке Печорскую измененность, а на юго-востоке - Донбасс и Прикаспийскую измененность.

Самыми погруженными участками являются площадь Донбасса и Печорская измененность. В западном направлении, на юге Московской синеклизы, рельеф дна значительно возвышается, и еще больше - в Полесском валу.

Юрский период

Нижнеюрские осадки развиты в пределах Днепро-Донецкой впадины, внизу - отложения континентальные пестроцветные терригенные с растительными остатками. На них ложатся морские осадки - карбонаты (известняки, иногда с слоями глин и песков) с фауной аммонитов *Hildoceras bifrons*, *Hammatoceras insignis* и пелелиподами.

Среднеюрские осадки в Донбассе - морские известняки, чередующиеся с пестроцветными маломощными терригенными образованиями. За пределами Донбасса - песчаники, сверху - морские глины с прослоями известняков, песчаников, бурых оолитовых железистых руд. Верхняя яра - песчано-глинистая глауконитовая, с прослоями кремнистых известняков, в верхней части разреза - гипсы.

В Прикаспийской синеклизе нижняя яра представлена континентальными песчано-глинистыми осадками. Байос также континентальный песчано-глинистый с маломощными угольными пластами, а бат -

терригенно-морской с прослоями известняков, мергелей.

В Поволжье нет нижней юры, разрез начинается с байоса средней юры, представленного песчанистыми глинами и глинистыми песчаниками с прослоями известняков, мергелей, и переходящего в батские образования. Восточнее р. Урал средняя юра представлена континентальной песчано-глинистой толщей с пластами бурых углей (500 м), в основании разреза средней юры распространены кварцевые пески.

В Прикаспийской низменности и Поволжье верхнеюрские осадки - это глины, глинистые пески с большим числом перерывов в осадконакоплении. В осадках участвуют прослои оолитовых железистых песков, мергелей, желваки фосфоритов.

В киммериджском ярусе, кроме глин, присутствуют пески с глауконитами, фосфоритами.

В Подмосковье нет отложения нижней и средней юры.

На размытой поверхности известняков карбона залегают различные горизонты глин оксфорда, железистые мергели киммериджа, фосфориты волжского яруса.

В нижней части разреза глинистые пески, каолиновые глины с линзами бурого угля (глина используется для получения фаянса и огнеупорного кирпича, Гжельско-Кудиновские глины). В верхнеюрских отложениях развиты аммониты, особенно широко встречаются *Virgatites parkinsonia*, являющиеся представителем холодных бареальных морей. В Польско-Германской впадине юра континентальная. Средняя и верхняя юра - угленосная, в самой верхней части - песчано-глинистые осадки имеют морское происхождение.

Мощность юрских осадков меняется в различных частях Русской платформы: в Донбассе до 800 м, Подмосковье - 20-30 м, Поволжье - 210-300 м, Прикаспийской синеклизе - 280-720 м.

В юрском периоде климат был жарким, но влажным. Наступает расцвет растительности. Во всех погруженных частях рельефа возникают озера-болоты различного размера, в лимнических условиях в этих озерах образуются низкокачественные бурые угольные пласты (месторождения: Польско-Германские, Урало-Эмбинские, Литовское и др.).

Различные абсолютные отметки эродированной поверхности Русской платформы чутко реагируют на знак колебательных движений. Колебательные движения с знаком минус (-) приводят к

трансгрессии морских бассейнов в нижней юре – в Печорскую низменность и Днепро-Донецкую впадины.

Здесь по существу наблюдаем две фации осадков – одна фация с влиянием бареальной холодной трансгрессии (на что указывает *Sargatias, Casmoseras* и др.) представлена глинами; другая – продукт южной теплой трансгрессии (Донбасс) с образованием известняков (с фауной *Hildoceras*).

На остальной части территории превалирует влияние или теплых течений (Прикаспийская низменность) или холодных – Печорская низменность. К концу верхней юры преобладает влияние холодных течений.

Во времени бата (верхи средней юры) обе трансгрессии соединяются и, направляясь в сторону Подмосковья, заливают его морской водой.

В западном направлении – за счет постепенного погружения – трансгрессия идет очень медленно и достигает Польско-Германскую впадину к концу верхней юры. Сразу наступает регрессия – отступление морей (во времени волжского века), к концу верхней юры море сохраняется только в восточных частях Русской платформы. Полесский вал, Подмосковье освобождаются от морей. Освобождается огромная площадь Уфимского амфитеатра.

Надо отметить то, что при максимальной трансгрессии морей в верхней юре воды проникают через северную часть Воронежского выступа в северную часть Днепро-Донецкой впадины, образуя тонко-ритмичные терригенные песчано-глинистые осадки Каневского района, с уникальным строением, созданным под давлением материкового оледенения четвертичного периода, опускавшегося в Днепро-Донецкую впадину со стороны р. Припять.

Меловой период

К началу мела сохраняется морской бассейн востока Русской платформы, сохраняются и рельеф суши, и впадины юрского периода. Но обособленное движение некоторых участков фундамента создаёт своеобразный рельеф: на месте современного Окско-Цнинского вала возникает большое количество приподнятых и опущенных участков, при появлении морской трансгрессии с востока они образуют полосы отмелей и островов со своеобразной фацией осадков.

Меловые отложения широко распространены в центральных и южных районах платформы, во многих местах обнажаются на дневной поверхности. Отложения мела несогласно залегают на юре, триасе и даже палеозое. Преобладающими являются морские осадки. Но встречается и континентальный мел в пределах северного склона Воронежского выступа, Днепро-Донецкой впадины и Прикаспийской низменности.

Характерной чертой для меловых отложений является песчано-глинистый состав нижней части и карбонатный верхней части, соответственно относимых к нижнему и верхнему отделам мела.

Нижняя часть нижнего мела (валаншин, готерив, баррем) большей частью тесно связана с верхней юрой западной части Подольско-Литовской впадины. Неоком-аптские отложения значительной части Украинской впадины континентальные. Нижнемеловые осадки представлены песчано-глинистыми породами с глауконитом и желваками фосфоритов.

Разрез начинается пластом фосфоритсодержащего конгломерата. Выше в Заволжье идут зеленоватые песчанистые глины, алевролиты, пески, песчаники, а верхняя часть неоком - барремского яруса характеризуется косослоистыми песками и глинами дельтового типа. Апт и альб сложены темными глинами с прослоями песков и фосфоритами. Мощность апта и альба достигает 500 м, а мощность нижней части разреза нижнего мела колеблется от 130-140 до 220-230 м.

В Поволжье нижняя часть неокома размыта, разрез начинается с готерива - глины, песчаники (80-120 м). На них залегают апт, представленный слюдисто-песчанистыми глинами, глинистыми кварцевыми песками, иногда горизонтами мергелей (до 100 м мощности). Альб здесь представлен глинами и песчаниками.

В Подмосковье нижний мел в нижней своей части характеризуется горизонтом глауконитовых песков с железистыми оолитами и желваками фосфоритов. Вышеидущие отложения готерива и баррема содержат зеленоватые ожелезненные пески и песчаники с растительными остатками (10-15 м). Апт и альб - пески, глины с глауконитами (20-100 м).

В Днепро-Донецкой впадине в нижней части разреза выделяют каолиновые глины, углистые глины с прослоями кварцевых песков и бурых углей, выше идут кварцево-глауконитовые пески апта-альба

(120-130 м).

В Саратовском Поволжье - валанжина нет.

Готерив песчанистый (220 м), фециально к югу появляются железистые пески с фосфоритовым конгломератом в основании (60 м). Барремские отложения - песчано-глинистые (100-200 м) и вверху переходит в маломощные, возможно остаток от размыва, гипсоносные глины. В разрезах большое количество остатков фораменифер, моллюсков. В Прикаспийской впадине среди песчано-глинистых отложений выделяются готерив и барремские яруса нижнего мела (250 м). Здесь породы апта лежат на неокме трансгрессивно (170 м) и альб песчано-глинистого состава достигает 300 м.

Во время нижнего мела в восточной части Русской платформы распространен морской бассейн. Рельеф дна бассейна имел неровный характер, поэтому незначительное колебательное движение привело к появлению из-под уровня воды большого количества островов с признаками размыва отложений разных периодов или большую площадь суши с континентальными песками. Если мы наблюдаем такой неустойчивый режим морского осадконакопления в восточной части платформы, то западнее - существует большое количество впадин (Подмосковье, Польско-Литовская, Днепро-Донецкая и большое количество изолированных впадин в северной части платформы) с развитием исключительно континентальных осадков - кварцевые пески, глины с глауконитами, сидериты, ожелезненные кварцевые пески, пласты бурых углей.

Совершенно другую позицию занимает история осадконакопления во времени верхнего мела. Верхнемеловые отложения распространены повсеместно и имеют полный разрез во всех синеклизах, возникших и обновившихся под действием тектонических движений Средиземноморской геосинклинальной зоны (Прикаспийская, Причерноморская, Польско-Литовская, а также Саратовская, Украинская). На приподнятых частях - антеклизах (Воронежская, Белорусская) разрез верхнего мела значительно сокращен по мощности.

Верхнемеловые отложения представлены мергелями, известняками, пясчим мелом. Имеются глауконитовые пески, опоки, кремнистые глины, фосфориты.

Позднемеловой бассейн Русской платформы имел непосредственную связь на юге с Тетисом и барреальными морскими бассейнами через Тимано-Печорскую измененность на северо-востоке.

Интересным является то, что верхнемеловые отложения группируются по характеру осадков и взаимоотношению меж собой в несколько пачек; нижняя - объединяет сеноман-турон-коньякские ярусы, средняя - отложения сенона, которые несогласно, с большим перерывом ложатся на нижние и несогласно перекрываются верхней толщей, относящейся к компан-маастрихту.

Датские отложения отличаются по составу. Терригенные образования не везде присутствуют в разрезе верхнего мела.

В Прикаспийской низменности верхний мел начинается с глинисто-кварцевых песков, залегающих на размытой поверхности, отложений альба и относимых к сеноманскому ярусу (50-110 м). В верхней части отложений сеномана развиты фосфориты.

Мелоподобные мергели и известняки турона-коньяка (10-240 м) залегают трансгрессивно, на востоке замещаются темными глинами и песками.

Сантон представлен глауконитовыми мергелями, песками, писчим мелом, которые в восточном направлении сменяются фосфоритовыми песками. Компан-Маастрихтский ярусы везде представлены мергелями и писчим мелом (300 м). В Саратовской синеклизе верхний мел - глауконитовые пески, опока, которые западнее, к Воронежскому выступу сменяются карбонатами (700-1000 м).

В Подмоскowie сеноман характеризуется глауконитовыми песками, турон-коньяк - глины, опоки, песчаники (30-40 м), севернее Подмоскowie - кремнистые глины, стяжки глауконитовых песков (останцы бареального верхнего мела).

Верхний мел в Львовском прогибе - мергели, известняки, писчий мел мощностью до 1000 м. Разрез близок по составу отложениям Причерноморской впадины.

В целом, во времени верхнего мела бареальный морской бассейн на восточной части Русской платформы был связан с морем Тетиса, что и оставило отпечаток в фациях осадков верхнего мела (преобладание глин, кремнистых глин, желваки кремния, фосфорита; иногда с образованием фосфоритовых стяжек до 10-12 см). Поэтому чем южнее территории платформы, тем выше преобладание в их разрезе мергелей и известняков. В пределах западного Поволжья распространяется полоса отмелей и островов, где осадки принимают пестроцветный терригенный облик.

Во время мела трижды происходили положительные колебатель-

ные движения, сменившие отрицательные, причем амплитуда подъема была больше, нежели глубина существующих морских бассейнов. Это и привело к образованию трех групп осадков, залегающих трансгрессивно на более ранних, с содержанием в основании глауконитовых песков, фосфоритовых кварцитовых толщ, фосфоритов и желваков железистых образований. Каждый подъем (вертикальное колебательное движение) сменяется опусканием (отрицательное колебательное движение), что и привело к трансгрессии морей с юго-востока и северо-востока на Русскую платформу с образованием на короткий промежуток времени глубоких морских бассейнов. Каждая трансгрессия, когда достигает своего максимума, сопровождается образованием мощных пластов писчего мела в верху сеноман-турон-коньянской, сантономской и кампан-маастрихтской толщ. Эти колебательные движения охватывали всю площадь платформы. На их фоне различные участки платформы с разной интенсивностью погружались или поднимались, что и привело к различию мощности и фациального состава осадков в различных синеклизах платформы. Иногда отсутствуют отложения некоторых ярусов верхнего мела (готерив, датский и т.д.). К концу верхнего мела Русская платформа испытывает общий подъем. Море верхнего мела сильно сокращается по площади, сохраняется только в узкой полосе между южной частью Московской синеклизы и Палеоуралом. К концу мела бассейн был сильно омыт. Поэтому датские осадки не имеют порсеместного развития. Там, где имеется их распространение, осадки носят исключительно пестроцветный терригенный характер (пески, глины, редко известняки). Во времени датского яруса совершенно разъединяется барреальный морской бассейн с морем Тетиса. Это все связано с тектоническими движениями Средиземноморской геосинклинальной зоны. Что одновременно и изменило облик северной и центральной части Русской платформы. Вся восточная часть освобождается от морей. Неустойчивой становится южная прилегающая к геосинклинали часть фундамента (территории), которая во времени кайнозоя испытывает интенсивное погружение и приобретает наклон поверхности к югу.

Кавказская эра

Разделена на третичную и четвертичную системы.

Третичная система отражает продолжающиеся положительные колебательные движения конца мезозойской эпохи, происходящие под влиянием сильных инверсионных тектонических движений Средиземноморской геосинклинальной зоны на южную часть Русской платформы. Здесь Украинский кристаллический щит, Днепро-Донецкая впадина, Воронежский выступ, Прикаспийская синеклиза образуют единую огромную погруженную структуру. При этом сохраняется слабо расчлененный рельеф конца верхнего мела. Погружение фундамента на юге идет медленно с наклоном поверхности погружения в южном направлении.

Палеогеновый период

Палеогеновые отложения образовались в пределах южной части Русской платформы, где максимальная граница распространения достигает г. Тулы. Преобладающими являются мелководные терригенные образования, они представлены континентальными и морскими фациями.

Впервые после своего образования докембрийский блок - Украинский кристаллический щит, уходит под уровень морского бассейна. Такое же положение имеет Воронежский выступ.

Здесь разрез палеогена начинается с глауконитовых песков, песчаников и глин каневской свиты (25-80 м), выше идут глауконитовые пески с косослоистыми фосфоритами в основании бучакской свиты (40-50 м), по простиранию они замещаются кварц-углистыми песчаниками с пластами бурых углей мощностью до 20 м (Днепровский бурогольный бассейн). Далее идут глауконитовые пески с фосфоритами, а вверху - мергели и глины киевской свиты 40-50 м. Олигоцен характеризуется внизу трепеловидными глинами, глинистыми песками, глауконитом с остатками древесины с включениями янтаря - харьковская свита (150-200 м). Именно в этой свите содержится марганцевая руда (Никопольское месторождение). Разрез заканчивается отложениями полтавской свиты, сложенной косослоистыми песками, каолиновыми глинами и пластами бурых углей.

В Прикаспийской низменности палеоген внизу сложен опоками

и вверху - глауконитовыми песками, глинами с фосфоритами (до 50 м).

В районе Волгограда отложения характеризуются преимущественно глауконито-кварцевыми песками, песчаниками, опоками, опоквидными глинами с фосфоритами - нижний эоцен; выше идут средний и верхний эоцен, сложенные известняками, мергелями, в верхней части - с нуммулитами (80-270 м).

Олигоцен соответствует майкопской свите северного Предкавказья, представлен сероватыми, темными глинами (до 250 м), которые в пределах северного Предкавказья становятся битуминозными и содержат промышленные нефтяные залежи (мощность увеличивается здесь до 800 м).

На юге, в пределах Причерноморской впадины и в пределах Крыма, палеоген почти карбонатный, сложен мшанковыми известняками, мергелями, нуммулитовыми известняками (ракушняки), известковистыми глинами, вверху глинами, соответствующими майкопской свите.

Как показывают разрезы, во время палеогена идет трансгрессия с юга, со стороны Тетиса. Поэтому в южной части отложения палеоцена, эоцена и олигоцена представлены известняками, мергелями, известковистыми глинами, т.е. здесь существует глубокий морской бассейн. С юга на север рельеф поднимается, что и создает мелководный морской бассейн, постепенно мелеющий в северном направлении, и представленный исключительно пестроцветными терригенными осадками с глауконитом. В результате колебательных движений северная часть территории превращается в мелководный морской бассейн, что и привело к образованию морских мелководных осадков или континентальных образований с кварцевыми песками, углистыми глинами, часто с пластами бурых углей.

Максимальное погружение юга Русской платформы достигается во времени верхнего эоцена, когда повсеместно появляются нуммулитовые известняки, замещающиеся в приподнятых частях фундамента глинами, с желваками фосфоритов. В связи с наклоном поверхности Русской платформы мощность осадков от 40-50 м на севере увеличивается до 600-800 м на юге.

Неогеновый период

В неогене фундамент Русской платформы приподнимается. Морской бассейн, имея периодическую связь с морским бассейном Тетиса, образует единый Понто-Каспийский водоем с Причерноморской и Прикаспийской впадинами.

В плиоцене Понто-Каспийский водоем разделяется на два самостоятельного бассейна - в западной части - бассейн Черного моря и на востоке - Каспийское море. Бассейн западной части Понто-Каспия распространяется через Предкарпатский прогиб на юг Европы, соединяясь с Причерноморской впадиной. В разрезе выделяются песчано-глинистые отложения тарханского, чокракского, караганского и конкского ярусов.

В сармате преобладают оолитовые, ракушняковые известняки, являющиеся отложениями опресненного водоема. Отложения сармата, в связи с временным соединением Прикаспийского и Черноморского бассейнов, через Сало-Монич распространяются до Копетдага, Плато Устюрт. К концу сармата омеление морского бассейна привело к накоплению песчано-глинистых осадков. Мощность достигает 450-500 м.

Мэотические отложения связаны с новой морской трансгрессией и представлены известняками, известковистыми песчаниками, песчано-глинистыми осадками (250 м).

Площадь трансгрессии расширяется в понтический век.

Во время киммериджского века вновь водные бассейны отделяются. Водный бассейн Черного моря киммерийского века занимает небольшую площадь с осадками песков с прослоями оурых железных руд (Керчинский п.о. и западная часть Азовского моря - перспективные территории на железные руды бобового типа).

В Прикаспийской впадине на сармате залегают со следами размыва отложения акчагыльского яруса. В результате новой трансгрессии акчагыльские осадки распространяются до среднего течения р.р. Камы, Белой, Уфы и представлены они глинами, иногда галечниками (100-180 м).

Разрез неогена завершается темными глинами и песками апшеронского яруса (100-250 м).

В приподнятых частях юга Русской платформы неоген континентальный, маломощный - глины, пески (20-30 м), развивающиеся

в неогеновых речных долинах.

Палеогеографические условия связаны с трансгрессией морского бассейна с юга. При этом самая глубокая часть моря расположена на юге. С юга в северном направлении медленно морской бассейн мелеет и осадки становятся континентальными. На фоне трансгрессии морского бассейна идет тектоническая перестройка фундамента юга Русской платформы. Под влиянием инверсии геосинклинальной зоны Большого Кавказа (и одновременно влиянием Малого Кавказа) на юге Русской платформы формируется узковтянутый прогиб водного бассейна, который, расширяясь за Предкарпатским прогибом, соединяется с мировым океаном.

Влияние тектонического режима Большого Кавказа на южной части Русской платформы привело к образованию двух самостоятельных бассейнов, соответствующих на площади современного Черного и Каспийского морей. В различные периоды неогена в зависимости от знака колебательных движений площади древних морей то расширялись (до Волгограда, среднего течения р. Днестра), то резко сужались. Иногда эти два бассейна через Сало-Монический пролив соединялись меж собой (понтический век). Широкая морская трансгрессия до верховьев р. Камы наблюдается во время акачгильского века. Поэтому на алювиальных отложениях р. Болги залегает морской акачгил, затем на него снова ложатся алювиальные образования (после акачгильского века).

Четвертичный период

Четвертичные отложения на севере Русской платформы связаны с развитием и расширением площади материкового оледенения с образованием моренных аргиллитов, валунов, флювиогляциальных песков, торфяников, за пределами ледника обрзовались лессы, делювиальные суглинки, алювиальные отложения речных долин.

Произошли Русская (Охская), Днепровская, Врдыская, Балдайская и калининградская фазы (периоды) оледенения.

Максимальное оледенение распространяется до среднего течения р. Днестра, куда спускается материковое оледенение через северную часть Воронежского выступа и через р. Припять в Днепро-Донецкую впадину. Ледник, двигаясь с северо-запада в дожде Днепро-Донецкой синеклизы, сильно давил на рыхлые отложения юры и

мела, палеогена и неогена, образуя уникальные антиклинальные и синклинальные структуры – с разрывами и надвигами. Территория как бы является лабораторией для изучения антиклиналей, синклиналей; природными зарисовками.

Ледник находился на площади Балтийского щита, занимал полностью площадь Скандинавского полуострова. В сезон похолодания ледник распространяется на юг, в межледниковые эпохи – отступает до южных частей Балтийского щита. Там, где он остановился, широко развиты конечные морены (Белорусо-Литовские подвятия, Валдайский вал, Смоленский вал и т.д.). На площади наступления и отступления льда в северо-западной части платформы, образовались огромные количества озер, болот (работа ледника), торфяники. Именно в отложениях межледниковой эпохи находим скелеты мамонтов и других млекопитающих.

Панцирный ледник имел, вероятно, большую мощность – более 3000 м. В межледниковых эпохах от таяния льда образовалось большое количество речных долин, направленных на юг.

Известно, что вся южная часть Московской области сложена рыхлыми отложениями палеогена и неогена. Поэтому реки, направляющиеся на юг, сильно размывали эти отложения, создали большое количество оврагов. Многие места в оврагах и долинах рек, где размыты до коренных пород падеозоя, докембрия. На юге Московской области в размытых участках обнажаются девон, карбон, пермские осадки; в пределах Украинского кристаллического массива – докембрийские сильно метаморфизованные породы.

Геоморфологически, там, где существовал в течение четвертичного периода материал оледенения – образовался мелкосопочный рельеф. В центральной части – равнина. На юге Русской платформы – эрозионно-овражный рельеф.

Конечные морены образовались в основном в северо-западной части равнины, на юге Московской области – в юрской (Московской) фазы оледенения и в среднем течении р. Днестра и большей северной части Воронежского выступа (Днепровская фаза). Линия границы оледенения через южную часть Московской области идет до широт г. Екатеринбурга и уходит до слияния р.р. Обь и Иртыша в Западно-Сибирской низменности и далее в Горный Алтай.

В пределах Русской платформы много месторождений полезных ископаемых, связанных с историей геологического развития территории. Например: крупные исчисляемые миллиардами тонн залежи железной руды (К.М.А., Кольский полуостров), огромные запасы бурых железорудных месторождений (бобовые руды), марганцевые месторождения (Никопольское), месторождение боксита (Тихвин), крупнейшие месторождения бурых углей (Подмосковье), каменные и калийные соли, месторождения высококачественных углей (Донбасс), месторождения ртути (Никитинское), редкие и рассеянные элементы (Хибины), алмазы (северо-восточная Рязань), перматиты, радиоактивные элементы и др. (Украинский кристаллический массив - Елисеевские поля), осадочные титановые руды (Днепропетровский район), тантал-ниобий (Азовский массив) и многие другие. Огромные запасы нефти и газа - Второе Баку (в девоне, карбоне, перми), в Прикаспийской синеклизе - нефть, соль - более 350 соляных дианиров.

СИБИРСКАЯ ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА

Местоположение и границы

Сибирская платформа - вторая на территории СНГ древняя платформа с дорифейским складчатым фундаментом. Она расположена между долиной Енисея на западе и хребтами Верхоянским и Сетте-Дабан на востоке, Северо-Сибирской низменностью на севере и Восточным Саяном и Байкальским нагорьем на юге. Площадь, занятая платформой, составляет 4,4 млн. км².

В отличие от Восточно-Европейской, Сибирская платформа характеризуется преимущественно среднегорным рельефом с абсолютными отметками 1000-1500 м. Ее центральная часть занята Средне-сибирским плоскогорьем, которое на востоке понижается к Приленской и Вилюйской низменностям. В юго-восточной части платформы расположены Алданское нагорье, хребты Становой и Джугджур. Крупные реки, протекающие по Сибирской платформе - Нижняя Тунгуска, Подкаменная Тунгуска, Ангара, Лена, Витим, Олекса, Алдан и их притоки, имеют глубоко врезанные долины.

Вопросы о границах Сибирской платформы до настоящего времени не решены вполне определенно. Это положение объясняется су-

ществованием различных мнений по поводу соотношения байкалид Енисейского Кряжа, Восточного Саяна, Байкало-Патомского нагорья с остальной частью платформы. Первоначально, байкалиды указанных районов Н.С.Шатский и другие исследователи рассматривали в составе Сибирской платформы. В дальнейшем, учитывая структурную самостоятельность байкалид, их более тесную связь с палеозойскими структурными элементами Урало-Монгольского пояса, область байкальской складчатости стали выделять в качестве складчатого обрамления Сибирской платформы. В настоящее время некоторыми исследователями (А.М.Лейтес, В.С.Федоровский и др.) к Сибирской платформе отнесена внешняя мезогеосинклиналильная зона байкалид на том основании, что в ее пределах гранито-гнейсовый слой земной коры сформировался в архейско-ранне-протерозойский этап и в дальнейшем не испытал полного раздробления и переработки.

Сибирская платформа на западе и юго-западе граничит с саяно-енисейскими байкалидами, с юга в глубь платформы вдается клин байкалид Байкальского нагорья. В пределах приподнятых участков байкалид граница с платформой проводится по положению краевых разломов и прогибов с вендской молассой. Граница в плане имеет резкие изогнутые очертания, следуя вдоль разломов, ограничивающих Енисейский кряж, Восточный Саян, Приморский хребет в Прибайкалье. Положение границы Сибирской платформы устанавливается материалами бурения несколько восточнее долины р. Енисей. Туруханское и Игарское поднятия В.И.Драгуновым рассматриваются в составе Сибирской платформы на том основании, что верхнерифейские и палеозойские отложения залегают согласно и деформированы в позднем палеозое - раннем мезозое. Тем не менее, резкое угловое несогласие на границе среднего и верхнего рифея, флишвидный тип разреза рифейских отложений - не позволяют согласиться с этой точкой зрения. Вероятно, эту зону следует относить к байкалидам в широком смысле этого слова - к рифеидам.

Северная граница платформы с погруженным южным краем складчатых структур Южного Таймыра проводится условно под чехлом мезозоя и кайнозоя Усть-Енисейско-Хатангского прогиба. Положение границы примерно соответствует линии Дудинка - устье Хатанги.

Восточная граница платформы на севере проводится в соответствии с положением позднеурско-раннемелового Предверхоанского

(Алдано-Ланского) краевого прогиба и образует дугу, обращенную выпуклостью к юго-западу. Южнее граница следует в меридиональном направлении по системе разломов западного склона хр. Сетте-Дабан вплоть до Охотского побережья.

На юго-востоке платформа ограничена Монголо-Охотским глубинным разломом, следующим вдоль южного склона Станового хребта. На западном окончании Алдано-Станового щита в качестве граничной структуры обычно принимают Жуинский разлом. В целом Сибирская платформа в указанных границах имеет сложную полигональную форму; ее контуры предопределены наличием сложной сети разломов в земной коре. Участками эти разломы на поверхности выражены взбросами и надвигами, а участками погребены под молассовым комплексом краевых прогибов.

Основные структурные элементы платформы

Поверхность кристаллического фундамента Сибирской платформы относительно приподнята и наиболее расчленена в ее восточной части. Именно здесь расположены два крупных выхода ее фундамента, разобщенные широтно ориентированной зоной прогибания. Юго-восточный край платформы целиком занят крупным Алдано-Становым щитом, в строении которого выделяются два блока: Алданский и Становой. Крупнейшей положительной структуре платформы противопоставляется вся ее остальная часть с чехлом верхнего протерозоя и фанерозоя — Средне-Сибирская (Лено-Энисейская) плита, в пределах которой фундамент опущен до глубины 10 км. Чехол плиты образован верхнепротерозойскими, палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Наибольшие мощности чехла (10–12 м) и наибольшая глубина залегания поверхности фундамента установлены в пределах синеклиз, в восточной и западной частях плиты. Наименьшие мощности имеют чехол на антеклизях и в обрамлении щитов.

Площадям распространения мезозойских отложений в западной и восточной частях платформы соответствуют две крупнейшие синеклизы: Тунгусская и Вилюйская. С юга и юго-запада Тунгусская и Вилюйская синеклизы окаймлены зонами поднятий — антеклизями, оформившимися к началу мезозоя. Они сложены на поверхности ниж-

ним палеозоем.

Северо-восточная часть платформы занята крупным поднятием, разделяющим мезозойские прогибы, - Анабарской антеклизой. От г. Черемхово через гг. Усть-Кут, Нап, Мирный, Оленёк к Хатангской губе протягивается зона главного тектонического геораздела между западной и восточной погруженными частями Средне-Сибирской плиты. В районе Мирного в этой зоне происходит сочленение Ангаро-Ленской и Анабарской антеклиз. Этот участок представляет собой Средне-Сибирскую седловину. К северной части рассматриваемого геораздела приурочен крупный выход кристаллического фундамента платформы - Анабарский массив, занимающий северо-западную часть Анабарской антеклизы. В обрамлении массива на площади развития кембрийских отложений фундамент погружен до 3 км.

Поверхность фундамента в восточной и южной частях Анабарской антеклизы сложна расчленена на прогибы и поднятия более мелкого масштаба.

Ангаро-Ленская антеклиза соответствует площади распространения на поверхности кембрийских и ордовикских отложений в бассейне верхнего течения Лены и Ангара. Эта область была названа Е.В.Павловским Ангаро-Ленским перикратонным прогибом (для раннего палеозоя).

Наиболее южный участок плиты, вдающийся углом между горными поднятиями Восточного Саяна и Прибайкалья, называют Иркутским амфитеатром.

Приенисейская антеклиза соответствует области распространения кембрия и ордовика восточнее Енисейского края.

Обширная позднепалеозойско-раннемезозойская Тунгусская синеклиза по поверхности фундамента разделяется на ряд впадин. Западным ограничением современной Тунгусской синеклизы служит система горстовых поднятий: Игарское и Туруханское. Позднепалеозойско-триасовая Тунгусская синеклиза на севере перекрыта юрскими и меловыми отложениями Усть-Енисейско-Хатангского прогиба.

Протяженный Алдано-Ленский - Предверхооянский прогиб состоит из северной меридиональной (Ленской) и южной - широтной (Алданской) ветвей. В южную часть Алдано-Ленского прогиба открывается мезозойская Вильейская синеклиза. Поверхность фундамента в пределах синеклизы глубоко погружена в южной и восточ-

ной частях и сложно расчленена.

В южной части платформы расположено несколько юрских и юрскомеловых впадин: Канкская и Иркутская перед Восточным Саяном, Чульманская, Токинская и ряд более мелких — севернее Станового хребта. Останцы нижнеюрских отложений, перекрывающие юго-восточный борт Тунгусской синеклизы на участке между низовьями Ангара и излучиной Вилюя, составляют Ангаро-Вилюйский прогиб.

Мощность земной коры на Сибирской платформе изменяется от 31 (Енисей-Хатангская зона) до 48 км (Анабарский массив и восточная часть Алданского щита).

Уменьшаются мощности в глубоких прогибах. Таким образом, участкам длительного погружения соответствуют зоны поднятия поверхности Мохоровичича.

Строение фундамента платформы

Фундамент платформы наиболее хорошо изучен в ее восточной и северной частях, на площади Алдано-Станового щита и Анабарского массива. Известны выходы фундамента на Оленёкском поднятии. Бурением фундамент вскрыт на Алданской и Ангаро-Денской антеклизах. О строении фундамента в юго-западной части платформы можно судить по выходам дорифейских пород в антиклинальной структуре Восточного Саяна, северное крыло которого, по существу, представляет собой край платформы, вовлеченный в структуру байкальского сооружения.

Алдано-Становой щит. Наиболее детальные исследования по стратиграфии и тектонике кристаллического фундамента платформы проведены в пределах северной части Алдано-Станового щита — в Алданском мегаблоке, который в литературе именуется*Алданским щитом.

Алданский мегаблок. Центральное положение в Алданском мегаблоке занимают выходы иенгрской серии, слагающей древний Иенгрский (Алдано-Тимптонский) массив. Иенгрская серия представлена пестрой по составу толщей высокометаморфизованных пород. В ее нижней части преобладают кварциты, нередко железистые, высокоглиноземистые кристаллические сланцы, биотит-гранатовые и гранат-силлиманитовые гранулиты (верхнеалданская свита мощностью

около 2,7 км). К выходам свиты приурочены поля хрусталоносных пегматитов, железорудные месторождения. Ниже верхнеалданской свиты выделяют горбыляхскую, образованную амфиболовыми и пироксеновыми сланцами с прослоями биотитовых гнейсов и кварцитов (более 500 м). В средней части иенгрская серия сложена амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, гиперстеновыми гнейсами, мраморами, диопсид-скаполитовыми и флогопитовыми породами (Федоровская свита, до 3,0 км). Верхняя часть серии образована биотитовыми и гиперстеновыми гнейсами с линзами гранат-биотитовых гнейсов (инджакская свита, до 3,0 км). Иенгрская серия смята в крупные неправильные брахиформные складки - гнейсовые складчатые овалы. В центральной части таких овалов находятся гнейсовые купола, нередко с гранитными ядрами. По периферии расположены дугообразные, обычно изоклинальные складки. По мнению Л.И.Салопы, этот тип деформаций является типичным для нижнего архея. Другие исследователи предполагают, что образование куполов и овалов обусловлено позднейшими процессами гранитизации, в то время как первоначально иенгрская серия была смята в линейные складки.

Иенгрская серия рассматривается обычно как древнейшая на Алданском щите. М.З.Глуховским, А.А.Ставцевым было высказано предположение, что иенгрская серия налегает с перерывом на меланократовый фундамент, в роли которого рассматриваются толщи, состоящие из основных кристаллических сланцев, слагающих горстовые массивы в обрамлении Иенгрского блока. Возраст пород иенгрской серии составляет 3,2-3,5 млрд. лет.

Восточнее Иенгрского блока развиты тимптонская и желтулинская серии (Алдано-Учурский блок), залегающие несогласно (?) на иенгрской и составляющие единый комплекс бескварцевых кристаллических пород, смятых в линейные складки северо-западной ориентировки. Возраст тимптонско-желтулинского комплекса определен в 2,8-2,6 млрд. лет. В строении тимптонской серии (около 7 км) участвуют гранат-гиперстеновые, гиперстен-амфиболовые диопсидовые гнейсы и кристаллические сланцы. Желтулинская серия (около 5 км) образована биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами, диопсидовыми породами, мраморами и кальцифирами.

В наиболее восточной части Алданского нагорья - в Маймакано-Батомгском блоке развита батомгская серия с различными по составу гнейсами и кристаллическими сланцами, в поле которых

распространены поля гранито-гнейсов, плагиомигматитов (2,4–2,1 млрд. лет). Складчатые структуры батомгской серии, переработанные в раннем протерозое, имеют северо-восточное простирание.

Западнее Ингурского, в Чарско-Олекминском блоке развиты бескарбонатная олекминская серия, состоящая из биотитовых и амфиболбиотитовых гнейсов и сланцев (2,75 млрд. лет), и более древняя - чарская серия (около 3,1 млрд. лет). Для чарской серии характерны гиперстеновые гнейсы, амфиболиты, магнетитовые сланцы, инъецированные гиперстеновыми гранитами, энортозитами, плагиогранитами. Для Чарско-Олекминского блока типичны субмеридиональные простирания складчатых структур. Вероятно, архейские комплексы здесь существенно переработаны раннепротерозойскими тектоно-магматическими процессами.

Архейские серии Алданского мегаблока нередко объединяют в единый алданский комплекс, в противопоставленные к другим районам. В целом он имеет раннеархейский возраст. Алданский комплекс вмещает два разновозрастных комплекса интрузий: архейские гнейсо-граниты, образующие крупные согласные тела с постепенными переходами во вмещающие породы (гранитоиды с гранатом, гиперстеном, нередко гиперстеновые диориты и габброиды), и раннепротерозойские лейкократовые граниты, образующие небольшие тела с рвущими контактами. Складчатые структуры, наблюдаемые в алданском комплексе, по геофизическим данным прослеживаются на север под платформенным чехлом; на юге они срезаны субширотным Становым глубинным разломом.

Становой мегаблок. Становой мегаблок протягивается широтой от верховьев р. Витим до побережья Охотского моря. Его северной границей является Становой глубинный разлом, южной - Монголо-Охотская система разломов. Территория Станового мегаблока нередко рассматривается в качестве самостоятельной протерозойской складчатой системы, обрамляющей с юго-востока Сибирскую платформу. По-видимому, более справедлива точка зрения, что "Становая зона" является южной частью Алдано-Станового щита, претерпевшего тектоно-магматическую активизацию в протерозое, палеозое и мезозое. Широтная ориентировка складчатых структур в Становом мегаблоке обусловлена раннепротерозойской переработкой архейских складок, сопровождавшейся внедрением огромных масс гранитоидов (древнестановые граниты) и повторным метамор-

физмом пород в амфиболитовой фации. Становая серия - биотитовые, двуслюдяные, эпидотбиотитовые, амфиболовые гнейсы, амфиболиты (мощность 8-5 км) - слагает обособленные поля среди древнестановых гранитов и является возрастным аналогом алданского комплекса.

По Становому разлому складчатые структуры одноименного мегаблока местами надвинуты на Алданский мегаблок. К зоне разлома приурочены крупные массивы анортозитов хребта Джугджур. Их возраст обычно оценивается ранним протерозоем. Высказывалось также предположение, что пояс анортозитовых массивов представляет собой выход на поверхность древнейшего меланократового фундамента, подстилающего гранитогнейсовый слой на Сибирской платформе.

Троговой комплекс и протоплатформенный чехол на Алдано-Становом щите. В западной части Алданского мегаблока среди поля развития нижнеархейских гранито-гнейсов и гранулитов установлено присутствие верхнеархейских (?) вулканогенно-терригенных и железисто-кремнистых толщ (до 7 км), метаморфизованных в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях (субчанская и другие серии). Толщи локализованы в пределах узких шовных синклиновых структур, ограниченных разломами, - трогов. В разрезе трогового комплекса наблюдается многократно повторяющаяся ритмичность, выраженная перемежаемостью амфиболитов (основание ритма) с метаморфическими сланцами, образовавшимися по основным и кислым вулканитам, обломочным и хемогенным породам, а также с кварцитами и джеспилитами. Отложения смяты в узкие линейные складки; складчатость напряженная у бортов синклиорий.

Троговой комплекс трансгрессивно перекрыт нижнепротерозойской удоканской серией, выполняющей крупный Кодаро-Удоканский прогиб протоплатформенного типа. Удоканская серия представлена мощной (до 12 км) ритмично построенной толщей преимущественно терригенных накоплений. В ее строении выделится несколько свит, образующих четыре трансгрессивно-регрессивных ритма. В нижней части серии широко распространены биотит-графитовые и углистые филлиты, высокоглиноземистые сланцы, кварциты, в средней части присутствуют карбонатные породы - полосчатые мраморизованные доломиты и доломитизированные известняки, в верхней части преобладают среднезернистые полимиктовые песчаники с магнетитом. К верхним горизонтам удоканской серии приурочены пласты красно-

цветных косослоистых песчаников с текстурами, свидетельствующими о крайне мелководной и наземной обстановке накопления. С красноцветными песчаниками связаны промышленные концентрации меди.

Удоканская серия прорвана биотит-амфиболовыми гранитами Кодарского комплекса (Кодаро-Кеменский лополит) с возрастом I,85 млрд. лет.

Завершает разрез нижнего протерозоя кабактинская толща красноцветных песчаников и алевролитов с редкими линзами кислых эффузивов, содержащая в базальном конгломерате гальку пород удоканской серии и прорывающих ее гранитов. Удоканская серия напоминает верхний карелий Балтийского щита, в то время как троговый комплекс, вероятно, соответствует лопию.

Вещественный состав и строение удоканской серии, характер деформации толщ — простые брахиформные складки — все это позволяет видеть платформенную природу удоканской серии; метаморфизм пород, наличие крупных массивов гранитоидов, прорывающих и метаморфизирующих эту толщу, характерны для протоплатформенных чехлов.

В восточной части Алданского мегаблока известен еще один прогиб протоплатформенного типа — Улканский. Этот прогиб представляет собой асимметричную приразломную структуру, выполненную терригенно-вулканогенной толщей. В его пределах на архее резко несогласно залегает мощная (до 4,5 км) красноцветная терригенно-вулканогенная толща (улканская серия) с горизонтами трахитов, трахиандезитов в средней части и липаритов, игнимбри-тов — в верхней. Выше лежащая уянская серия (около 1200 м) резиста более широко, выполняя плоскую впадину. В разрезе серии развиты красноцветные и пестроцветные обломочные породы с горизонтами основных лав в нижней части. По мнению М.А. Семихатова, формирование улканско-уянского комплекса происходило в интервале I,9–I,8 млрд. лет.

Анабарский массив и Оленекское поднятие. На Анабарском массиве в строении архейского фундамента выделяется несколько серий, образующих линейные изоклинные складки северо-западного простирания. В целом эти серии, метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях, рассматриваются в качестве возрастного аналога алданского комплекса, однако радиометрические

определении возраста пород дают цифры от 2,9 до 1,8 млрд. лет. Вероятно, последняя цифра отражает повторные процессы метаморфизма пород на Анабарском массиве.

В строении нижней - далдынской серии участвуют двупироксеновые, амфибол-пироксеновые плагиогнейсы, амфиболиты, кварциты; вышележащая верхнеанабарская серия, слагающая около половины площади Анабарского массива, образована лейкократовыми гиперстеновыми гнейсами, биотитовыми гнейсами. В разрезе вышележащей хапчанской серии развиты гранатовые и гранат-биотитовые гнейсы, кальцифиры, диопсидовые породы. Венчается разрез архея биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, кварцитами верхнелапунской серии. Интрузивный магматизм архейского и раннепротерозойского возраста выражен массивами чернокитов, гранодиоритов, аляски-тог, обильны мигматиты.

В размытом своде Оленекского поднятия выходит на поверхность ритмично построенная терригенная толща, метаморфизованная в зеленосланцевой фации, прорванная габбро-диабазами и гранитоидами с абсолютным возрастом 2 млрд. лет. Возраст толщи оценивается как раннепротерозойский. Она пользуется распространением в северо-восточном углу платформы, который выделяется в качестве особого Оленекского блока. Не исключено, что нижнепротерозойские отложения Оленекского поднятия представляют собой деформированный протоплатформенный чехол, подобный имеющемуся на архейских глыбах Алданского мегаблока.

Строение фундамента Средне-Сибирской плиты. Представления о строении фундамента Средне-Сибирской плиты основываются на результатах изучения участков его выходов на поверхность, на анализе результатов аэромагнитных съемок и на данных бурения. Ограниченное число скважин, вскрывших фундамент на Сибирской платформе, широкое распространение палеозойских и нижнемезозойских траппов в чехле и фундаменте плиты определяют меньшую степень достоверности имеющихся представлений о структуре фундамента Средне-Сибирской плиты, нежели Русской.

Северо-западное направление и общий характер магнитных аномалий позволяют уверенно объединять структуры Алданского мегаблока и Анабарского массива как области раннеархейской консолидации, занимающей значительную восточную часть плиты. Севернее древнего Иенгурского массива с его мозаичным полем, на

юго-восточном склоне Анабарской антеклизы расположен подобный Тунгский массив, заключенный внутри архейских складчатых систем с северо-западным простиранием складок. Северо-западные простирания магнитных аномалий, характерные для всей Алдано-Анабарской области, под осевой частью Вилойской синеклизы прерываются субширотными аномалиями.

Этот факт свидетельствует о протерозойской переработке архейского фундамента в зоне, где впоследствии сформировались палеозойские авлакогены.

В западной части Средне-Сибирской плиты, под Тунгусской синеклизой, выделяют древний Тунгусский массив.

В соответствии с одним из возможных вариантов интерпретации материалов структуры Сибирской платформы фундамент платформы состоит из отдельных крупных блоков. Древнейшие блоки "меланократового протокеанического типа" располагаются по периферии Сибирской платформы. К центральной части платформы приурочены несколько более молодые по возрасту раннеархейские блоки. Вдоль границ блоков развиты многочисленные позднеархейские шовные протогеосинклинальные трюги, а верхним этажом фундамента являются протоплатформенные впадины, с нижним протерозоем удоканского типа. Таким образом, в строении фундамента Сибирской платформы основную роль играют архейские комплексы.

Стратиграфические комплексы платформенного чехла

Чехол Сибирской платформы включает толщи от верхнего протерозоя по кайнозой. Ими перекрыт фундамент на большей части платформы и их суммарная мощность достигает 8-9 км. В чехле Сибирской платформы широко распространены нижнепалеозойские отложения, в то время как мезозойские развиты ограниченно по краям платформы, а кайнозойские почти отсутствуют.

В строении чехла Сибирской платформы выделяются следующие стратиграфические комплексы: рифейский, вендско-кембрийский, ордовикско-силурийский, девонско-нижнекаменноугольный, среднекаменноугольно-среднетриасовый, юрско-меловой, кайнозойский.

Рифейский комплекс. Рифейские отложения на Сибирской платформе выходят на поверхность в обрамлении Анабарского массива,

на Оленекском поднятии, на западном и восточном склонах Алданского щита. Именно здесь, в юго-восточном углу платформы, в Учуро-Майском и Удомо-Майском прогибах известны наиболее полные и хорошо изученные разрезы рифея. О составе и строении рифейских отложений западной окраины платформы можно судить по их выходам в смежных структурах складчатого обрамления — Енисейского кряжа, Игаркского и Туруханского поднятий.

По М.А.Семихатову, в раннерифейское время платформа почти целиком представляла собой область размыва. Осадконакопление локализовалось в субмеридиональном прогибе на востоке Алданского щита, в двух прогибах, занимающих соответственно бассейны рек Оленек и Котуй, а также в узкой зоне, примыкающей к Байкало-Патомской системе. На восточном склоне Алданского щита — в Учурской впадине и на севере Удомо-Майского прогиба на архее или на нижнепротерозойских вулканогенно-терригенных толщах уланской и уянской серий залегают несогласно красноцветные и серые кварцевые и кварц-полавошпатовые песчаники и гразелиты (гонамская свита, 80–140 м), которые постепенно сменяются толщей ритмичного чередования доломитов разного типа, часто со стромаатолитами, с прослоями алевролитов и песчаников (омахтинская свита, 200–220 м). Абсолютный возраст глауконита из нижней части гонамской свиты 1500–1700 млн. лет. На Оленекском поднятии и восточном склоне Анабарского массива разрез нижнего рифея построен аналогично, близок по вещественному составу и мощности. На западном склоне Анабарского массива мощность нижних терригенных свит увеличена до 60–650 м, верхних — карбонатных — до 380–450 м.

Среднерифейские отложения широко распространены на платформе. В среднерифейское время на платформе существовали только две области размыва: меридиональная зона в центральной части платформы, занимающая бассейн верхнего течения Нижней Тунгуски, Анабарский массив и бассейн р. Вилюя; второй участок соответствовал бассейну верхнего течения р. Алдан.

В Удомо-Майском прогибе на нижнем рифее или на архее залегает сложная по строению серия, включающая три неполных осадочных ритма. Нижний начинается свитой глауконитовых песчаников, алевролитов и аргиллитов (150–900 м) и завершается толщей (100–600 м) преимущественно стромаатолитовых доломитов. Средний ритм

начинается толщей алевролитов и песчаников (400–700 м), которая сменяется двумя известняководоломитовыми свитами (около 700 м) со строматолитами среднего рифея. Третий ритм в основании нередко содержит бокситоносную кору выветривания. Нижняя часть ритма сложена карбонатными породами, содержащими олиге к подовре пачки пестрых аргиллитов и алевролитов (250–800 м). Верхняя, также карбонатная свита по строматолитам относится к верхнему рифею. Наибольшие мощности среднерифейские отложения имеют на юге Юдомо-Майского прогиба. В западном направлении общая мощность резко сокращается (до 700 м на Омнинском поднятии), редуцируются отмеченные ритмы, верхние горизонты оказываются срезаемыми несогласно залегающим вендом.

На Оленекском поднятии в среднерифейских отложениях выделяются три свиты, каждая из которых соответствует осадочному ритму, начинающемуся грубыми кварц-глауконитовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами и завершающемуся строматолитовыми известняками и доломитами с отдельными прослоями алевролитов. Карбонатная пачка верхней свиты содержит верхнерифейские строматолиты.

На склонах Анабарского массива средний рифей залегает на нижнем и представлен толщей (до 600 м) ритмичного чередования доломитов различного типа. На трех стратиграфических уровнях в этой толще отмечаются прослои терригенных пород с глауконитом, которыми подчеркивается ритмичность строения среднего рифея.

Верхнерифейские отложения распространены на платформе меньше, чем среднерифейские и отличаются пестротой литологического состава. Области размыва в центральной и юго-восточной частях платформы в позднерифейское время существенно расширились, в результате чего верхнерифейские отложения оказались приуроченными к краевым частям платформы, примыкающим к Байкало-Патомской и Саяно-Енисейской системам; они также развиты в Юдомо-Майском прогибе. Нижняя часть верхнего рифея обычно тесно связана со средним рифеем и сложена карбонатными породами. Верхняя его часть в Юдомо-Майском прогибе представлена существенно песчаниковой сероцветной и красноцветной толщей, содержащей олиге к кровле пачки алевролитов (уйская серия, 450–3000 м). Толща прорвана массивом щелочных пород с абсолютным возрастом

675 ± 25 млн. лет.

На западном склоне Анабарского массива верхний рифей сложен доломитами с кремнями. Так же строматолитовыми известняками и доломитами сложен верхний рифей (200 м) на Оленекском поднятии. Карбонатной толщей представлен верхний рифей в районе Туруханска.

Таким образом, рифейские отложения на Сибирской платформе имеют отчетливо выраженное ритмичное строение. Их возраст датируется комплексами строматолитов, микрофитолитов, а также довольно многочисленными определениями абсолютного возраста по глаукониту и по магматическим породам.

В рифейский этап на платформе происходило внедрение основной и щелочно-ультраосновной магмы. В северо-западном Присаянье, на северо-востоке Алданской антеклизы, на Оленекском поднятии известны дайки, штоки, силлы, габбро-диабазов рифейского возраста. На северном склоне Алданского щита распространены массивы щелочно-ультраосновного состава. Они прорывают рифейские отложения и несогласно перекрыты вендом.

Вендско-кембрийский комплекс. Комплекс пользуется почти повсеместным распространением на Сибирской платформе. По-видимому, он был ранее также развит на щитах, но впоследствии уничтожен денудацией. Залегает комплекс несогласно на рифее или непосредственно на кристаллическом фундаменте. Вендско-кембрийский комплекс образует сложный осадочный мегаритм, трансгрессивная часть которого соответствует венду - среднему кембрию, регрессивная - среднему - верхнему кембрию. В строении комплекса широко распространены карбонатные, сульфатно-галогенные, а также терригенные толщи.

В е н д с к и е о т л о ж е н и я. Вендские отложения выходят на поверхность на Алданской, Анабарской, Ангаро-Ленской, Присаянской антеклизах и на склонах Туруханско-Игаркской зоны поднятий. На Алданской антеклизе вендские отложения представлены юдомской свитой, залегающей резко несогласно на архее и рифее. В ее основании выделяется пачка (50 м) базальных песчаников, выше которой залегают доломиты, глинистые известняки со строматолитами (400 м). В обрамлении Анабарского массива и на Оленекском поднятии венд представлен доломитами со строматолитами. В основании обычно имеются конгломераты, а местами пестрые

глинистые сланцы, песчаники и гравелиты.

В западном Прибайкалье вендским отложениям соответствует толща (до 1300 м) граувакковых песчаников, конгломератов, алевролитов и глинистых сланцев ушаковской свиты, обычно рассматриваемой в роли молассового комплекса байкалид, выполняющего Прибайкальский краевой прогиб. Мощность свиты резко сокращается в глубь платформы и в среднем течении Ангары составляет 500 м. На северо-западе Присаянья, в Присаянском краевом прогибе мощность обломочных вендских отложений достигает 2 км. В основании разреза нередко присутствуют грубые конгломераты, местами — пачки родорослевых известняков. На северо-западе платформы в обрамлении Игаркского поднятия вендские отложения начинаются мощной (500 м) толщей красноцветных песчаников, выше которых залегают доломиты (480 м). В центральных районах платформы мощность вендских отложений сокращается до 200 м.

К е м б р и й с к и е о т л о ж е н и я. Выходят на поверхность в пределах всех антеклиз, в обрамлении Игаркского и Туруханского поднятий, в Березовской впадине и других районах, а также вскрыты скважинами в ряде мест под более молодыми отложениями. Обычно кембрийские отложения залегают согласно или со следами перерыва на вендских.

В распределении типов пород на площади Сибирской платформы для кембрия характерны следующие закономерности. В западных и юго-западных районах платформы в разрезе нижнего — среднего кембрия распространены терригенные пестроцветные, карбонатные и сульфатно-галогенные толщи; на востоке это преимущественно карбонатные, кремнисто-карбонатные толщи. Карбонатные отложения в разрезе верхнего кембрия размыты на севере платформы, на юго-западе это терригенные красноцветные и пестроцветные, а на юго-востоке верхний кембрий вообще отсутствует. Даже в тех районах, где верхний кембрий представлен карбонатной толщей, его верхние горизонты размыты и ордовикские отложения залегают несогласно.

Кембрийские отложения на Сибирской платформе охарактеризованы богатыми и разнообразными комплексами трилобитов, а также археоциатами.

На южном склоне Ангаро-Ленской антеклизы в основании разреза нижнего кембрия залегают толща песчаников, мергелей, доломитов, ангидритов (мотская свита, до 450 м). Выше она сменяется

мощной (до 2 км) соленосной формацией (усольская свита), состоящей из ритмично чередующихся ангидритов, доломитов, глин, известняков, каменной соли. Раннекембрийский солеродный бассейн занимал огромную площадь на западе Сибирской платформы и в нем накопилась уникальная по объему толща соли. В разрезе соленосной формации установлены также залежи калийных солей.

Верхние горизонты ленского яруса на юге платформы сложены преимущественно массивными доломитами мощностью до 550–650 м. Не исключено, что верхнюю часть этой доломитовой толщи следует относить к среднему кембрию. Фаунистически охарактеризованные среднекембрийские отложения на Ангаро-Ленской антеклизе развиты ограниченно. Это толща пятнистых доломитовых известняков, доломитов, мергелей, песчаников. К верхнему кембрию в рассматриваемых районах относится красноцветная преимущественно терригенная толща молассового типа (верхоленская, эвенкийская свиты, 350–500 м), сложенная косослоистыми и волнистослоистыми песчаниками со следами трещин усыхания, мергелями, гипсами. Местами она замещается доломитизированными известняками с прослоями алевролитов и аргиллитов.

На северо-западе платформы адданскому ярусу соответствует толща доломитов и известняков (200 м), ленскому – битуминозные известняки и доломиты (90 м). В низовьях Подкаменной Тунгуски мощность известняково-доломитовой толщи нижнего кембрия увеличивается до 1200 м. Среднекембрийские отложения представлены серыми кремнистыми глинистыми и доломитовыми известняками общей мощностью 350 м. С нижней частью этой толщи связана фосфоритовосность. Верхнекембрийские отложения представлены полно. В Игаркинском районе это пестрые известняки, нередко песчанистые, доломиты. В них отмечаются косая слоистость, знаки волновой ряби. Общая мощность верхнего кембрия до 1200 м.

На северном склоне Адданской антеклизы нижний кембрий начинается пестрыми глауконитовыми известняками (40 м) пестроцветной свиты. В направлении Березовского прогиба в разрезе свиты появляются доломиты, ангидриты, каменная соль. Ее мощность возрастает до 250 м. Ленский и амгинский ярусы в восточной части антеклизы, в бассейне р. Май образованы темными битуминозными известняками и известковистыми горючими сланцами (55–75 м). В западной части антеклизы амгинский ярус образован толщей рифовых

известняков мощностью до 300 м. Полоса рифовых известняков протягивается к северо-западу через всю платформу, отделяя соленодный бассейн западной части платформы от глубоководного в его восточной части. Майский ярус представлен повсеместно карбонатной толщей. Верхнекембрийские отложения в обрамлении Алданской антеклизы отсутствуют.

В северо-восточных районах платформы, на Анабарской антеклизе нижняя часть нижнего кембрия сходна по составу с пестроцветной свитой Алданской антеклизы. В ее строении много обломочных пород, а мощность составляет 30–200 м. Ленский и амгинский ярусы образованы глубоководными глинистыми и кремнистыми известняками и горючими сланцами (около 50 м). Площадь распространения горючих сланцев на северо-востоке Сибирской платформы соответствует Оленекскому сланцевому бассейну. Майский ярус обычно образован однородной толщей (300–800 м) известняков и мергелей, а верхнекембрийские отложения сложены пестроцветными доломитами, оолитовыми и брекчиевидными известняками с прослоями мергелей и доломитов (до 600 м). В верхних горизонтах толщи содержатся прослой конгломератов, линзы гипса.

Выпадение верхних горизонтов кембрия, появление морских крайне мелководных и континентальных молассовых отложений обусловлены общими поднятиями в салаирскую эпоху орогенеза, наиболее активно проявившимися в смежных структурах Урало-Монгольского пояса.

Ордовикско-силурийский комплекс. Комплекс отвечает новому этапу прогибания и осадконакопления на Сибирской платформе. Прогибанием были охвачены преимущественно западная и центральная части платформы, восточные районы испытывали поднятие. Состав и мощности ордовикско-силурийского комплекса подвержены наибольшим изменениям в меридиональном направлении. Море на платформу трансгрессировало с северо-запада, где разрез комплекса более полный, существенна роль карбонатных пород; только на северо-западе присутствует верхний силур. Строение ордовикско-силурийского комплекса сложное. Поверхностями региональных размывов он делится на три части: нижний ордовик, средний – верхний ордовик, силур.

Ордовикские отложения. Выходы ордовикских отложений обрамляют Тунгусскую синеклизу, широко разви-

ты на Ангаро-Ленской антеклизе, в Березовском и Нийско-Жербинском прогибах. Фаунистически обосновано присутствие всех трех отделов ордовика, которые расчленены на горизонты: устькутский и чунский в нижнем, криволицкий и мангазейский - в среднем и долборский - в верхнем отделе.

Устькутский горизонт в южных районах представлен песчаниками и алевролитами с прослоями известняков (300-500 м). В центральных и северных районах он образован преимущественно известняками и доломитами. Нередко доломиты имеют пеструю окраску, содержат пачки песчаников и алевролитов. Мощность меняется от 70 до 400 м. Песчаниками и алевролитами в южных районах образован чунский горизонт. Мощность песчанниковой толщи изменяется от 100-110 м в низовьях Ангары до 1000 м в Прибайкалье и западной части Иркутского амфитеатра. В верховьях р. Виллюй и севернее песчаники замещаются карбонатной толщей, переходящей вверх в песчано-аргиллитовую. Аргиллиты обычно пестроцветные, содержат многочисленные пачки гипсов. Мощность горизонта в северных районах изменяется от 100 до 500 м.

Средний ордовик обычно залегает с перерывом. Криволицкий горизонт представлен толщей (40-60 м) зеленоватых и красных известковистых песчаников, алевролитов, известняков-ракушечников, пестроцветных мергелей. Характерно наличие фосфоритовых конкреций и фосфоритовых галек. В северных районах увеличивается содержание мергелей. Верхняя часть среднего ордовика - мангазейский горизонт, образован зелеными и красноцветными мергелями и аргиллитами с маломощными прослоями органогенных известняков. К его основанию приурочены желваковые фосфориты. В бассейне среднего течения р. Виллюй в мангазейском горизонте развиты доломиты, гипсы. Мощность горизонта составляет 50-80 м.

Верхний ордовик в южных районах представлен красноцветными песчаниками, аргиллитами с прослоями гипса (братская свита, 100-290 м). В северных и центральных районах платформы он сложен известняками с прослоями мергелей, аргиллитов (15-80 м).

С и л у р и й с к и е о т л о ж е н и я. Выходят на поверхность по обрамлению северной части Тунгусской синеклизы, в западной части Ангаро-Ленской антеклизы и в Березовском прогибе. Более широким распространением пользуется нижний отдел; фаунистически охарактеризованные отложения верхнего отдела известны

только на севере платформы. Отложения нижнего отдела в целом представлены карбонатной толщей (известняки, доломиты, мергели). В основании этой толщи обычно прослеживается горизонт темно-серых глинистых граптолитовых сланцев переменной мощности (3-110 м), а также конгломераты и песчаники. Участками в средней части разреза присутствуют прослои аргиллитов. В Березовском прогибе к нижнему отделу относят гипсово-доломитовую толщу (200-450 м). Мощность нижнего силура на платформе изменяется от 100 до 500 м.

Верхнесилурийские отложения в северо-западных районах платформы представлены внизу светлыми доломитами, мергелями и известняками с прослоями гипсов, сверху - пестроцветной гипсово-доломитовой толщей. Мощность отдела изменяется от 30 до 300 м.

В позднесилурийское время произошло общее поднятие платформы. Только в северо-западной части Тунгусской синеклизы морской бассейн сохранился вплоть до начала девона.

Девонско-нижекаменноугольный комплекс. Отложения девона и нижнего карбона пользуются относительно небольшим распространением на Сибирской платформе. После общего поднятия в конце силура новым погружением были охвачены лишь отдельные районы платформы: северная часть Тунгусской синеклизы, Тасеевская синеклиза и Рыбинская впадина, а также осевая зона Вилюйской синеклизы, где сформировались две параллельные субширотные системы грабенообразных прогибов авлакогенов: Северо-Вилюйская и Южно-Вилюйская, разобщенные Сунтарским выступом. Характерно, что структурные преобразования на Сибирской платформе сопровождались магматическими процессами - излияниями основной и кислой лавы, внедрением интрузий основного, ультраосновного и щелочного состава.

Девонские отложения. Выходы девонских отложений опоясывают на севере Тунгусскую синеклизу, а также известны по западному обрамлению Вилюйской синеклизы, в самой синеклизе (Кемпендяйские соляные купола), в Тасеевской синеклизе и Рыбинской впадине. Имеются выходы девона в Лено-Анабарском прогибе - Нордвикские соляные купола. Наиболее полные разрезы девона известны в Норильском районе, на крыльях Туруханского и Игаркинского поднятий, в бассейне р. Котуй, где фаунистически охарактеризованы все три отдела девона. В строении девона уча-

стуют терригенные, карбонатные, сульфатные и галогенные породы; местами развиты эффузивы. В Вилкской синеклизе в разрезе среднего - верхнего девона развиты терригенные, сульфатногалогенные и вулканогенные толщи, в Рыбинской впадине характерны красноцветные терригенные и вулканогенные.

Отложения, относимые к нижнему девону, в Игарском районе представлены пестроцветными доломитистыми аргиллитами и алевролитами с прослоями известняков (30-80 м), на которых залегают песчано-алевролитовая пачка (5 м) с повышенным содержанием фосфора. Средний девон в северных районах развит более широко. В нижней части залегают терригенная пачка с прослоями алевролитистых известняков и фосфоритов (до 90 м). Выше следует пачка пестроцветных аргиллитов и алевролитов, местами содержащая доломиты, линзы гипса, ангидрита, каменной соли (мантуровская свита, до 300 м). Завершается разрез среднего девона известняками, внизу темными битуминозными, вверху - светлыми (20-85 м). Верхнедевонские отложения в нижней части сложены аргиллитами, гипсами, ангидритами, в средней - доломитами и известняками, а в верхней - доломитами, гипсами, ангидритами с пластами каменной соли. Суммарная мощность верхнего девона до 750 м.

В Тасеевской синеклизе разрез начинается терригенно-карбонатными отложениями живетского яруса (180 м). Выше следуют пестроцветные алевролиты, песчаники, мергели (до 340 м). В кровле толщи появляются прослои известняков.

В Рыбинской впадине мощность девонских отложений достигает 3 км. В нижней части разреза красноцветных терригенных отложений, относимых к айфелю (?) - живетскому ярусам, присутствуют базальтовые порфириты, в верхнем девоне присутствуют известняки.

Особый интерес представляют девонские отложения в Вилкской синеклизе и на ее окраинах. В основании среднего девона залегают пестроцветная карбонатно-терригенная толща (около 130 м) с остатками рыб. Верхняя часть живетского яруса представлена известняками (5-85 м). К верхнему девону в среднем течении р. Вилкй относится толща (300 м) пестрых мергелей, алевролитов, туфов и подстилающая их толща (125 м) базальтов. В Кемпендяйском районе мощность верхнего девона превышает 1,5 км. В его строении участвуют пестроцветные галогенные, туфогенные, терригенно-карбонатные и терригенные отложения. Участками развиты лавы основного

состава. Базальтовый вулканизм был, вероятно, связан с началом формирования системы авлакогенов в Вилуйской синеклизы.

Н и ж н е к а м е н н о у г о л ь н ы е о т л о ж е н и я. Морские отложения нижнего карбона (турнейский, визейский, частично серпуховский ярусы) распространены главным образом на северо-западной окраине Сибирской платформы, по обрамлению Тунгусской синеклизы, а также в Вилуйской синеклизе. Известны также нижнекаменноугольные отложения в Тасеевской синеклизе и на южном склоне Оленекского поднятия. Площадь распространения нижнего карбона сокращена относительно площади распространения верхнедевонских отложений.

В районе Норильска турнейские отложения образованы известняками темными внизу и светлыми вверху (около 50 м). Отложениям визе и нижней части серпуховского яруса соответствует пестроцветная терригенно-карбонатная толща (100-200 м). В бассейне среднего течения р. Вилуй к турнейскому ярусу относят песчаниково-лавовую толщу (875 м), выше которой залегает пестроцветная песчано-карбонатная толща с прослоями пепловых туфов (более 200 м). В Тасеевской синеклизе развита толща песчаников и алевролитов с туфами (около 100 м), относимая к визейскому ярусу и низам серпуховского яруса.

В девонской-раннекаменноугольный этап на Сибирской платформе широко проявился магматизм основного и ультраосновного - щелочного состава. Базальтовые порфириды, базальты слагают мощные покровы в разрезе нижнего - среднего девона в Рыбинской впадине. В восточных районах платформы известны многочисленные небольшие трещинные интрузии долеритов, а также покровы базальтов в авлакогенах, а также покровы базальтов в авлакогенах под мезозоем Вилуйской синеклизы. Интрузии в виде даек окаймляют авлакогены, а также развиты на склонах Анабарской и Алданской антеклиз. Мощность даек достигает 200 м, протяженность до 160 км. Силлы долеритов и габбро-долеритов распространены в низовьях рек Бол, Патом и Чара. Интрузивы прорывают отложения кембрия, ордовика, силура и деформированы вместе с ними.

Щелочно-ультраосновные интрузии и связанные с ними кимберлиты известны в Присвянье, по обрамлению Анабарской антеклизы - в Уджинском, Далдыно-Алаkitском, Мунском, Мало-Ботубинском районах. Наибольшее число кимберлитовых трубок обнаружено в

Далдыно-Алакитском районе. Среднепалеозойские кимберлиты содержат включения ультраосновных пород, минералы-спутники алмаза - пироп, пироильменит и др.

Кимберлиты прорывают нижнепалеозойские отложения, нередко содержат обломки известняков с окаменелостями силура - девона и местами перекрыты средне-верхнекаменноугольными и пермскими отложениями. Радиологический возраст кимберлитов 350-360 млн. лет.

К концу раннего карбона морское осадконакопление на Сибирской платформе прекращается на длительное время, и в течение позднего палеозоя и значительной части триасового периода на большей части платформы происходит накопление континентальных отложений - тунгусского комплекса.

Среднекаменноугольно-среднетриасовый (тунгусский) комплекс. Комплекс континентальных верхнепалеозойских и триасовых отложений был выделен под названием тунгусской серии С.В.Обручевым. Комплекс складает Тунгусскую синеклизу и ее юго-западное продолжение - Тасеевскую синеклизу. В разрезе тунгусского комплекса принято выделять три толщи: нижнюю - продуктивную, среднюю - туфогенную и верхнюю - лавовую. Их границы не являются строго одновозрастными. В целом продуктивная толща отвечает среднему, верхнему карбону - перми, включая местами верхние горизонты нижнего карбона. Туфогенная толща соответствует нижнему триасу, но в северных районах синеклизы она включает и верхнюю пермь. Лавовую толщу относят к среднему или нижнему - среднему триасу.

Среднекаменноугольно-пермские отложения (продуктивная толща). Отложения среднего и верхнего карбона наиболее полно представлены в южной части Тунгусской синеклизы. Они залегают трансгрессивно на подстилающих отложениях и сложены аргиллитами, алевролитами, песчаниками с пластами и линзами угля. Пласты угля в верхней части разреза имеют промышленное значение. Мощность отложений в южных районах составляет 250-400 м, а в северных - не превышает 200 м.

Пермские отложения залегают трансгрессивно. Они начинаются конгломератами и гравелитами. В их составе выделяется ряд свит, отличающихся соотношением содержания глинистых, обломочных пород и углей. На Нижней Тунгуске в верхних горизонтах нижней перми встречаются прослои глинистых известняков, местами - сидери-

тов. По всему разрезу пермских отложений встречаются пласты угля. Некоторые пласты угля имеют мощность до 70 м. Уголь вблизи интрузий замещается графитом. В Норильском районе верхняя часть верхней перми сложена пирокластическими породами и покровами базальтов (около 160 м) с пластами угля. Туфогенные породы в разрезе верхней перми характерны для ряда мест северной части Тунгусской синеклизы. Общая мощность пермских отложений изменяется в широких пределах, но обычно не превышает 600-800 м.

Продуктивная толща формировалась в условиях обширных озерно-аллювиальных равнин с торфяными болотами. Бременами в пермский период в северных районах синеклизы очень кратковременно устанавливался режим мелководного опресненного морского бассейна. Характерно, что в пермских отложениях по краю Хатангско-Пясинского прогиба встречаются прослои с морскими фораминиферами.

Н и ж н е - с р е д н е т р и а с о в ы е о т л о ж е н и я. В разрезе вулканогенных континентальных отложений, заполняющих Тунгусскую синеклизу, выделяется большое число свит, корреляция которых основана на флористических остатках. Основная часть разреза пирокластических отложений и базальтов относится к нижнему отделу триаса; к среднему отделу условно относят несколько свит, слагающих верхние горизонты вулканогенной серии.

Нижняя часть нижнего триаса залегает с перерывом на верхней перми. Она сложена туфоалевролитами, туфоаргиллитами, туфами, туфобрекчиями и туффитами. В нижней части разреза окраска пород пестрая; в средней части разреза встречаются линзы ангидритов, известняков. Мощность отложений изменяется в широких пределах, достигая 600 м. На северо-западе синеклизы туфовая свита замещается преимущественно базальтовыми покровами, перемежающимися с прослоями туфов и осадочных пород. Мощность отдельных покровов от 4 до 20 м. Соотношение базальтовых покровов и пачек туфогенных пород изменяется в широких пределах, суммарная мощность устанавливается до 2 км.

Верхняя часть разреза нижнего триаса в центральных районах синеклизы образована внизу покровами шаровых лаб с прослоями туффитов и туфов, сверху базальтами, туффитами и прослоями песчаников. Мощность отложений до 800 м. В северных районах (оз.

Дюпкун, Хантайское) среди туфов и туффитов широко распространены трахибазальты. Мощность изменяется от 180 до 620 м.

К среднему отделу условно относится толща базальтов, их туфов и туффитов. Мощность около 500 м.

Триасовый трапповый магматизм. На Сибирской платформе на севере Тунгусской синеклизы базальтовый магматизм начался в позднепермскую эпоху, повсеместно он происходил в раннетриасовую и до начала среднетриасовой эпохи. В целом комплекс вулканических пород основного состава (базальты, их туфы, туфопесчаники) и сопровождающие их многочисленные интрузивы долеритов образуют трапповую формацию, распространенную на площади 1,5 млн. км² на западе Сибирской платформы. Центральная и северная части Тунгусской синеклизы — область широкого распространения лавовых покровов, образующих лавовую толщу общей мощностью до 2,5–3,0 км (плато Пutorана). Пячки пирокластических пород в лавовой толще имеют подчиненное значение. Туфы подстилают лавовую толщу, образуя также мощную (600–800 м), преимущественно туфогенную толщу, выходы которой обрамляют лавовое поле с запада, юга и востока. Лавовые покровы встречаются в верхней части туфогенной толщи и замещают ее на северо-западе синеклизы.

Интрузии долеритов распространены более широко, чем туфы, и располагаются по окраинам и в центральной части синеклизы. Их размещение контролируется сложной сеткой разломов, ограничивающих и пересекающих синеклизу. Общий объем базальтового материала в Тунгусской синеклизе, по данным М.Л. Дурье и В.Л. Масайтиса, составляет примерно 910 тыс. км³; четыре пятых этого объема принадлежит базальтам и долеритам, одна пятая — туфам.

Среди трапповых интрузивов наиболее широко развиты силлы и дайки. Меньше развиты штоки, блюдцеобразные, воронкообразные тела. Мощность силлов от нескольких единиц до первых сотен метров. Иногда они буквально пронизывают осадочные толщи, образуя многоярусные залежи. Особенно широко развиты силлы в пермских отложениях. Дайки нередко образуют скопления — "рой даек", состоящие из десятков тел мощностью от единиц до сотен метров. Протяженность таких роев даек вдоль зон разломов составляет 400–500 км. Подавляющее большинство интрузий (катангский, ангарский комплексы) не дифференцированы по составу и образованы долеритами, микродолеритами, кварцевыми долеритами, габбро-долеритами,

отвечающими по химизму базальтам лавовой толщи. Наиболее разнообразен состав дифференцированных интрузивов (норильский, курейский комплексы). В нижней части камер норильских интрузий сформировались пикритовые долериты с сульфидами меди и никеля, в средней части камер преобладают оливиновые долериты, в верхних частях — лейкократовые и кварцевые габбро-долериты, гранодиориты.

Большинство интрузивов оказывают слабое контактовое воздействие на вмещающие породы. Значительно более метаморфизованные бывают вмещающие породы вблизи дифференцированных интрузивов; с ними связано скарнирование, им сопутствуют гидротермальные жилы.

Триасовый ультраосновной щелочной магматизм. В бассейне рек Меймеча и Котуй выше эффузивов основного состава — трапповой формации залегает толща, состоящая преимущественно из щелочных и щелочно-ультраосновных лав: нефелиновых базальтов, их туфов, трахибазальтов, гаванитов, пикритовых базальтов, авгититов. Верхняя часть разреза (около 1000 м) сложена покровами меймечитов (пикритовых порфиритов), их туфов и лавобрекчий. Фациально эта толща связана с трапповой формацией, но образует самостоятельную щелочную ультраосновную формацию ранне-среднетриасового возраста. Здесь же, в бассейне Меймечи и Котуя распространен комплекс щелочных интрузивов. Излияния щелочных базальтоидов, меймечитов сопровождалось внедрением даек и силлов нефелиновых долеритов, меймечитов. Известные здесь сложные дифференцированные интрузии (более 20) сформировались в несколько фаз после завершения вулканизма. Размеры интрузивных тел от десятков до сотен квадратных километров. Ранние фазы интрузивов обычно представлены пироксенитами, оливинитами или дунитами и перидотитами; более поздние — щелочными породами, среди которых преобладают ийолит-мельтейгиты. Карбонатиты, образующие крупные тела, связаны с завершающими фазами формирования интрузивов.

В Меймеча-Котуйском районе известны также трубки и дайки кимберлитов, тесно связанные с другими такого возраста щелочно-ультраосновными породами.

Кимберлиты и пикритовые порфириты нередко образуют поля самостоятельных даек и трубок (восточные районы Анабарской антеклизы). Отдельные кимберлитовые трубки имеют площадь поперечного

сечения 3,5-5,5 тыс. км²; дайки имеют мощность до нескольких метров, протяженность в первые километры. Трубки заполнены брекчией, состоящей из обломков дунитов, перидотитов, пироксенитов, долеритов, гнейсов, палеозойских известняков и песчаников, туфов, цементированных кимберлитом.

Значительная часть кимберлитовых трубок алмазоносна. Наибольший интерес имеют трубки раннемезозойского и среднепалеозойского (девон) возраста. Ныне известно более 300 трубок.

Морские триасовые отложения, не связанные с тунгусским комплексом, известны на склонах Оленекского поднятия. В целом это терригенные толщи, характеризованные разнообразными остатками беспозвоночных.

Нижнетриасовые отложения в нижней части (индский ярус) сложены песчаниками, алевролитами, туффитами (до 120 м). Оленекскому ярусу соответствует толща (50-200 м) темных аргиллитов с прослоями мергелей и песчаников. Анизийский ярус (до 700 м) сложен внизу песчаников, выше - темными аргиллитами. Ладинский - песчаниками (110 м) с отпечатками растений.

Верхнетриасовые отложения залегают с базальными конгломератами в основании. Это - темные аргиллиты с остатками двусторок с прослоями алевролитов и пачками песчаников. Ближе к кровле в песчаниках встречаются обильные остатки растений. Общая мощность верхнего триаса 70-80 м.

Морские терригенные триасовые отложения известны также в центральной части Предвэрхоанского прогиба - на Китчанском поперечном поднятии.

Юрско-меловой комплекс. Юрские и меловые отложения распространены по окраинам Сибирской платформы, западных прогибов, сформировавшиеся вдоль ее краевых швов. На севере это Усть-Енисейско-Хатангский и Ленно-Анабарский; их естественным продолжением на востоке является Алданно-Ленский (Предвэрхоанский) с вдающейся в глубь платформы Вилуйской синеклизой. В пределах указанных прогибов юрские и меловые отложения представлены преимущественно морскими (на севере) и континентальными (на юге) отложениями. Едоль южного обрамления платформы также прослеживается полоса впадин, выполненных юрскими континентальными толщами: Канкская, Иркутская (Черемховская), а также впадины на Алданском щите - Чульманская, Токкинская и др. По-видимому, в

раннеюрское время Канжская впадина и Вилуйская синеклиза соединялись узким протяженным прогибом, в который из Вилуйской синеклизы проникали морские трансгрессии в позднем лейасе. Останцы юры, накопившиеся в этом бассейне, составляют Ангаро-Вилуйский прогиб.

Юрские и меловые отложения образуют самостоятельный осадочный комплекс, формирование которого происходило преимущественно в новообразованных прогибах юрско-мелового этапа.

Морской бассейн на протяжении юрского и мелового периодов периодически трансгрессировал на северную окраину платформы. Глубоким и протяженным рукавом через Алдано-Ленский прогиб морской бассейн проникал в Вилуйскую синеклизу. На севере платформы, на склонах Оленекского поднятия юра целиком представлена морскими отложениями; южнее на широте г. Аиганска, верхний отдел замещается континентальными отложениями, еще далее на юг появляются континентальные толщи в верхах средней юры и в нижней части верхней юры и, наконец, на широте г. Якутска морские отложения сохраняются только на уровне верхнего лейаса - аалена.

Меловая система представлена морскими накоплениями только на крайнем севере на уровне неокома (Лено-Анабарский прогиб) и сеномана - турона (Усть-Енисейско-Хатангский прогиб).

В целом юрские и меловые отложения повсеместно сложены глинистыми и терригенными породами. Широко распространены полимиктовые и кварцевые песчаники, алевролиты, конгломераты, гидрослюдистые и каолиновые глины. В разрезе морских отложений среди глин и обломочных пород присутствуют прослой мергелей и органогенных известняков; их место в континентальных отложениях занимают каменные, бурые угли и лигниты.

Ю р с к и е о т л о ж е н и я. На севере платформы в основании разреза нижней юры залегает толща (около 150 м) песков, песчаников с прослоями конгломератов, каолиновых глин континентального происхождения. Вышедежащие отложения нижнего, среднего и верхнего отделов представлены песчаниково-глинистыми толщами морского происхождения. Их суммарная мощность превышает 1 км. Мощность верхнего отдела быстро сокращается в южном направлении.

В Вилуйской синеклизе в основании разреза также выделяется толща (до 250 м) континентальных отложений, относимых к нижнему

- среднему лейасу. Это конгломераты, песчаники, глины, бурые угли. Возможно, что нижние горизонты разреза континентальной толщи отвечают верхней части верхнего триаса.

Выше лежащие песчано-глинистые отложения верхнего лейаса - валенского яруса (до 200 м) содержат прослой сидеритов и известняков. Байосскому и батскому ярусам соответствует песчано-глинистая толща (150-200 м), накопившаяся в пресноводном водоеме. Верхнеюрские отложения в низовьях Вилуя объединяются в ритмично-построенную угленосную чегумскую серию (700-1000 м), содержащую 8-9 пластов угля мощностью 3-9 м. Севернее г. Жиганска волжский ярус представлен морскими отложениями (50-200 м). В его основании залегает алмазонасный конгломерат.

В Ангаро-Вилуйском прогибе распространены только нижнеюрские отложения. Обычно это песчаники и галечники континентального происхождения (до 120 м), но местами сохранились от размыта морские отложения верхнего лейаса мощностью до 50 м.

В Иркутской впадине ниже- и среднеюрские отложения представлены исключительно континентальными образованиями. Нижняя юра в нижней части сложена конгломератами и песчаниками (50-130 м), выше залегает угленосная толща - черемховская свита, сложенная песчаниками и алевролитами с пластами бурых углей. В отдельных районах впадины насчитывается до II пластов угля. Участками они оближежы и образуют сложный пласт мощностью до 30 м. Строение толщи весьма невыдержанное. Среднеюрские отложения вновь содержат много грубого материала и являются оезугольными. Степень насыщенности разреза средней юры конгломератами увеличивается в южном направлении - к Восточному Саяну. В этом же направлении увеличивается мощность средней юры от 150 до 330 м. Вероятно, формирование толщи происходило в предгорном прогибе.

Местами под песчано-конгломератовой толщей нижней юры в Иркутской впадине развита перемытая кора выветривания; кварцевые и ильменитовые песчаники, каолиновые глины (до 60 м). Условно возраст толщи оценивается как рэт-лейасовый.

Нижне-среднеюрские отложения Канкской впадины сходны по составу с одновозрастными толщами в Иркутской впадине. Суммарная мощность их достигает 750 м. Промышленной угленосностью характеризуется верхняя свита средней юры (бородинская свита). В основании юры также местами присутствует кварц-каолиновая кора

выветривания с ильменитовыми песчаниками.

Особый интерес представляют юрские отложения во впадинах на Алданском щите. Юрские впадины, вероятно, являются реликтами ранее существовавшего широтно ориентированного прогиба, который сформировался вдоль северного подножия юрского Станового хребта. Юра в существенной мере напоминает молассу, которая сформировалась в период мезозойской тектоно-магматической активизации этой области.

Наиболее подробно юрские отложения изучены в Чульманской впадине, где ведутся работы на Нерюнгринском угольном месторождении. Нижнеюрская (юхтинская свита, 470 м), сложенная алевролитами, полимиктовыми разнозернистыми песчаниками, гравелитами, залегает несогласно на кембрийских и архейских породах. Средняя юра (дурайская свита, 480 м) имеет песчано-алевролитовый состав и содержит в верхней части разреза маломощные пласты угля. Верхняя юра (кабактинская, беркакитская, нерюнгринская свиты) характеризуется мощностью в 1,5 км. В строении разреза главную роль играют алевролиты и песчаники. Наибольший промышленный интерес имеет верхняя свита, содержащая пласт "Мощный" (25 м), который вскрыт на Нерюнгринском угольном разрезе. Большие запасы углей, пригодных для коксования, наличие поблизости месторождений железных руд в иенгрской серии архея, медистых песчаников в удоканской серии — все это создает предпосылки для развития на базе Южно-Якутского бассейна крупного промышленного центра Восточной Сибири.

В Токкинской впадине пласты угля мощностью более 1,5 м известны по всему разрезу юрских отложений. Наиболее высокой продуктивностью характеризуется верхняя юра.

Меловые отложения. Морские меловые отложения известны вдоль северной окраины платформы. В южном направлении они сменяются континентальными. Наиболее далеко на юг по Алдано-Ленскому прогибу проникают морские отложения валанжинского яруса. В Лено-Анабарском прогибе валанжин-баррем представлен глинисто-алевролитовой толщей (100-800 м) с аммонитами и двустворками. На южном краю прогиба в разрезе появляется много песчаников. Песчано-глинистые готерив-барремские отложения (1000-1800 м) внизу содержат остатки морских организмов, но в верхней части становятся угленосными. Толщей (200-500 м) континенталь-

ных песков, песчаников с прослоями глин и углей представлены апт и альб. Верхнемеловые отложения развиты ограниченно. В Усть-Енисейско-Хетаанском прогибе известны морские глинистые отложения (р. Хета, до 60 м), но в большинстве мест это континентальные песчано-глинистые толщи.

В Вилуйской синеклизе нижний мел образован ритмично построенной мощной (до 2 км) толщей континентальных угленосных отложений (сангарская серия), подобных верхнеюрским. В разрезе сангарской серии выделяются три угленосные свиты, разделенные безугольными. Наиболее богата углями нижняя свита, насчитывающая до 15 пластов угля мощностью от 0,7 до 5,0 м. В разрезе нижнемеловых отложений содержится до 37 пластов угля, которые разрабатываются на месторождениях Ленского угольного бассейна.

Верхнемеловые отложения распространены только в Вилуйской синеклизе (вилуйская серия). Обычно это кварцевые пески, песчаники, глины. В верхней части разреза много каолиновых глин. Угленосность низкая. Мощность отложений изменяется от 450 до 1000 м, возрастая в восточном направлении.

Континентальные нижнемеловые отложения (до 400 м) имеются во впадинах на Алданском щите. Они завершают разрез угленосных накоплений в Чульманской и Токкинской впадинах (холодниканская свита), сложены травертинами и конгломератами, красочистыми песчаниками с пачками алевроглинистых пород и пластами угля и содержат много туфогенного материала, а также отдельные пачки туфов кислого и среднего состава.

В Канкской впадине к нижнему мелу относят пестроцветные континентальные отложения различной мощности. Участками в западной части платформы установлено наличие бокситоносных кор выветривания, условно относимых к верхнему мелу.

Юрско-меловой этап сопровождался активными проявлениями магматизма в юго-восточной части Сибирской платформы. В Чульманской впадине распространены диабазы и долериты, образующие дайки мощностью 250 м, протяженностью до 100 км, пересекающие нижнюю юру. Предполагается, что значительная часть кимберлитовых трубок на Сибирской платформе имеет юрский возраст, так как в кимберлитах встречаются обломки юрских пород. На Алданском щите известны юрско-раннемеловые гипабиссальные щелочные и субщелочные интрузивные массивы (сиениты, граносиениты, нефелино-

вые сиениты и пр.), с которыми связана золотоносность. Вблизи границы платформы с Монголо-Охотской складчатой областью зоны разломов контролируют размещение в Становом мегаблоке штокообразных тел гранитов, гранодиоритов, гранодиорит-порфиров. Известны также дифференцированные интрузивные массивы (от основных до кислых) в западной части Станового хребта.

Таким образом, магматизм юрско-мелового этапа на Сибирской платформе характеризовался очень широким спектром от щелочно-ультраосновного до кислого и был обусловлен процессами тектономагматической активизации, проявившимися в восточных и юго-восточных районах платформы.

К а и н о з о й с к и е о т л о ж е н и я. Палеогеновые и неогеновые отложения на Сибирской платформе пользуются ограниченным распространением и представлены исключительно озерными, аллювиальными, делювиально-пролювиальными и элювиальными накоплениями. Четвертичные отложения развиты повсеместно и представлены всей гаммой генетических типов континентальных отложений, среди которых важное место принадлежит ледниковым накоплениям.

По особенностям состава и строения можно выделить палеоген-миоценовые отложения, накопившиеся в условиях относительного выравнивания рельефа, и плиоцен-четвертичные, формирование которых происходило в период резкого омоложения рельефа Сибирской платформы.

На юге Вилюйской синеклизы в разрезе **кайнозойских** озерных отложений выделяется несколько толщ. Внизу это грубые кварцевые и кварц-полевошпатовые пески (90-380 м) палеоцеца. Выше следуют пески, глины, лигниты (до 30 м) олигоцена (?) и железистые пески миоцена (до 120 м). Завершается разрез грубыми песками, конгломератами, глинами плиоцен-четвертичного возраста.

Западнее Вилюйской синеклизы местами развиты так называемые родораздельные галечники, сложенные внизу грубыми песками и галечниками, выше - глинами с каолином. Местами это глинистые пески и каолиновые глины (1-3 м). Состав кор выветривания, широко развитых на юге Сибирской платформы, зависит от субстрата. Мощность кор местами достигает 50 м. Их палеогеновый возраст принимается условно.

Современные структурные формы платформенного чехла

Структурные формы, выраженные в чехле Сибирской платформы, подчинены блоковому строению ее фундамента. Деформации платформенного чехла контролируются зонами разломов в фундаменте, перемещение по которым происходило в платформенный этап развития. Важное значение имеют разломы, группирующиеся в протяженные зоны вдоль частей синеклиз и антеклиз. Характерно, что на Сибирской платформе многие разломы пересекают платформенный чехол, включая и юрско-меловой комплекс.

В структуре плиты важное место принадлежит телам интрузивных траппов, щелочно-ультраосновных пород, размещение которых тоже контролируется зонами разломов и участками их пересечений (кимберлитовые трубки и пр.). Вертикальные амплитуды перемещения слоев платформенного чехла по разломам нередко измеряются сотнями метров. Крупные разломы в чехле сопряжены со складчатыми формами и флексурами.

Главнейшими структурными элементами Средне-Сибирской плиты являются Анабарская, Адданская, Приенисейская, Ангаро-Ленская антеклизы, Тунгусская и Вилуйская синеклизы. Указанные структурные формы имеют сложное строение и включают ряд впадин, седлов, а также валлообразных поднятий, горстов, прогибов, отдельных антиклиналей и т.д. Кроме того на юге платформы выделяется ряд самостоятельных мезозойских впадин, расположенных на плите и в пределах Адданского щита. Обособление структурных форм плиты происходило последовательно в соответствии со структурно-этажностью, наблюдаемой в разрезе платформенного чехла. Современный структурный план Средне-Сибирской плиты окончательно сформировался к концу мезозоя. Ниже приведены главные особенности строения ее отдельных крупных структурных элементов.

Анабарская антеклиза. Анабарская антеклиза представляет собой крупную (около 1000 км по широте и 800 км по меридиану) сложную положительную структуру, оформившуюся воедино в позднем палеозое-мезозое в результате активного прогибания смежных участков плиты: на западе - Тунгусской синеклизы, на севере - Лено-Анабарского прогиба, на востоке и юго-востоке - Аддано-Ленского прогиба и Вилуйской синеклизы. Западную часть антеклизы образу-

ет Анабарский свод; в северо-восточном ее углу располагается Оленекский свод. Южнее его, отделяясь Котюнгдинским грабеном, заполненным верхним палеозоем, расположено Котуйско-Далдынское поднятие (бассейн р. Молодо), к которому приурочены многочисленные кимберлитовые трубки. В юго-восточной части антеклизы, в междуречье Муны и Тунга, расположен Мунский свод, сложенный с поверхности среднекембрийскими отложениями. Анабарский свод отделен от Оленекского, Мунского сводов Суханской впадиной, которая в южном направлении сменяется Мунской впадиной.

Анабарский свод имеет округлотреугольную форму. В его размытой центральной части на поверхности обнажены породы фундамента (Анабарский массив). Выступ архейского фундамента окружен выходами протерозойских, вендских и кембрийских отложений, образующих чехол на склонах свода. Наклон слоев на северном его склоне -3° , на южном $-0,5^{\circ}$. Моноклинальное залегание слоев осложнено наличием многочисленных разломов, флексур с наклоном смыкающих крыльев в десятки градусов. В пределах поля разветвения кембрия выделится ряд валообразных поднятий. На северо-западном склоне Анабарского свода в бассейне рек Меймечи и Котуя протерозойские и кембрийские отложения прорваны массивами ультраосновных и щелочных пород. В северном углу Анабарского свода располагается своеобразная кольцевая структура - Попыгайский грабен, имеющий в плане округлую форму.

Б.Л. Масайтис относит эту структуру к категории астроблем и обосновывает ее метеоритное происхождение. В строении астроблемы выделится два концентрических кратера, заполненных своеобразными брекчиями, испытавшими ударный метаморфизм и плавление - импактитами. По краям кратера отмечаются надвиги. Возраст кратера позднемеловой - палеогеновый.

Оленекский свод сложен породами рифен - среднего кембрия. В его восточной части вскрыт нижнепротерозойский фундамент. Системой параллельных разломов северо-западного - юго-восточного простирания свод расчленен на отдельные горсты и грабены. С разломами связаны многочисленные дайки траппов, силлы. В кембрийских отложениях много флексур, брахиформных складок длиной до 15 км. На восточном крыле свода в грабене развиты верхнепалеозойские отложения (Котюнгдинский прогиб).

Мунский свод обладает четко выраженной асимметрией. Вос-

точный его склон крутой, с многочисленными разрывами, флексурами, брахискладками. Западный склон пологий.

Меридионально вытянутый Суханский прогиб с поверхности сложен отложениями верхнего кембрия. В его северной части расположен меридионально ориентированное горстовое поднятие с выходами рифей и нижнего протерозоя — Уджинский горст.

Алданская антеклиза. Алданская антеклиза соответствует области развития верхнего протерозоя и кембрия севернее Алдано-Станового щита. По поверхности фундамента в ее пределах выделяется Алданский полусвод, условно оконтуривающийся по стратомозогипсе рельефа поверхности фундамента — 0,5 км и расположенный на северо-востоке Якутский свод (по изогипсе — 1,0 км), перекрытый чехлом юрских отложений. Они разделены узким субширотным Амгинским прогибом, открывающимся на востоке к Юдомо-Майскому, примыкающему к поднятию хр. Сетте-Дабан. Кембрийские отложения в Юдомо-Майском прогибе образуют систему меридиональных складок, вытянутых вдоль разломов, ограничивающих юго-восточный край платформы.

В пределах Алданского полусвода вендские отложения (юдомская свита) залегают на архейском фундаменте. На его западном крыле появляется рифей и фундамент погружается в глубокий асимметричный Березовский прогиб.

Березовский прогиб примыкает к Байкало-Патомской складчатой системе и на западе отделен Уринским антиклинальным поднятием от Нийско-Жербинской впадины. Прогиб заполнен мощным верхним протерозоем, кембрием, ордовиком, нижним силуром. В осевой части присутствует осадочно-вулканический средний — верхний девон. В северном направлении прогиб продолжается под Вилюйской синеклизой. На восточном крыле прогиба слои венда — кембрия полого моноклинально, на западном — нижний палеозой сложно деформирован.

Южнее Алданского полусвода, в пределах северной части Алдано-Станового щита сохранились останцы пологозалегающего чехла верхнепротерозойских и кембрийских отложений, на котором (или непосредственно на архее) располагается широтная цепочка грабен-синклиналей и грабенов, заполненных юрскими и нижнемеловыми отложениями. Грабены примыкают с севера к Северо-Становой зоне разломов. Наиболее крупные из них на западе — Чульманская, на

востоке - Токкинская грабен-синклинали. Юрские отложения на их северных крыльях залегают полого моноклинально, вблизи разломов, являющихся южным ограничением впадин, они смяты в складки; архейские гнейсы надвинуты на юру с амплитудой в первые километры.

Приенисейская и Ангаро-Ленская антеклизы опоясывают с юга поле верхнего палеозоя и триаса Тунгусской синеклизы. Наиболее сложное строение имеет Ангаро-Ленская антеклиза (в качестве раннепалеозойского перикратонного Ангаро-Ленского прогиба структура описана Е.В.Павловским). Юго-западный край платформы, испытывавший активное прогибание в позднем протерозое в связи с развитием Байкалид, а также в раннем палеозое, в среднем и позднем палеозое оформилась как зона поднятий - антеклиза. Фундамент в пределах Аддано-Ленской антеклизы залегает на глубине 2-3 км и только на крайнем северо-востоке резко погружается (до 6-7 км) в Нюско-Аербинскую впадину, отделенную от Березовского прогиба Уринским поднятием. Отложения кембрия, ордовика, нижнего силура в Нюско-Аербинской впадине смяты в крупные синклинали и антиклинальные складки субширотной ориентировки, осложненные продольными разрывными нарушениями.

В пределах Ангаро-Ленской антеклизы выделяется несколько сводовых поднятий и разделяющих их прогибов. Главная особенность этой территории - наличие протяженных складчатых структур с углами наклона крыльев в несколько десятков градусов. На севере складчатые структуры в отложениях кембрия и ордовика занимают всю площадь поля распространения нижнего палеозоя и образуют складчатые зоны, параллельные внешнему краю платформы. Южнее широты г. Братска сохраняются отдельные синклинали, пространственно тяготеющие к байкальскому обрамлению. Для этой территории характерно резкое преобладание антиклинальных форм над синклиналиными. Наличие узких протяженных гребневидных антиклиналей, разобценных широкими участками горизонтального залегания нижнего палеозоя. Наклон крыльев антиклиналей измеряется десятками градусов, обычно антиклинали в осевой части сопровождаются продольными взбросами. По-видимому, образование складчатых форм в чехле здесь обусловлено перемещениями блоков фундамента; не исключено, что на этот процесс накладываются явления соляного диапиризма, предопределенного наличием мощной нижнекембрийской соленосной толщи.

Алдано-Ленская антеклиза частично погребенным поднятием (Мири́нский свод и др.) соединяется с южным окончанием Анабарской антеклизы. Меридиональная зона поднятий, разделяющая Тунгусскую и Вилуйскую синеклизы, составляет геораздел Сибирской платформы. Условно ее можно назвать Центрально-Сибирской седловиной.

Приенисейская антеклиза примыкает с востока к выступу Енисейского кряжа. С поверхности она сложена почти горизонтально залегающим кембрием и ордовиком, заключающими крупные многочисленные интрузии траппов. В северной части антеклизы имеются крупные разрывы, параллельные и поперечные к структурам Енисейского кряжа. В качестве антеклизы эта область оформилась в позднем палеозое - триасе, в противопоставление со смежной с востока Тунгусской синеклизой. На поверхности фундамента в ее северной части выделяется Вельми́нская впадина, заполненная осадками рифея нижнего палеозоя.

Тунгусская синеклиза является самой крупной структурной формой Средне-Сибирской плиты (около 1000 км по широте в ее средней части и 1400 км по меридиану). Ее особенность заключается в том, что она выполнена мощной серией траппов верхней перми - среднего триаса и окаймлена огромным числом даек и силлов, контролируемых зонами расколов фундамента.

Дайки и силлы траппов встречаются также в центральной части синеклизы. Границы синеклизы отчетливо фиксируются выходами на поверхность продуктивной толщи среднего-верхнего карбона - перми, которая на всем протяжении насыщена силлами траппов.

По северному краю Тунгусская синеклиза перекрыта ирско-меловыми отложениями Усть-Енисейско-Хатангского прогиба. Вдоль ее западного края прослеживается зона поднятий - Игаркское, Туруханское. В северо-западной части синеклизы расположен Хатангско-Рыбинский вал. На крыльях поднятий палеозойские отложения имеют крутой наклон.

В центральной части синеклизы пермские и триасовые отложения залегают горизонтально. На поверхности многочисленных ступенчатых горстей северо-западного и северо-восточного направления. Многочисленные флексуры, купола, мульды, разрывы приурочены к краевым частям синеклизы. Вблизи ее юго-западного окончания располагается крупная Чадобецкая брахиантиклиналь с выходом

в размытом своде рифейских и вендских отложений.

По-видимому, начало формирования синеклизы в ее контурах, близких к современным, относится к позднему палеозою. Окончательное оформление синеклизы закончилось к середине триаса. В своей северной части Тунгусская синеклиза унаследовала девонско-раннекаменноугольный прогиб, в центральной и южной наложена на различные структуры раннего палеозоя. По поверхности фундамента в пределах синеклизы выделяется ряд впадин. Северо-восточную часть синеклизы занимает глубокая (до 10 км) Кочечумская впадина, вытянутая субмеридионально от верховьев р. Таймур до верховьев р. Котуй. Время формирования впадин неясно. На юге весьма своеобразной зоной линейных складок, сложенных нижним палеозоем (иркинцевская зона), Тунгусская синеклиза отделена от своего непосредственного продолжения - Тасеевской синеклизы, сложенной мощным нижним палеозоем, карбоном и пермо-триасовыми отложениями. Глубина залегания фундамента в центральных частях -7, -8 км.

Вилуйская синеклиза по выходам юрских и меловых отложений имеет заливообразную форму. На востоке она сливается с Алдано-Ленским прогибом в месте изменения его простирания от меридионального на широтное.

Вилуйская синеклиза в современных очертаниях сформировалась к концу позднего мела. Углы наклона крыльев синеклизы измеряются десятками минут. Строение Вилуйской синеклизы на глубине сложное. В ее восточной части под мезозойскими отложениями присутствуют морские пермские и триасовые толщи.

В ее западной части в районе пос. Сунтар на глубине 400 м под юрскими отложениями вскрыт кристаллический фундамент - Сунтарский горст. Сунтарский горст разделяет два широтно ориентированных грабенообразных прогиба: на севере - Ыгыатинскую, на юге - Кемпендяйскую впадины глубиной соответственно 7 и 9 км, заполненных нижним палеозоем, а также соленосными и осадочно-вулканогенными толщами девона - нижнего карбона. По-видимому, во впадинах развит также рифей.

Благодаря наличию соленосных отложений в Кемпендяйской впадине на поверхности наблюдается протяженная антиклинальная зона, описанная как Кемпендяйские соляные купола.

Вилуйская синеклиза открыта в Алдано-Ленский (Предверхоян-

ский) краевой прогиб. Последний в своей северной части имеет меридиональную ориентировку, в южной — широтную. Структура имеет асимметричное строение. На западном, платформенном крыле мезозойские отложения залегают полого, на восточном — дислоцированы.

Иркутская впадина расположена в южной части платформы вдоль Восточного Саяна. Обычно она рассматривается в качестве юрского предгорного прогиба, сформировавшегося перед Восточным Саяном. Ее западным продолжением является Канкская впадина. Длина Иркутской впадины около 500 км, ширина до 100 км. Северо-восточное крыло пологое, юго-западное — крутое, с надвиганием докембрия на юру на юго-востоке. Юго-восточная часть впадины наиболее прогнута (Прибайкальская депрессия). Юрские отложения образуют систему складок северо-восточной ориентировки, согласных с простираемением складчатых структур байкалид.

Подземные ископаемые. Среди архейских серий Алданского щита развиты месторождения слюды — флогопита, хромдиоксида, а также железа в железистых кварцитах и скарнах (Федоровская и Верхнеалданская свита иенгурской серии), корунда, горного хрусталя, силлиманита и андадузита (Чайныт). В последние годы на Алданском щите выявлена новая апатитовая провинция с несколькими месторождениями (Селигдарское, Тигровое) и проявлениями, приуроченными к Федоровской свите архея.

К нижнепротерозойским образованиям удоканской серии приурочены месторождения медистых песчаников. В западной части Алданского щита имеются небольшие расслоенные интрузивные массивы основного состава, несущие медно-никелевое оруденение. С габбро-анортозитами джугджурского комплекса связаны многочисленные проявления титаномагнетитовых руд. Мезозойские щелочные интрузии контролируют скарновые и гидротермальные месторождения полиметаллов в различных районах щита. На Анабарском щите известно магнетитовое оруденение в гнейсах далдынской серии. С кальцификацией ханчаганской серии связано проявление флогопита.

Экзогенные месторождения и проявления. В верхнепротерозойских отложениях северного склона Алданского щита в разрезе гонанской свиты встречаются оолитовые и желваково-оолитовые гематитовые руды. Содержание железа изменяется от 42 до 52%. Мощность железорудных пачек в бассейне р. Гоним 7–10 м. В верхне-

протерозойских отложений в Прибайкалье (улунтуйская серия) отмечается региональная фосфоритонасность вдоль западного побережья оз. Байкал.

В вендских отложениях вдоль Восточного Саяна на протяжении 200 км их выходов прослежен фосфоритонасный горизонт. Залежи фосфоритов отмечаются на Чадобецком поднятии. Вдоль Прибайкальского прогиба протягивается полоса с проявлениями и месторождениями марганца (Николаевское, Кременчетское, Оршанское). Мощность рудных тел от 0,2 до 10 м. В ряде мест вендские отложения нефтегазоносны. В Ангаро-Ленском прогибе (Марковское месторождение) к песчаникам мотской свиты приурочена газоконденсатная залежь. На Мархинском поднятии вскрыты вендские отложения, содержащие нефть.

В кембрийских отложениях во многих районах платформы отмечаются признаки нефти и газа. Промышленные залежи нефти в кембрии установлены на Марковском месторождении. В южных и западных районах платформы кембрийские отложения содержат пласты каменной соли с общей мощностью до 1000 м, а также многочисленные залежи гипса и ангидрита. Площадь распространения кембрийских соленосных отложений составляет 1 млн. км². Наиболее полно изучены соленосные отложения в Березовском и в юго-западной части Ангаро-Ленского прогибов. С областью распространения соленосных нижнекембрийских отложений связаны рассолы, из которых выпаривается соль. Здесь же установлены йодо-бромные воды.

Нижне- и среднекембрийские отложения на востоке Анабарской антеклизы обладают повышенной битуминозностью и могут использоваться в качестве горючих сланцев. Верхнекембрийские отложения в районах, примыкающих к Енисейскому краю, могут иметь определенный интерес в связи с многочисленными проявлениями меди в красноцветных песчаниках, доломитах, водорослевых известняках. На северном склоне Алданского щита в нижнекембрийских отложениях выявлено Сарданское полиметаллическое месторождение стратиформного типа.

Ордовикские отложения в разрезе среднего отдела почти повсеместно содержат фосфориты. Разведано Гурьевское месторождение на р. Подкаменной Тунгуске. Фосфоритосодержащими породами являются песчанистые ракушечники. Руды бедные. Для поисков фосфоритов представляет интерес небольшие конседиментационные про-

гибы - мульды. В бассейне Нижней Тунгуски в ордовике известны многочисленные проявления оолитовых гематит-лимонитовых руд с содержанием железа 20-32%. В нижнеордовикских отложениях встречены рудопроявления галенита в виде бедных руд вкрапленного типа в водорослевых и оолитовых известняках. Подобные проявления сфалерита распространены в кембрии на восточной окраине Анабарского поднятия (р. Бол. Куонамка).

Девонские отложения на северо-западе платформы, в Хатанском прогибе и в Вилюйской синеклизе содержат каменную соль. В Норильском районе соленосная толща верхнего девона залегает на глубине около 700 м и имеет мощность около 20 м. В Хатанском прогибе (Нордвик) добывалась соль.

Главным полезным ископаемым осадочного происхождения, связанным с верхнепалеозойскими отложениями, является уголь (до 104 пластов). Верхнепалеозойские угленосные отложения распространены по крыльям Тунгусской синеклизы. Поле их выходов соответствует Тунгусскому бассейну. Наибольшей угленосностью характеризуется пермь. Марочный состав углей меняется от бурых до антрацитов. Высокая угленосность отмечается для нижней перми. Мощность пластов на Кокуйском месторождении достигает 73,8 м. Сравнительно невысокую угленосность имеет средний - верхний карбон, однако и здесь встречаются пласты угля мощностью до 5,8 м (Илимо-Катский район). Характерно, что в области распространения пермских угленосных отложений развиты залежи сидеритов озерного типа. На Фатьянихинском проявлении мощность пластов сидеритов достигает 4 м.

На востоке платформы, вдоль крыльев Вилюйской синеклизы в юрских отложениях широко распространены озерные железные руды. В низовьях р. Бустома разведано месторождение с массивными, оолитовыми и порошковатыми рудами. Местами к основанию юрских отложений Иркутской впадины приурочены россыпи ильменита.

Юрские и нижнемеловые отложения на Сибирской платформе регионально угленосны. Наибольшей угленасыщенностью обладают юрские отложения на юге платформы, где районам распространения континентальной юры соответствуют Канкский, Иркутский (Черемховский), Южно-Якутский - во впадинах на Алданском щите и Ленский - в зоне Предверхоянского прогиба угленосные бассейны. В Канкском бассейне угленосны нижняя, а также средняя юра. В Са-

яно-Партизанской впадине угли каменные, в Рыбинской и Канкско-Абаканской - бурые. В Рыбинской впадине суммарная мощность пластов на месторождении достигает 65 м (мощность одного пласта "Бородинский" составляет 50 м). В Канкско-Абаканской впадине известны три пласта суммарной мощностью 17,5 м. В Иркутском бассейне обычно прослеживаются 2-5 рабочих пластов мощностью 4-50 м. Наибольшая угленасыщенность черемховской свиты отмечается вблизи Восточного Саяна. Особый интерес представляют угли Ижно-Якутского бассейна (Чульманская, Токкинская впадины). В верхней части разреза юры имеются выдержанные пласты мощностью 5 и 16-30 м.

В Ленском бассейне, занимающем площадь Предверхоянского прогиба и примыкающих участков Вилюйской синеклизы, угли бурые в западной части и каменные - в восточной. С ниже-среднеюрскими отложениями связаны наибольшие месторождения; основная угленосность приурочена к верхней юре и нижнему мелу. На территории Предверхоянского прогиба в мезозойских (юра-триас) и пермских отложениях открыты газоконденсатные и газовые месторождения: Усть-Билуйское, Собо-Хаинское, Бадаранское, Средне-Вилюйское и др.

В мел-палеогеновых корках и продуктах перестроения ранне-мезозойских кор выветривания в ряде районов платформы отмечают-ся залежи бокситов. Они приурочены к карстовым формам рельефа в известняках кембрия (вблизи Енисейского кряжа), к крупным эрозийным депрессиям (район Чадобецкого поднятия), к осадкам небольших озер (низовья рек Бахты, Фатьянихи, Сухой Тунгуски) и к прибрежно-морским отложениям краевой части чехла Западно-Сибирской плиты. Исходным продуктом для образования свободных окислов алюминия является коры выветривания на породах основного состава. С кайнозойскими отложениями на платформе связаны россыпные месторождения золота, алмаза.

В Усть-Ордынском районе Иркутского бурогольного бассейна в неогене содержатся пласты бурых углей начальной стадии углефикации (лигниты) мощностью от 1 до 7,5 м. В Вилюйском синеклизе среди неогеновых отложений заключено 9 пластов бурых углей мощностью от 1 до 26 м.

На территории Сибирской платформы встречены минеральные хлоридно-натриевые, хлоридно-кальциевые и кальциево-натриевые

воды, содержащие бром, калий, стронций и другие элементы. Воды приурочены к кембрийским отложениям Ангаро-Ленского прогиба, к докембрийским и раннекембрийским отложениям южной части Тунгусской синеклизы и другим структурам.

Эндогенные месторождения и проявления. Эндогенная минерализация в породах чехла Сибирской платформы связана с разновозрастными трапповой и щелочно-ультраосновой формациями, а также со щелочными гранитоидными интрузиями. Наиболее значительные месторождения образовались в позднепалеозойско-раннемезозойские этапы магматизма.

Под воздействием трапповых интрузий на пласты угля в отложениях пермской системы сформировались месторождения графита (Курейское, Ногинское, Фатьянихинское и Норильское). Мощность пласта чистого графита на Курейском месторождении 4 м.

С трапповой формацией на платформе связаны месторождения железа, приуроченные главным образом к структурным формам западных районов платформы. Выделено несколько генетических типов месторождений и проявлений. В бассейне р. Курейки известны проявления самородного железа, восстановленного пермскими углями. Оруденение шпирового типа приурочено к интрузиям долеритов. Среди месторождений железа широко распространен скарновый тип в связи с интрузиями нескольких разновозрастных фаз. Известны месторождения рек Летней и Северной (северо-западная часть Тунгусской синеклизы) на контакте силурийских известняков и долеритов. Среднее содержание железа 37,7%. Месторождения Ангаро-Илимского, Средне-Ангарского и Ангаро-Каткского районов находятся в вулканических труоках поперечником от 80 до 2400 м. Скарны преимущественно гранатовые. Руды магнетитовые, содержание железа до 50% в жильных рудных телах и около 35% в метасоматических. Месторождения приурочены к зонам разломов вдоль крыла Тунгусской синеклизы.

Скарновые месторождения железа известны также в Норильском районе, в бассейнах рек Подкаменной Тунгуски и Бахты (Нижне-Лакурское, Сурингдакон, Комдальское и др.). В бассейне Подкаменной Тунгуски известны залежи магнетитовых руд гидротермального типа без скарнирования.

Среди сульфидных месторождений и проявлений известно три типа: магматические, ликвидационные (месторождения Норильск I,

Норильск П, Малнах, Октябрьское и др.) в дифференцированных интрузиях габбро-долеритов; позднемагматические вкрапленного типа в связи с недифференцированными интрузиями и гидротермальные. Промышленное значение имеют месторождения первого типа. Руды вкрапленные, жильные, содержат кобальт и различные примеси. Месторождения приурочены к зонам глубинных разломов вдоль северо-западного края Сибирской платформы.

В западных районах платформы широко распространено полиметаллическое оруденение, также связанное с трапповыми интрузиями.

Поствулканическими растворами, поднимавшимися из глубинных очагов трапповой магмы, обусловлено образование в Тунгусской синеклизе месторождений и проявлений исландского шпата. С зонами дробления в туфах связаны месторождения нугуаракское, Куктуле и др. в бассейнах рек Ангары и Илимпей, с контактными зонами субщелочных интрузий - месторождения Джекундинское, Мархинское, Аламджахское и другие на юго-востоке Тунгусской синеклизы. В шаровых агломератах располагаются залежи исландского шпата с цеолитами по рекам Нижней Тунгуске, Надым и др. Нередко они встречаются в нижних и верхних частях лавовых потоков и покровов. Оруденение последнего типа распространено наиболее широко.

Генетически связаны с щелочно-ультраосновными породами флогопитовые и вермикулитовые месторождения и проявления на севере Анабарской антеклизы. В карбонатитах вместе с вермикулитом встречаются редкие элементы. К интрузивам в бассейне рек Меймечи и Котуя приурочены большие запасы нефелина, залежи титаномагнетита.

С кимберлитовыми трубками в Якутии связаны промышленные месторождения алмазов. Это трубки: "Мир", "Удачная", "Айхал" и др. На базе якутских месторождений развивается отечественная алмазодобывающая промышленность, вырос промышленный центр - г. Мирный.

Краткая палеогеография палеозоя и мезокайнозоя Сибирской платформы

Изучение фаций осадков (геологических разрезов) в различных частях Сибирской платформы позволяет восстановить условия

осадконакопления в этих регионах, а рассмотрение их в совокупности - палеогеографические условия по этапам развития платформ; т.е. мы можем определить величину колебательных движений, глубину морских бассейнов, движение блоков фундамента, направления морских трансгрессий или регрессии, площадь развития континентов (во времени), деятельность и состав наземных вулканов и изменение их состава во времени, климатические условия, оставляющие отпечаток в осадках, а также связанные с этими процессами полезные ископаемые.

Надо помнить всегда, что колебательные движения, создающие различные фации осадков, независимо от знака (отрицательные или положительные), являются отражением глубинной жизни земного шара на поверхности земной коры. Происходя постоянно, но с различной скоростью и интенсивностью в различных структурах, колебательные движения определяют мощность и фациальный состав осадочных пород, как морских, так и континентальных.

Сибирская платформа с равнинной (выровненной) поверхностью между выходами докембрийского фундамента к началу кембрия являлась сушей со слабым наклоном с юго-запада на северо-восток и на северо-запад и с обширной равниной - плоскогорьем в центральной части.

Поэтому нисходящие колебательные движения вызвали трансгрессию со стороны северо-запада и северо-востока, которая захватила и центральную часть, образуя обширный, единый морской бассейн. В юго-западную часть Сибирской платформы.

В морском бассейне образовались исключительно карбонатные осадки - известняки, а в центральной части - известняки и доломиты. Появление маломощных слоев сланцев, песчаников, глауконитов, иногда бокситов говорит о том, что мы не наблюдали непрерывного погружения в течение нижнего кембрия, оно прерывалось изменением знака колебательных движений на короткий промежуток времени и малой амплитудой.

Выходы докембрийских блоков были нивелированы, имели мелко-сочный рельеф, поэтому не могли являться источником терригенного материала в морской бассейн. Вокруг приподнятых докембрийских блоков, в узкой полосе, образовались тонкодисперсные терригенные отложения.

Со среднего кембрия амплитуда нисходящих движений увеличивается и захватывает юго-западную часть поверхности равнин, что и вызвало расширение площади морского бассейна, на юго-запад, где среднекембрийские известняки, доломиты с прослоями песков, глин несогласно перекрывают гипсо-доломитовые, соленосные, песчано-глинистые, красноцветные континентальные толщи нижнего кембрия.

Со времени верхнего кембрия, в связи со сменой знака колебательных движений на положительный, с относительно большой амплитудой, море с юго-запада отступает и граница его сохраняется приблизительно в пределах морского бассейна нижнего кембрия. Море занимает центральную часть, северо-западную и северо-восточную половины Сибирской платформы - вокруг Анабарского докембрийского блока. В пределах юго-западной части шора в континентальных условиях образуется гипсо-доломитовая, соленосная, песчано-глинистая, красноцветная континентальная толща - подобие нижнего кембрия.

Начиная с ордовика, фундамент Сибирской платформы вновь испытывает погружение с большой амплитудой, морской бассейн расширяется, заливает и юго-западную часть.

Как и в течение кембрия, частота колебательных движений (изменение знака движения) с малой амплитудой повторяется и на протяжении ордовика, что и приводит к резкому изменению фаций осадков в некоторой части Сибирской платформы (особенно на юге), к выпадению некоторых горизонтов осадков из разреза ордовика. далее медленный подъем фундамента в целом приводит к отступлению морского бассейна на северо-востоке и северо-западе. Постепенно с юга морские осадки сменяются красноцветными континентальными толщами. Это отступление заканчивается в конце силура, когда вся поверхность платформы освобождается от морского бассейна.

Начиная с нижнего девона, по всей вероятности, под влиянием интенсивных каледонских тектонических движений Урало-Монгольского геосинклинального пояса, происходит активизация фундамента самой платформы. Под влиянием "фумарол" астеносферы верхней мантии центральная и северо-западная части Сибирской платформы, в результате утоньшения, раздробляется, образуя блоки, ограниченные разломами северо-западного и северо-восточного на-

правлений. Блоки, в большинстве своем, испытывают погружения с образованием ступенчатых грабен в северо-западной и центральной частях Сибирской платформы, но некоторые из них остаются в прежних отметках рельефа. Поэтому колебательные движения - погружения фундамента - приводят к трансгрессии морского бассейна только на площади северо-западной части (до бассейна реки Курейки), а большая, центральная часть, остается вне морского бассейна, хотя территория ее также опускается за счет дифференцированного погружения блоков фундамента (максимальное погружение в центральной части и минимальное - в периферической, до 5-6 км в течение верхнего палеозоя; формируется Тунгусская синеклиза).

В девоне возникают два региона с двумя резко различными фациями: на северо-западе - морской бассейн с известняками мощностью осадков до 300 м, в центральной части - красноцветная континентальная толща с гипсами, солями и песчаниками мощностью до 1000 м (причем они развиваются не повсеместно на новой площади формирующейся Тунгусской впадины). Морской бассейн северо-западной части сохраняется и во времени карбона с образованием известняков мощностью до 370 м.

В центральной части - в пределах Тунгусской впадины - развивается песчано-глинистая угленосная толща (по площади и запасу углей занимает одно из первых мест в мире) с возрастом карбона и перми, включающая до 104 угольных пластов. Мощность толщи до 3500 м.

В течение карбона и перми блоки под отложениями Тунгусской впадины двигались с различной скоростью и поэтому разломы проникали в угленосную толщу. Медленно перемещающиеся расплавы мантии (идущие из астеносферы) в местах уменьшения сопротивления на своем пути - месте пересечения разломами - создают вулканы центрального типа с образованием туфов, туффитов, туфопесчаников основного состава мощностью до 700 м, залегающих на поверхности угленосной толщи.

Продолжающиеся движения блоков в дальнейшем создают условия, когда разломы достигают дневной поверхности и расплав (недифференцированная лава) изливается на поверхность на площади Тунгусской и Хатангской впадин в пределах юга Таймыра (траппы), занимая площадь до 600000 кв.км при мощности до 1500 м (в цент-

ральной части Тунгусской впадины).

К концу нижнего триаса вулканическая деятельность затухает, но очаг на глушине еще действует, выделяя "эманации". "Эманации", идущие из очага и встречающие на своем пути преграды, создают в таких местах колоссальные давления, превосходящие давления вышележащих пород (стрессовое давление). Происходит взрыв с образованием трубообразных тел, которые мы называем "трубкой взрыва".

Некоторые исследователи выдвигают идею о том, что если взрыв происходит в зоне угольного пласта, то углерод превращается в алмаз. Поэтому встречаются трубки взрыва без алмаза там, где взрыв произошел не в зоне угольного пласта.

Углерод имеет два стабильных изотопа C^{12} и C^{13} , их отношение составляет: для C^{12}/C^{13} - 12% и C^{13}/C^{12} - 88%, поэтому отрицать возможность возникновения алмаза за счет глубинного углерода отрицать нельзя, но и нельзя отрицать переход углерода угля в алмаз в таких высокотемпературных с высокими давлениями условиях, что наблюдаются в трубках взрыва.

Количество обнаруженных трубок взрыва сейчас более 200 шт. Они располагаются по периферии Тунгусской впадины. Выходы их на дневную поверхность доступны для изучения. Первая трубка взрыва была обнаружена к концу войны - поэтому ее назвали Мирной. Диаметр трубки до 1800 м (находится в восточной части Тунгусской впадины).

Существует такая быль. Студент Ленинградского горного института, когда возвращался из геологической практики (1939 г.), в районе Иркутска нашел прозрачный кристалл - алмаз, сдал его вместе со своими материалами практики на кафедру. На основе этой находки были организованы две экспедиции Ленинградского горного института, но ничего в том районе, по указанию студента, не нашли и заключили, что кто-то уронил, а студент случайно нашел. Экспедицию закрыли.

Во время войны с фашистской Германией необходимы были средства, поэтому правительство пошло на повторную обработку отвалов Ленских приисков, где еще содержались некоторые количества россыпного золота, не имеющие промышленного значения. При повторной промывке отвалов обратили внимание на широкое развитие прозрачных, округленных зерен кварца (которые раньше, как кварц, выбра-

сывались), они то частью и оказались кристаллами алмаза.

Одновременно с золотом добывая и эти кристаллы алмаза, пришли к заключению о возможности нахождения вблизи россыпей коренных месторождений алмаза. Работая в этом направлении, в труднейших условиях зоны вечной мерзлоты, большой задернованности региона, нашли трубку взрыва "Мирный".

К концу верхнего палеозоя площадь Тунгусской впадины становится устойчивым, монолитным блоком, полностью утратившим свою подвижность. Погружения прекращаются.

Возможно, с одной стороны, активизация астеносферы перемещается на северо-восток, с другой - под влиянием мощных мезозойских интенсивных тектонических движений, раздробляющих фундамент и рождающих новую геосинклинальную зону на площади Верхоянского складчатого сооружения к северо-востоку от фундамента Сибирской платформы. На мезозое эта прилегающая часть платформы становится неустойчивой.

Разбивается фундамент, образуя впадину - огромную Вилюйскую, соединенную через Предверхоянскую впадину с северным морским бассейном, при этом Предверхоянский прогиб имеет наклон дна в северном направлении. Поэтому, если колебательное нисходящее движение будет иметь большую амплитуду, то морская трансгрессия может проникать в Вилюйскую впадину; если малая амплитуда, то морские воды могут сохраниться в Предверхоянской впадине, в ее северной части.

По характеру осадконакопления в восточной части фундамента выделяются три структурные единицы: северная структурная единица - низовье реки Лены, северная часть Приверхоянского прогиба, имеющая относительно глубокое погружение. В течение мезозоя, независимо от колебательных движений, занята морским бассейном. Вторая единица - Вилюйская впадина, территория которой периодически заливается морской водой в момент трансгрессии со стороны севера. Поэтому здесь мы наблюдаем смешение осадков - континентально-угленосные и песчано-глинистые морские, неоднократно чередующиеся в течение юры и мела. Третья структурная единица - Канско-Иркутская впадина в юго-западной части Сибирской платформы, отделенная в западной части от Вилюйской впадины Пеледуйским поднятием, препятствующим проникновению морской трансгрессии из Вилюйской впадины в Канско-Иркутскую. Мощность ме-

возоя в Виллюйской впадине достигает 17-19 км. В пределах Канкско-Иркутской впадины континентальная угленосная толща мощностью до 2-х км имеет только иркутский возраст: нижняя юра, возможно, и средняя юра.

Тектонические движения, создавшие Виллюйскую и Канкско-Иркутскую впадины с Пеледуйским поднятием, затрагивали и выход докембрийского фундамента на юге платформы. Здесь образовалось большое количество (до 10) грабен с иркутскими континентально-угленосными отложениями. Самым крупным из них является Чулманский грабен. Эта активизация, затрагивающая южную часть фундамента Сибирской платформы, по всей вероятности, продолжается и сейчас. Во время четвертичного периода возникает грабен - Байкальское озеро, ограниченное глубинными разломами с почти вертикальными стенками бортов озера, глубиной до 1600 м. Разлом в центральной части Байкала выделяет эманации. Это воды с высокой температурой, которые растапливают в виде узкой зоны прозрачный ледяной покров, имеющий толщину до 1 м (в зимнее время).

Озеро уникальное, содержит до 25% мирового запаса пресных вод, уникальный животный мир (тылень, байкальский омуль и др.), для изучения их в 1920 году был создан лимнологический институт в поселке Листвянка. Вода круглый год имеет температуру $+16^{\circ}$ - -17° С. Озеро соединено 70-ти километровой асфальтовой дорогой с г. Иркутск.

Начиная с палеогена, территория Сибирской платформы носит равнинный характер. Широко развиты наложенные неглубокие, но обширные впадины, где образуются тонкодисперсные, возможно, озерные глины, редко с линзами песков.

В неогене возникает мощная озерная формация осадков в среднем течении реки Лены, где, по всей вероятности, после обвала участка Верхоянского хребта, произошло накопление воды на огромной площади. К концу неогена плотина прорывается и озеро исчезает - остаются глинистые и песчаные образования. Там, где были наложенные впадины в палеогене, образуются маломощные глинистые осадки неогена.

Во время четвертичного периода похолодание климата в северной части северного полушария охватывает и площадь Сибирской платформы. Вся поверхность была покрыта материковым "панцирным" оледенением мощностью более 3500-4000 м. Приподнятые части фун-

даamenta образовали "гольцы". Тяжесть льда препятствовала поднятиям и опусканиям поверхностной отметки Сибирской платформы. Поэтому территория называется Среднерусской столовой возвышенностью. Ее поверхность в настоящее время покрыта лесными массивами, на севере — полоса тундры.

Сибирская платформа находится в зоне вечной мерзлоты, на севере — температура 0°C фиксируется на глубине 600, на юге — до 400 м. В результате оледенения в четвертичных рыхлых, не замерзших отложениях много искраемого льда; находит в полной сохранности замерзшие тела мамонтов.

После отступления льда северная и южная части фундамента испытывали подъем, что создало современный гористый рельеф с высокими вершинами — гольцами, на севере до 1700 м и на юге более чем 2800 м абсолютной отметки.

Геосинклиналь

Геосинклинали являются основными структурными элементами земной коры. Все участки континентов прошли геосинклинальную стадию развития.

Поднятие о геосинклиналях дает нам основные палеогеографические различия между определенными типами горноскладчатых систем, иначе говоря, характеризует типы палеогеографических строений и тектонических эволюций определенных горноскладчатых регионов. При этом характерной особенностью геосинклиналей являются процессы осадконакопления, метаморфизм, магматизм, тектоника и орогенез.

Идея о геосинклиналях была впервые высказана Дж. Холлом (хотя термин геосинклиналь он не употреблял). Его высказывания касаются характеристики рассматриваемой зоны:

- 1) большая мощность осадков (немного более 12000 м);
- 2) мелководные фации осадков с образованием песчаников, как результат опускания морского дна;
- 3) складчатость осадочных серий. Как предполагал Холл, погружением обусловлены разрывные нарушения, развивающиеся по краям бассейна, осадконакопления, в образование складок в верхних слоях его внутренних зон — результат сжатия; но вздымание горной системы он не связывал со складкообразованием;

4) **Метаморфизм** некоторых частей осадочной толщи, который объясняется повышением температуры с глубиной и наличием давления и подвижек.

Значит по Холлу существуют огромные синклинальные прогибы, возникшие под тяжестью заполняющих их осадков (работа была посвящена геологии южной части штата Нью-Йорк).

Дж.Д.Дэна (1866 и 1873 г.г.) поддерживал многие выводы Холла на примере развития аппалачских серий.

Он также описывает их характерные признаки:

а) большую мощность осадков;

б) мелководные фации осадков; причем он предполагал активное опускание дна, с обязательным соответствием осадконакопления и опускания ("фут за фут").

Он назвал опускающуюся геосинклиналь.

в) складчатость. По Дэну осадконакопление не вызывает одновременно складкообразование. Существует длительный период покоя, прежде чем наступает короткий период складкообразования;

г) метаморфизм, интрузивный магматизм и интенсивная вулканическая деятельность. - Он предполагает, что погружение осадочной толщи, сопровождающееся повышением температуры и давления в глубинных частях геосинклинали, "мобилизует" земную кору;

д) периферическое положение геосинклинали по отношению к континенту. - От континента в сторону располагается геосинклиналь, геосинклиналь и затем океан.

Идея Дэна была в свое время широко признана. Он допускает связь между зоной осадконакопления и зоной, поставляющей обломочный материал, допускает разрастание континентов за счет складчатых систем.

Дэна ошибочно думал, что боковое сжатие обуславливается сжатием (контракцией) земной коры, а вертикальные движения не принимались во внимание.

В 1900 году в работах Ога понятие о геосинклинали трактовалось с несколько иных позиций.

По Огу, характерными чертами геосинклиналей являются следующее:

а) большая мощность осадков, при этом подчеркивается непрерывность отложения в течение длительных периодов;

б) батинальные фации осадков, т.е. глубоководные образова-

ния, такие как граптолитовые сланцы, комковатые известняки с аммонитами. По Огу — геосинклиналь, в отличие от Холла и Дэна, не неритовая зона, а глубокая удлиненная впадина. Если скорость отложения осадков превысит скорость опускания, то геосинклиналь быстро заполняется;

в) складчатость (как у Дэна). Первые признаки складчатости появились в пределах впадины на более ранней стадии, в виде несильных поднятий (антиклиналей). Главную фазу складчатости Ог относит к концу геосинклинального цикла;

г) расположение между двумя континентальными областями (в отличие от Холла и Дэна);

д) метаморфизм и магматическая деятельность. По Огу мощность осадков создает на глубине большую температуру, давление, и там идет преобразование осадочной толщи в гранитоидную магму, которая под действием орогенеза могла быть инъецирована в вышележащие слои. Метаморфизм верхних осадочных горизонтов проявляется в образовании различных сланцев. Дополнительно, в отличие от Холла и Дэна, Ог высказал следующие соображения:

1. Наблюдается последовательность характерных фаз: в начале периода — осадки, преимущественно илестые; затем, по мере накопления, они становятся грубообломочными; и, наконец, в последнюю фазу море отступает от окраины горноскладчатой системы и новые озерные или мелководные морские депрессии, в свою очередь, заполняются осадками.

2. Совершенно в другом плане Ог выделил области тектонического поднятия и тектонического опускания, которые могут быть широкими или узкими (в виде пролива), при этом поднятия и опускания могут развиваться одновременно.

3. Между краем щита — крупным поднятием, и собственно геосинклинальным поясом развивалась периферическая депрессия, которая не подвергалась складчатости (парагеосинклиналь по Штилле).

4. Ог стремился выявить общий закон, контролирующий распределение трансгрессий и регрессий на земном шаре, — любая трансгрессия в пределах континентальных областей вызывает соответствующую регрессию в геосинклиналях.

Шухерт (1923) выделил следующие типы геосинклиналей:

а) мезогеосинклинали "средиземноморского" типа;

б) моно-, поли и парагеосинклинали, они располагаются вдоль

внешних окраин континентов. Предполагается существование континентальных поднятий, которые, вздымаясь вдоль океанической окраины над прилегающей геосинклиналью, поставляют в нее обломочный материал.

Моногеосинклинали имеют простое строение.

Полигеосинклинали являются сложными, опущенные участки в них разделены геосинклиналями.

Парагеосинклинали располагаются в краевой части континентов (по Сухерту — островные дуги Восточной Азии).

Многие работы Штилле (1913—1940 г.г.) посвящены вопросу о геосинклиналях — основной их характеристике и классификации:

1. Мощностъ осадков. Он считает, что одним лишь прогибанием земной коры нельзя объяснить большую мощностъ осадков. Необходимо учитывать область денудации, являющуюся источником обломочного материала, т.е. опускание компенсируется поднятием области денудации.

2. Фаши осадков — обуславливаются соотношением процессов опускания и осадконакопления. По Штилле геосинклиналь представляет собой зону длительного прогибания.

3. Проблема складчатости. Геосинклинальные зоны были смяты в складки, но имеются геосинклинали, которые не подвергались орогенезу, т.е. в понятие геосинклиналь Штилле включил все зоны длительного опускания.

На основе тектонического вида (типа) все горноскладчатые системы он разделил: на альпийотипные хребты с тектоническими покровами или сильно сжатыми складками и гермонотипные хребты, сформировавшиеся в результате соросово-глыбовых или сбросово-складчатых движений. Геосинклинали разделены Штилле на ортогеосинклинали, характеризующиеся альпийотипным орогенезом и парагеосинклинали, характеризующиеся гермонотипным орогенезом; большей частью расположенные в пределах континентальных областей как новая категория структур.

4. Проблема магматической эволюции и метаморфизм.

Геосинклинали характеризуются начальным вулканизмом, выраженным мощными подводными извержениями сициатической магмы с образованием офиолитов или зеленокаменных пород.

Начальный вулканизм устанавливается во внутренних зонах геосинклинали, во внешних — ближе к кратону, офиолиты отсут-

вудт. На основе этого он выделил эвгеосинклинали с офиолитами и миегеосинклинали - без них.

"Синороженный" синклинальный глубинный магматизм (плутонизм) сопровождается орогенезом, при этом проявлена главная фаза с согласно залегающими гранитами и региональным метаморфизмом, поздняя фаза - с несогласно залегающими гранитами и контактовым метаморфизмом.

"Субсеквентный" (последующий) вулканизм андезитового типа (андезиты, дациты) следовал за орогенезом, разделенный интрузивными (граниты, гранодиориты, диориты).

"Финальная" (заключительная) фаза синклинального вулканизма, характеризующегося широким развитием базальтовых излияний в посторогенные эпохи, завершает процесс.

В 1950 году А.В.Пейзе и В.М.Синицын в противоположность платформам - континентальным областям по Огу или кратонам по Штилле, выделили три типа геосинклиналей: первичные, вторичные и остаточные геосинклинали.

1. Первичные геосинклинали являются узкими удлиненными асимметричными прогибами в земной коре, контролируемые крупными разломами, разделенные промежуточными выступами платформ.

2. Выполнены они осадками различных фаций мощностью несколько километров, верхняя часть сложена терригенными морскими отложениями и флишем.

3. К концу развития первичные геосинклинали смяты в складки. Складкообразование, эрозия и осадкообразование развиваются параллельно.

4. Первичные геосинклинали являются областью магматической деятельности основного состава (интрузии офиолитов).

5. Характеризуются интенсивным метаморфизмом.

Первичные геосинклинали возникают в результате раздробления платформ. По мнению В.Бедоусова, древняя докембрийская земная кора представляла собой "пангеосинклиналь" с широким развитием гранитизации и регионального метаморфизма. Дорифейская история характеризуется сплошным развитием земной коры, современные платформы являются сохранившимися устойчивыми останцами, а молодые горноскладчатые системы как бы являются "шрамами".

Вторичные геосинклинали имеют мощные терригенные осадки (молаессы, угленосные образования, соленосные красноцветные тол-

щи). Для них характерна слабая складчатость (флексур, брахиантиклинали). Метаморфизм приурочен к контакту гранитных батолитов. Вторичные геосинклинали характеризуются интенсивной магматической деятельностью - формированием больших гранитоидных батолитов и широким развитием порфировых комплексов. Они располагаются в пределах складчатой системы перичных геосинклиналей и частью приурочиваются к периферической части последних.

Остаточные геосинклинали как бы характеризуют обширные бассейны, мало отличающиеся от синеклизы платформ, заполненные эпиконтинентальными осадками и со слабой складчатостью. Иногда появляются редкие вулканические извержения кислого состава. По мнению Пейве и Синицына, геосинклинали трех типов сменяют одна другую во времени.

Из вышеизложенных представлений различных авторов следует, что геосинклинали являются подвижными участками земной коры, часто имеют удлинённый характер, располагаются (закладываются в зонах разломов) между кратонами (континентальными блоками); в зависимости от типов геосинклиналей их магнетизм проявляется с различной интенсивностью, обязательно сопровождается образованием поднятий и прогибов и складчатостью; также различна интенсивность регионального метаморфизма осадочной толщи геосинклиналей.

Осадконакопление характеризуется периодом - дофлишевым, когда идет некомпенсированное погружение, и флишевым - периодом заполнения прогиба. При этом наблюдается перемещение (миграция) флиша от внутренней области к внешней. Это предшествует во времени и пространстве перемещению орогенеза.

Мы здесь не будем касаться гипотез развития земной коры под названием "тектоника плит". Кратко в общих чертах рассмотрим развитие подвижных областей - геосинклиналей.

А.Д. Архангельский предлагает следующее определение термина "геосинклиналь" (в общих чертах): участки земной коры, которым свойственна сильная и многообразная подвижность, где вертикальные колебательные движения, так называемые эпейрогенетические, имеют большую амплитуду и большую скорость, вследствие чего земная кора распадается на отдельные блоки, которые движутся в различных направлениях с различной скоростью с образованием горстов и грабенных впадин и поднятий, сопровождающие-

сы интенсивным вулканизмом, зеленокаменным изменением пород; в дальнейшем с мощным осадконакоплением в погруженных участках — во впадинах, источником терригенного материала при этом часто являются выступающие из-под воды участки — геосинклинали. Перечисленные признаки связываются с началом развития геосинклиналей.

Развитие геосинклинальных зон можно свести к двум продолжительным стадиям, которые по существу характеризуют погружение земной коры (впадина) и ее поднятие (начало орогенеза).

В течение первой стадии все более возрастает интенсивность и скорость движения с отрицательным знаком, но погружение на непродолжительное время прерывается изменением знака колебания. Поэтому первую стадию можно назвать стадией, где преобладает опускание над поднятием. Медленное углубление местности приводит сначала к появлению грубообломочного материала в осадках, который сменяется тонкообломочным — до песков и появляются аргиллиты, алевролиты и тонкодисперсный терриген-глины. Именно в этот период, по всей вероятности, растяжение коры достигает предела устойчивости и возникают глубинные разломы, соответственно с простиранием геосинклинальных зон. Из этих разломов выходит расплав — недифференцированные офиолиты, в подводных условиях — слиты и кератофилы, которые образуют тонкие пласти, слои, чередующиеся с алевролитами и глинами; за счет них образовались зеленокаменные породы. После чего тектонические движения относительно замедляются, морской бассейн принимает "открытый" характер с образованием карбонатов, преимущественно известняков. Этим заканчивается первая стадия. В связи с непродолжительностью перерыва в осадконакоплении и незначительном масштабе их эрозии, мы наблюдаем почти полный разрез осадочных пород.

Вторая стадия называется стадией преобладания поднятия над опусканием. Здесь, в противоположность первой стадии, частота перерывов в осадконакоплении и их продолжительность занимает значительное место. Часто перерывы сопровождаются грубообломочными базальными горизонтами, несогласным залеганием толщ, на нижележащих эродированных сериях осадков.

Начало второй стадии носит форму морского архипелага (многочисленные геосинклинали) с появлением приподнятых участков,

резким уменьшением глубины дна морского бассейна. Преобладающими осадками являются терригенные (эпоха начала развития орогенеза).

Медленно впадина становится компенсированной и появляется флиш. Водный бассейн резко сокращается, из-под воды появляются большие площади суши. Одновременно с началом подъема складчатость проявляется, внедряются основные и ультраосновные интрузивные породы, образующие согласные тела (леполиты, фэколиты, лакколиты, силлы и др.). Далее, по мере консолидации площади, со второй половины второй стадии появляются несогласные батолиты, штоки гранитоидов (граниты, гранодиориты, диориты, сиениты и др.). В заключительном этапе развития геосинклиналей, в связи с продолжением тектонических усилий, в пределах складчатых сооружений появляются серии разломов, заполненных магмой от основного до кислого состава — образуются розы даек. Возможно часть из этих разломов сопровождается излиянием лав на поверхность с образованием наземных вулканов андезитового, дацитового и риолитового составов.

Во второй стадии развития геосинклиналей образуются многочисленные фации осадков, связанные палеогеографическими условиями: известняки, доломиты, мергели, пески, песчаники, конгломераты, яшмы, гипсы, соли, угольные пласты, эффузивные порфириды, порфиры, аргиллиты, глины и др.

Особое место занимают магматические породы. Они носят признаки как глубинности, так и близповерхностных образований. Широко развиты офиолиты, габброиды; под влиянием ассимиляционных процессов появляются различные петрогенетические типы магматических пород. Иногда с повышенной щелочностью. Именно к этому периоду (стадии) приурочиваются месторождения рудных элементов.

Разрез осадочной толщи второй стадии, в связи с существованием длительных перерывов в осадконакоплении, является сокращенным.

Источником терригенного материала первоначально служат разрушающиеся приподнятые участки платформ (кратонов) и затем, дополнительно, — геосинклинали, возникающие во внутренней части геосинклинальных зон.

Постгеосинклинальная стадия развития территорий характеризуется возникновением, причем иногда неоднократно, высоких гор-

ных сооружений, впадин с морскими, озерными фациями осадков в краевых частях кратонов (платформ) (Предуральский прогиб, Предверхоанский прогиб и др.). Нередко в постгеосинклинальной стадии могут появляться базальтовые излияния на небольшой площади или наземные эффузивные породы кислого состава (Урал, Тянь-Шань).

Некоторые участки вдоль глубинных разломов могут сохранить свою подвижность с образованием мощных терригенных осадков в остаточных геосинклинальных зонах (Зайсанская впадина, Шилкинский бассейн, Тукуринские, Удинские зоны и др.).

Заложение геосинклиналей приурочивается к зонам развития глубинных разломов в теле древних платформ (на их фундаменте), что, в свою очередь, связано с развитием валов в пределах астеносферы - слон в верхней мантии, над которой кора становится проницаемой, теряет свою устойчивость, монолитность.

Геосинклинали как основа металлогенических исследований делятся: на геосинклиналь типа А (В.И.Смирнов, 1962) - характеризуется интенсивным магматизмом (как эффузивным, так и интрузивным) в ранней стадии с характерными металлами Fe , Ti , Cr , Au , Cu и платиноиды (Урал, как фемический тип); геосинклиналь типа В - также с интенсивным магматизмом, но менее интенсивным интрузивным магматизмом, поэтому менее интенсивное оруденение ранней стадии с металлами Mo , Pb , Zn (Кавказ Большой и Малый, тоже фемического типа); геосинклиналь типа С - без существенного раннего магматизма (ослабленной эффузивной и интрузивной деятельностью), с развитием инверсии - срединных поднятий во внутренней зоне, с металлами Sn , W , Mo , Pb , Zn , реже Au (Восточное Забайкалье, Южный Тянь-шань - фемическо-сиалический тип); и геосинклиналь типа Д - без существенного раннего магматизма, - с металлами Sn , Hg , Pb , Zn (Сихотэ-Алинь, Берхоанск - сиалического типа).

Таким образом геосинклиналь - это зона высокой подвижности, контрастных изменений геодинамических обстановок, большой мощности (10-25 км) осадков, значительной расчлененности, высокой проницаемости земной коры, вырезающейся в активном магматизме, метаморфизме; с линейно-вытянутой или дугообразной формой, с преобладанием погружений, а в заключительной стадии - преобладанием поднятия. Зона по характеру пластичная, чем обуславлива-

ется интенсивная складчатость; в зависимости от типов проявления магматизма, сопровождающаяся различными типами оруденения.

Стадия прогибания сопровождается интенсивным растяжением земной коры и подводным излиянием лав — спилитов, кератофиров.

Впервые классификация земной коры с учетом ее подвижности дана корифеем геологической науки — академиком Хабибом Мухамедовичем Абдуллаевым.

Он, изучая материалы строения земной коры, по новому подошел к их классификации и положил эту классификацию в основу металлогенических исследований. По его схеме щиты (кратоны) в последующих эпохах, под влиянием тектонических движений (эманаций астеносферы) по-разному себя ведут и с этим поведением связано зарождение новых, своеобразных месторождений. Сводовые поднятия (антеклизы) в этих щитах и опускания (синеклизы) бывают активные и пассивные. Сами геосинклинальные зоны в пределах одного тектоно-магматического цикла не завершают свое существование в эпохе заложения, как мы привыкли считать, а продолжают свою подвижность в последующих тектоно-магматических циклах развития регионов. Поэтому в одной геосинклинальной зоне (архейской, протерозойской, рифейской, каледонской, герцинской, киммерийской, альпийской) могут образоваться несколько тектоно-магматических циклов. С учетом последующих активизаций площади ранних складчатых сооружений рождаются различные типы месторождений, отличающиеся по возрасту и являющиеся наложенными на ранние.

Эту свою идею Х.М.Абдуллаев опубликовал в книге "Рудно-петрографические провинции", изданную в 1958 году (Госгеолтехиздат).

Еще в 1932 году Н.М.Страхов подчеркивал, что классификация различных регионально-геологических единиц и районирование на их основе является первоочередной, но очень сложной задачей — "выделить в современной земной коре естественные тектонические единицы, определить их форму, размеры, положение в пространстве, а также те изменения, какие с течением времени внутри их происходили".

Х.М.Абдуллаев в своих работах по классификации земной коры решение этого, поднятого Н.М.Страховым вопроса, принял как основу исследований металлогенической специализации регионов.

Б качестве единого принципа он взял подвижность различных

участков земной коры в течение палеозой-мезозой-кайнозойского мегацикла и ее конкретные проявления в виде металлогенической активности — на этой основе создана классификация структурно-геологических зон и рудно-петрографических провинций.

Структурно-геологическими зонами по Х.М.Абдуллаеву являются участки древней платформы или области геосинклинального развития с однотипным структурно-геологическим комплексом, сформированным в течение мегацикла.

По мнению Х.М.Абдуллаева, рудно-петрографическая провинция представляет собой часть структурно-геологической зоны, формируется в течение одного или нескольких тектоно-магматических циклов и характеризуется однотипными петрометаллогеническими процессами, разновозрастными и однотипными петрометаллогеническими образованиями.

Часть рудно-петрографической провинции, образовавшаяся в течение одного или нескольких этапов тектоно-магматического цикла, характеризующаяся развитием одного или нескольких петрометаллогенических рядов в соответствующих им структурных условиях, названа рудным районом.

Х.М.Абдуллаев был еще скромным исследователем, когда проводил такую сложную, нелегкую по содержанию, большую работу. Он пишет, что сохранил термин "петрографическая провинция", введенный в 1886 г. Джидом и позже неоднократно употребляемый многими исследователями (Е.Н.Лодочников, Ф.М.Левинсон-Лессинг, В.И.Лучицкий, Е.А.Кузнецов и др.).

Структурно-геологическая зона как наиболее крупная единица должна включать в себя структурно-фациальные комплексы, под которыми понимается вся совокупность осадочных, метаморфических, магматических, рудных формаций и структурные условия их развития, отвечающие в пределах мегацикла платформенной, геосинклинальной или геосинклиналильной стадиям. Структурно-фациальный комплекс образует, по существу, структурный мегаэтаж.

В соответствии с этим рудно-петрографическая провинция характеризуется своим тектоно-магматическим комплексом, представляющим совокупность изверженных пород и их постмагматических образований, возникших как результат развития определенных тектонических условий в течение одного тектоно-магматического цикла. Тектоно-магматический комплекс определяет петрологическую

и металлогеническую специализацию провинций. Он делится на петрометаллогенические ряды магматических пород и связанных с ними эндогенных рудных месторождений. Условия и характер развития этих рядов определяет генетический тип рудного района.

По существующим взглядам и содержанию классификации можно отметить три направления:

1. Структурно-морфологическое направление. Выделяются типы геологических территорий по структурно-морфологическим особенностям, т.е. выделяются платформы и геосинклинали, в их пределах различные структурные формы (щиты, плиты, антеклизы, синеклизы); а также генетические типы геосинклиналей и платформ (эпигеосинклинали, миогеосинклинали, тафрогеосинклинали, лептогеосинклинали, монсгеосинклинали, парагеосинклинали, перичные геосинклинали, вторичные геосинклинали, остаточные геосинклинали и т.д., по разному названные у различных авторов).

2. Наиболее важное направление, названное Х.М.Абдуллаевым историко-геологическим, это разделение территорий по возрасту складчатости.

3. Направление, в основе которого при выделении территорий заложен состав осадочных, магматических, рудных и других образований. Это направление в последние годы получило широкое развитие. С.С.Смирновым выделены в Тихоокеанском поясе внешняя и внутренняя зоны, в которых имеются различные по характеру проявления магматизма и рудных месторождений. На этой основе позже К.А.Кузнецов выделил три типа геосинклиналей: Уральскую, Дальне-восточную и Западно-Европейскую.

А.И.Семенов выделил четыре группы структурно-металлогенических зон: 1) начальный и ранний этапы развития подвижных поясов земной коры, 2) средний этап, 3) поздний и конечный этапы, 4) разные этапы и с разнообразной минерализацией и др.

Но они не смогли полностью охарактеризовать металлогеническую классификацию.

В 1957 году Х.М.Абдуллаев дал классификацию геосинклинальных зон по характеру проявления магматических комплексов в различных этапах их развития и выделил: 1) провинции с максимальным проявлением доэотолитовых и эотолитовых этапов; 2) провинции с максимальным развитием батолитовых и постбатолитовых этапов; 3) провинции почти с единым развитием всех этапов. На ос-

нове этого принципа Х.М.Абдуллаев для Средней Азии выделил пять типов рудных районов: 1) район развития магматизма и рудопроявлений, связанных с деятельностью магматического очага нижнего (ниже гранитного слоя) яруса; 2) район развития пород и месторождений, связанных с гранитным магматическим очагом среднего яруса и т.д. Такое выделение согласуется с различной глубиной зарождения магмы и постмагматических растворов, что позже положено в основу выделения петро-металлогенических рядов пород и месторождений.

В принципах выделения структурно-геологических зон и их генетических данных использован исторический подход и учтена эволюция территории во времени, учитываются также полицикличность и многоэтапность развития территорий и наложенный характер продуктов нескольких циклов и этапов. Поэтому Х.М.Абдуллаев пишет, что "каждому отрезку времени в истории развития отдельных зон, провинций и районов свойственны особенности, характерные только для данных условий, территорий и времени".

В качестве нового генетического признака для выделения и классификации территорий им предложен признак подвижности отдельных участков земной коры в течение палеозой-мезозой-кайнозойского мегацикла. Подвижность, как он считает, является причиной металлогенической специализации территорий.

При выделении типов территорий и их классификации необходимо иметь в виду не только смену во времени одних структурных форм другими, но и их развитие в пространстве; наличие активных геосинклинальных участков внутри крупных платформ и существование сравнительно пассивных участков (некоторые срединные массивы) в геосинклиналях.

Он правильно отметил, что термин "платформа" должен быть сохранен только для древних докембрийских структурно-геологических (металлогенических) зон.

Начиная с кембрия в истории развития земной коры уже постоянно существуют параллельно платформы и геосинклинали.

В развитии геосинклиналей наблюдается определенная последовательность (закономерность): от геосинклиналей через геоантиклинальную полуплатформенную стадию к платформам и в последующих эпохах - зарождение на платформах новых геосинклиналей.

Докембриеские платформы очень

сложные по своему строению. По существу это полициклические платформы. Они переживали многократную геосинклинальную и платформенную стадии. Для докембрийских платформ характерны платформенный магматизм и своя металлогения, которые отсутствуют в молодых платформоподобных структурах, с двухъярусным строением, возникших после инверсии палеозойских геосинклиналей.

Поэтому Х.М.Абдуллаев пишет, что "предлагаемая нами классификация исходит из того бесспорного положения, что и в начале палеозой-мезозой-кайнозойского мегацикла существовали платформы и геосинклинали, а также промежуточные структуры. Все они в течение всего мегацикла развивались во времени и в пространстве. Развитие и изменение этих структур шли не только в течение мегацикла, но и в каждой эре и каждом периоде. При этом в первую очередь учитываются те изменения и элементы развития, которые создают петрометаллогенический облик территорий или придают последним те или иные дополнительные металлогенические черты".

Подвижность позволила выделить девять типов структурно-геологических зон. Дальнейшее расчленение на рудно-петрографические провинции производилось с учетом степени подвижности, проявляющейся в течение тектоно-магматического цикла, и характера совмещения этих циклов. Так одни провинции сформировались путем наложения нескольких циклов (Кавказ и др.), а другие в течение одного цикла (Южный Тянь-Шань); имеются такие провинции, как Урал, геосинклинальное развитие которых происходило без особых перерывов в течение всего палеозоя (за два тектонических цикла) и т.д.

Степень подвижности менялась и на платформах. В одних происходили медленные, но длительные поднятия с небольшим тектоническим оживлением без магматизма, а в других — подвижность проявлялась быстро, поднятие отдельных участков или погружение с образованием разрывных нарушений, с блоковым перемещением участков и магматизмом.

Подвижность, положенная в основу металлогенической активности и специализации территорий, по Х.М.Абдуллаеву, представляет собой "...неотъемлемое свойство любого участка земной коры, характеризующее интенсивность различных форм движения в течение того или иного отрезка времени, ... что обуславливается совокупностью как внутренних, так и внешних (хотических)

причин".

О подвижности можно судить по характеру осадконакопления, магматизма, тектогенеза и рудообразования. Подвижность не тектоническая активность, так как последняя не учитывает больших количественных и качественных изменений, превращений вещества, возникновения и развития таких важных факторов всего геологического развития территории, как магмы, растворы и др. Поэтому В.В.Белоусов пишет, что "К области геотектоники не относятся химические и физико-химические процессы, протекающие в земной коре, приводящие к образованию различных горных пород...".

Х.М.Абдуллаев внес на основе термина подвижность еще термин "металлогеническая подвижность" с учетом конкретных геологических условий определенного отрезка времени, и на основе этого выделил структурно-геологические зоны:

I. Пассивные зоны платформы - части платформ, которые в течение палеозой-мезозой-кайнозойского мегацикла испытывают тенденцию к медленным поднятиям или погружениям без складчатых деформаций и с отсутствием или весьма слабым проявлением платформенного магматизма.

II. Активные зоны платформы - части платформ, в течение мегацикла испытывающие значительные тектонические движения, сопровождающиеся формированием глубинных разломов, прерывистых складок, недифференцированных и слабо дифференцированных интрузивных и вулканогенных формаций.

III. Переходная зона от платформ к геосинклиналям. Крайняя часть платформ, которые в течение мегацикла испытывали однократное или многократное воздействия смежных геосинклинальных очагов и в пределах которых проявился магматизм кислого и щелочного составов.

IV. Платформенные геосинклинали. Отдельные части платформ, превратившиеся в результате моногенной или полигенной активизации в геосинклинальные прогибы, характеризующиеся складчатостью и магматизмом геосинклинального типа, осадконакоплением типа межгорных котловин или предгорных впадин.

V. Срединные массивы. Жесткие участки земной коры с докембрийским или с более молодым фундаментом, располагающиеся в пределах геосинклинальных поясов, подвергающиеся однократной или многократной активизации и обладающие промежуточным между

платформами и геосинклиналями типов развития.

VI. Зоны палеозойских геосинклиналей (консолидированные геосинклинали). Подвижные участки земной коры, в результате одного или нескольких геосинклинальных циклов перешедшие в геантиклинальное состояние, часть из которых в дальнейшем пережила одну или многократную активизацию и находится в стадии перехода к платформам.

VII. Зоны мезозойских геосинклиналей (консолидирующиеся геосинклинали). Подвижные участки земной коры, которые в мезозойское время перешли в геантиклинальную стадию развития и отдельные их части были подвергнуты вторичной активизации альпийскими движениями с образованием поднятий и надолженных впадин с проявлением субплатформенного магматизма.

Уб. Зоны кайнозойских геосинклиналей (современные геосинклинали). Участки земной коры, которые являлись наиболее подвижными в период всего мегацикла и в настоящее время находятся в геантиклинальной стадии развития.

IX. Зона современных геосинклиналей (подвижные пояса). Участки земной коры, которые в настоящий период являются наиболее подвижными и находятся в начальных стадиях геосинклинального развития.

Каждая геологическая эра (эпоха) создает свои геосинклинальные зоны, отличающиеся от геосинклиналей другой эры. Следует отметить следующие различия:

- 1) более ранние геосинклинали, например, палеозойские, более консолидированы, несут черты перехода к платформам;
- 2) мезозойские и кайнозойские геосинклинали часто развиваются в зонах более ранних геосинклиналей, поэтому нередко наблюдается, что чем моложе тектонические зоны, тем сложнее их геологическое строение;
- 3) наконец, как правило, чем старше структура, тем больше она эродирована. Поэтому здесь высоко значение высокотемпературных рудных комплексов (пегматито-грейзеновых, скарновых).

В общей схеме классификации Х.И. Абдуллаева в составе структурно-металлогенической зоны выделяются следующие рудные петрографические провинции.

1. Пассивные зоны платформ.

- 1) Пассивные поднятия платформ.
 - 2) Пассивные погружения платформ.
- П. Активные зоны платформ.
- 3) Активные поднятия платформ.
 - 4) Активные погружения платформ.
- Ш. Переходная зона от платформ к геосинклиналям.
- 5) Крайне-платформенные поднятия.
 - 6) Крайне-платформенные впадины.
 - 7) Переходные геосинклинально-платформенные.
- У. Платформенные геосинклинали.
- 8) Палеозойские платформенные геосинклинали.
 - 9) Палеозой-мезозойские геосинклинали.
- У. Срединные массивы.
- 10) Субплатформенные срединные массивы.
 - 11) Субгеосинклинальные срединные массивы.
- У1. Зоны палеозойских геосинклиналей (консолидированные геосинклинали).
- 12) Раннепалеозойские геосинклинали, активизированные палеозойскими движениями.
 - 13) Позднепалеозойские геосинклинали.
 - 14) Палеозойские геосинклинали.
 - 15) Палеозойские геосинклинали, активизированные в мезо-кайнозое.
- УП. Зоны мезозойских геосинклиналей (консолидированные геосинклинали).
- 16) Палеозой-мезозойские геосинклинали, активизированные кайнозойскими движениями.
 - 17) Мезозойские геосинклинали.
 - 18) Мезозойские геосинклинали, активизированные кайнозойскими движениями.
- УШ. Зоны кайнозойских геосинклиналей (современные геосинклинали).
- 19) Палеозой, мезозой-кайнозойские геосинклинали прерывистого развития.
 - 20) Палеозой-мезозой-кайнозойские геосинклинали непрерывного развития.
 - 21) Мезо-кайнозойские геосинклинали.
 - 22) Палеозой-мезозой-кайнозойские геосинклинали, акти-

визированные современными (четвертичными) движениями.

IX. Зоны современных геосинклиналей (современные подвижные пояса).

23) Современные геосинклинали поздних этапов развития (позднегеосинклиналильные).

24) Современные геосинклинали ранних этапов развития (начально геосинклиналильные).

25) Предгеосинклиналильные.

ПРИМЕРЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН

В о с т о ч н ы е К а р п а т ы

В целом Карпаты образуют мощную крутоизогнутую дугу. В зависимости от того, с какой частью Карпат мы имеем дело, направление хребтов меняется с юго-запада на северо-восток, с юго-запада на юго-восток, от меридионального на юге до почти широтного.

Карпатская дуга огибает Средне-Дунайскую низменность.

Дугообразность Восточных Карпат объясняют мощным надригом с юго-запада на палеозой Русской платформы северной части Средиземноморской геосинклинали во время ее инверсии.

Состоит из двух поясов. Внешний пояс сложен песчаниками, конгломератами, глинистыми и мергелистыми сланцами — как флиш мела и палеогена. Самая высокая точка Бабыя Гора — 1725 м.

Внутренний пояс не имеет вытянутых цельных хребтов, горы распадаются на отдельные массивы, между ними лежат широкие долины. Массивы сложены древними кристаллическими сланцами, палеозойскими сланцами и мезозойскими известняками, молодыми эффузивами андезитов и дацитов, реже — базальтов. Наивысшая точка Высокая Татра — 2663 м.

Южные Карпаты называются трансильванскими Альпами, внутренняя их дуга мезозойская, внешняя — кайнозойская. Карпатская геосинклиналильная зона, по существу, является подвижной зоной, заложеной между Паннонским (Венгерским) массивом и юго-западной частью фундамента Русской платформы. Карпатская дуга образовалась за счет движения покровных отложений со стороны Анато-

лийского древнего блока с различной скоростью в различных частях, максимальной — в пределах Восточных Карпат.

В восточной зоне Восточных Карпат прослеживаются различные сланцы, чередующиеся с пара- и ортогнейсами с возрастом от докембрия до карбона. На них несогласно залегают верхне-пермь-нижнетриасовые конгломераты с гальками кристаллических сланцев, песчаники и выше, идут доломиты, мергели. Эти отложения являются фундаментом, на котором закладывается молодая геосинклинальная зона. Покровная структура Карпат на юго-востоке лежит на Мармарошском кристаллическом массиве, на востоке — на герцинидах Добруджи и на древних палеозойских структурах юга Германии.

Учитывая структурное положение мезозоя и кайнозоя, предполагается такой же обширный недвиг (типа субдукции) в третичное время (конец неогена).

Докембрий в пределах Мармарошского массива представлен плагиоклазовыми, двуслюдными гнейсами, мусковит-биотитовыми сланцами, кварцитами, амфиболитами (3000 м), которые являются автохтонными. На них залегают зеленосланцевая серия, состоящая из графитовых, кварцитовых, серицит-хлоритовых сланцев с прослоями кислых и основных метапород, амфиболитов (4500 м), являющихся верхне-протерозой-нижнепалеозойскими образованиями, предположительно, аллохтонными. Они покрыты верхне-палеозойской терригенно-угленосной толщей с прослоями конгломератов, песчаников, сверху — красноцветные глины, пески, гнейсы (600–800 м).

На них в начале мезозоя (после триаса) накладывается, по всей вероятности, геосинклинальная зона, ограниченная глубинными разломами.

Главными структурными элементами Украинских (Восточных) Карпат являются (со стороны Русской платформы):

1. Предкарпатский краевой прогиб. Состоит из двух зон: Внутривосточный краевой прогиб, где мощность терригенной толщи составляет более 10000 м, с возрастом палеогена и неогена; Внешнекарпатский прогиб со стороны Русской платформы и северной части скибской зоны ограничен Стебницким и Береговым глубинными разломами. Внешнекарпатский передовой прогиб имеет мощность осадков до 3 км, состоит из пестроцветного терригенного материала неогенового возраста. Эта внешняя зона образуется в результате инверсии центральной части Восточных Карпат за счет

погружения краевой части фундамента Русской платформы в начале неогена. Эти обе части передового прогиба соприкасаются в плоскости глубинного разлома, в зоне которого протекает р. Днестр.

П. Далее на юго-западе располагается Карпатский мегантиклинорий (водораздельная часть Восточных Карпат), состоящий из 3-х зон:

1. На северо-востоке - внешнекарпатская антиклиналь (скибца зона), состоящая из вытянутых с юго-востока на северо-запад чешуй опрокинутой антиклинали - по существу являющихся шерьжами, количество которых достигает (на поверхности) 6. В этой зоне расположены города Болислав, Станислав, Калуша, Дашави и др. Головная часть этих опрокинутых антиклиналей содержит основные залежи нефти и газа.

В юго-западной части мегантиклинория располагается внутрикарпатская антиклиналь, где от нее сохранилось северо-восточное крыло и водораздельная часть. Юго-западное крыло охвачено по разлому и перекрыто неоген-четвертичными осадками внутрикарпатского прогиба (краевая часть бывшего Паннонского массива). Между двумя антиклиналями располагается Кросненская синклиналь, суживающаяся в юго-восточном направлении в сторону Мармарошского массива. Эти три выделенные зоны разграничиваются меж собой глубинными разломами.

В северо-западной части внутренней антиклинали выделяется скалистый рельеф - Карпатские утесы, шириной до 50 км, длиной до 500 км.

На юго-западе зоны в краевой части Паннонского массива располагается внутрикарпатский прогиб, (Венгерская впадина), возникший в результате инверсии центральной части Карпатской геосинклинали в миоцене. Поэтому на ранних отложениях докембрия и палеозоя лежит неоген и четвертичные осадочные толщи с выделением Вычегет-Гутинской (мощные эффузивы - дациты-базальты), Береговской (кислые эффузивы) и Чоп-Мукачевской зон (мелкосочный рельеф). Эффузивная деятельность приурочивается к зоне юго-западного разлома, по которому опускалась внутрикарпатская впадина.

В начале мезозоя - с юры, на месте современного мегантиклинория Восточных Карпат закладывается геосинклиналиная зона (геосинклиналиные осадки сорваны и продвинуты на север, с обра-

зованием шести скибов - шарьяжная структура имеет 18-20 км в длину). Каждая надвинутая чешуя - аллохтон, что и подсказывает расположение зоны геосинклинали - где-то 200-250 км южнее, чем ее современное положение.

В начале юры развиты мощные песчано-глинистые флишевые образования, кремнисто-яшмовые породы (до 700 м). Геосинклинальная зона была мелководной, внутри располагались многочисленные блоки суши, при их погружении фации песчано-глинистых, обломочных пород сменяются известняками.

Трансгрессия усилилась в верхней юре и отложения становятся карбонатными - известняками; с титонского века началось поднятие, появились отдельные кордильеры, появилась суша. Поэтому, иногда, в большей части Карпат (кроме Мармарошской зоны) сеноманские отложения отсутствуют. Далее в течении нижнего мела неоднократно возвращался мелководный морской бассейн, в разрезе флишевых отложений которого отчетливо проявляются поднятия в барреме и апте. С верхнего мела вся территория испытывает погружение, появляются подводные излияния эффузивных пород, терригенные осадки сменяются известняками. Верхний мел несогласно залегает на отложениях различных ярусов нижнего мела. Идет инверсия со второй половины палеоцена, и охватывает всю площадь с образованием внутренней зоны внешнего прогиба и внутреннего прогиба за счет краевой части Паннонского массива. Удымание достигает максимума в миоцене, и внешняя часть внешнего предкарпатского прогиба продвигается к юго-западной части фундамента Русской платформы, а внутренний прогиб расширяется в сторону Чол-Мукачевской зоны; усиливается наземный вулканизм по южному разлому мегантиклинории Карпат. Внутренняя часть предкарпатского прогиба в миоцене характеризуется соленосной формацией - глинистые-песчанистые породы с прослоями и линзами гипсов, калийной и каменной соли, ангидрита (до 3000 м). В разрезах этой толщи в различных уровнях встречаются прослой дацитовых туфов, пачки конгломератов, гравелитов, грубых песчаников (от 30 до 2000 м).

На них с угловым несогласием залегают верхи миоцена-сармат с образованием глинисто-алевролитово-песчанистых пород (до 5000 м) с пачками соленосных, гипсовых образований с эффузивами, туфами, конгломератами.

Внутри Карпатского прогиба (закарпатский прогиб) мощность миоцена незначительна и имеет ограниченное распространение. Выше лежат верхи миоцена-сармата, породы имеют большую мощность (до 6000 м) и представлены конгломератами, грагелитами, песчаниками, глинами, мергелями, известняками, ракушняками.

Выше залегает соленосная толща сармата, до плиоцена, (до 500-1000 м) с риолито-дацитами, андезито-базальтами (по содержанию большого количества темноцветных минералов их называют банатитами).

Территория Карпат сейсмичная (в Галиции, Трансильвании, южных Карпатах, Кракове, Бухаресте, Плоеште и др. местах).

Полезные ископаемые: нефть и газ в юре и миоцене (надо рассказать о фонтане газа в 1958 году в Дашаре); озокерит в олигоцене-миоцене; в мармароше - магнетит и марганцевые руды; с неогеновым вулканизмом связаны колчеданные низкотемпературные сцинцовые месторождения. Выделены ртутно-мышьяково-сурьмяные рудопоявления, месторождения солей (Дорогомьшское, Солотинское, Калущское, Стебницкое), бурые угли, сера, строительные материалы (известняки, ракушняка), фосфориты (в триасе Мармароша).

Развиты минеральные источники вдоль разломов - особенно в Предкарпатском прогибе - Нафтус (в Трускавце) со свойством растворять камни в почках; много минеральных источников на юге и севере Мегантиклинория Карпат, используемых как столовые минеральные воды.

Г е о с и н к л и н а л и Б о л ь ш о г о К а в к а з а и М а л о г о К а в к а з а

Современная площадь, занимаемая Большим Кавказом и Малым Кавказом, районирована в зависимости от историко-геологического развития и структурных особенностей в современном рельефе.

Удачной тектонической схемой является районирование Ренгартена - знатока геологического строения этого региона. К югу от Русской платформы располагается Равнинный Кавказ с верхнепалеозойским складчатым фундаментом. Этот фундамент как бы является продолжением мангышлакского складчатого сооружения центрального (Южного) Тянь-Шаня и герцинид западного склона Урала.

Он продолжается на запад, включает фундамент Причерноморской впадины и выходит на дневную поверхность в Добруджи; в своей северной части охватывает складчатость Донбасса.

В пределах Равнинного Кавказа выделяются три зоны: на западе - Азово-Кубанская (Индоло-Кубанская) низменность, на востоке - Терекско-Каспийская низменность и почти в центральной части - Ставропольское плато (поднятие).

Западную и восточную низменности иногда называют впадинами, потому что древние аллювиальные осадки р.р. Кубань и Терек находятся на глубине 50, 100 и более метров от дневной поверхности, т.е. территория испытывает погружение. При этом территория, орошаемая водами Кубани и Терека, является компенсированной впадиной, поэтому занята сушей. Азовская и Каспийская части являются некомпенсированной впадиной, поэтому заняты водным бассейном.

Ставропольское плато, как устойчивый блок фундамента, не испытывало погружение во время четвертичного периода. Территория сложена горизонтально залегающими отложениями палеогена и неогена. Четвертичные отложения развиты по долинам притоков Кубани и Терека.

Следующим структурным элементом является Большой Кавказ с двумя зонами: зоны северного пологого и широкого склона Большого Кавказа и узкого, крутого южного склона. В пределах северного склона выделяются следующие подзоны: западное продолжение северного склона Большого Кавказа до Таманского полуострова; восточное продолжение северного склона Большого Кавказа до Апшеронского полуострова. Между ними располагается центральная подзона северного склона Большого Кавказа с докембрийскими и палеозойскими отложениями. Ось антиклинали погружается в западном и восточном направлениях, что обуславливает соединение разновозрастных отложений северного и южного склонов, образующих на водораздельной части обширные поля. Кроме того в западном и восточном направлениях, до Таманского и Апшеронского полуостровов, возраст отложений постепенно омолаживается от юры до плиоцена и четвертичных образований.

Кроме продольных разломов имеются поперечные, создавшие четыре блока с различными абсолютными отметками.

Следующая зона называется Рионо-Куринским плато. В момент

инерсии в альпийской эпохе Большого Кавказа и Малого Кавказа плато превращается в предгорную впадину с тремя самостоятельными зонами. На западе - Рионо-Причерноморская впадина, на востоке - Курино-Южнокаспийская впадина, между ними располагается устойчивый блок фундамента Дзирульского массива (Суремский перевал). Территория, орошаемая водами р.р. Риона и Куры, является компенсированной впадиной, фундамент в пределах последней находится на глубине более 15 км; Причерноморская и Южно-Каспийская части являются некомпенсированной впадиной, заняты водами Черного и Каспийского моря.

Следующая выделенная зона относится к территории Малого Кавказа. Здесь выделяются: на западе - Аджаро-Триолитовая зона, сплошь с развитием палеогеновых наземных эффузивно-туфогенных пород (от Батуми до Тбилиси); далее в юго-западном, западном направлениях следуют антиклиналь - Сомхет-Карабахская, синклинали - Севано-Курдистанская и новейшее плато - Армянское складчатое сооружение (от Нахичевани до Еревана). Река Аракс прорезает Сомхет-Карабахскую антиклиналь. Юго-западное продолжение антиклинали называется Талышской зоной. В этом направлении ось антиклинали погружается и поэтому в Талышской зоне наблюдается распространение неогеновых отложений.

В геологическом разрезе Большого Кавказа (центральная подзона его северного склона) выделяются докембрийские отложения, представленные глубокометаморфизованными и сильно дислоцированными кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами (до 3000 м) протерозойского возраста, на них залегают обрывками нижний палеозой - зеленые сланцы, филлиты, основные вулканыты, габогроды (1300 м), к среднему палеозою условно относятся глинистые, кремнистые сланцы, песчаники, известняки (3-10 км), в антиклиналях мощность отложений этого периода резко сокращается (до 600-1000 м). Верхний палеозой в отдельных зонах центральной подзоны северного склона Большого Кавказа представлен песчано-глинистыми осадками с углем (карбон), а верхняя часть - терригенно-карбонатные морские осадки (от 300 до 1000 м). В нижней перми везде красноцветные континентальные осадки, кислые эффузивы, иногда грубообломочные фаши (1300-6000 м) в геосинклиналях. Верхняя пермь вместе с триасом является континентальными, терригенными.

В районе Дзиркульского массива условно (фрагменты осадков) выделяются кристаллические породы докембрия, кремнистые сланцы кембрия и известняки, мергели, терригенные породы морского карбона. А в пределах Малого Кавказа известняки карбона обнажаются в виде "окон" из-под мезозойских отложений на территории от Нахичевани до Бривала (окна имеют малый размер, поэтому в учебной геологической карте территории СНГ мелкого масштаба (1:2500000, 1:1500000) не выражаются). Триас большей частью континентальный, красноцветный (г. Джульфа), обломочный, иногда большой мощности (до 3000 м).

До заложения мезозойской геосинклинали Кавказ испытал герцинскую эпоху складчатости. Палеозойские отложения пронизаны гранитоидами. Широко развиты основные вулканы - офиолиты с габброидами, ультраосновные и основные породы, имеющие пластовую и локколитобразную формы, обычно глубоко не залегают. Складчатость возникла до среднего карбона, поэтому вышележащие породы морские или континентальные терригенно-грубообломочные, карбонатные, возраст до нижнего триаса выключительно. В пределах Малого Кавказа - морской нижний и средний карбон представлен известняками.

В такой обстановке складываются геосинклинальные зоны Большого Кавказа и Малого Кавказа, разделенные Рконско-Аурийским плато. Геосинклинальные зоны были асимметричными: для Большого Кавказа южный склон впадины, а для Малого Кавказа - северный склон впадины были крутыми. Эта асимметричность сохранилась после инверсии: горы Малого Кавказа с крутым северным склоном, горы Большого Кавказа с крутым южным склоном.

Мезозойские геосинклинальные осадки Большого Кавказа начинаются с нижней эры: терригенно-глинистые осадки с содержанием основного, среднего и кислого составов вулкаников (от 5000 до 8500 м). Средне-эрыские отложения песчано-глинистые с вулканиками, но в северо-западных и восточных частях Большого Кавказа они являются угленосными (2000-2500 м). В вулканогенной формации преобладают лавы и пирокласты основного состава, также андезитовые порфиры.

Берхнеюрские, нижний и верхний мел, также эоцен являются карбонатными, терригенно-карбонатными флишами. В центральной части - эвапориты и известняки. Верхняя эра (до 1000 м), нижний

мел (500-1200 м) - песчано-глинистые, карбонатные осадки и верхний мел - преимущественно известняки и мергели (в Лабе - 500-1500 м), а палеоген - мергели и глины (200-300 м).

Геосинклинальные осадки, в связи с неодновременным заложением геосинклинали, в различных частях имеют возраст от средней юры до эоцена. Это вызвано тем, что основание разрушалось и раздроблялось с разной интенсивностью и в разное время.

Ранняя океаническая кора появилась в Севано-Курдистанской зоне с образованием эвгеосинклинали с офиолитами. Там, где произошли раздробления и разрушения фундамента, наблюдаются прогибы с мощными вулканогенными породами без офиолитов (Сомхет-Карабахская зона). Еще с менее интенсивным дроблением связано образование впадин с вулканогенно-осадочными, осадочными толщами (Аджаро-Триалетовая и Талышская зоны), при этом Аджаро-Триалетовые осадки имеют возраст от раннего мела до эоцена, Талышские - от палеоэоцена до эоцена включительно.

Геосинклинальный комплекс Сомхет-Карабахской зоны сложен андезит-базальтами, дацитами с возрастом байоса, гранитоидами, выше идет вулканогенно-осадочная толща с готерива нижне- и верхнемелового возраста, представленная преимущественно карбонатными и вулканогенными осадками от базальтов до андезитов, дацитов (200 м).

В Севано-Курдистанской зоне офиолиты приурочиваются к поздней юре - началу нижнего мела, с верхнего сенона офиолитовый комплекс был надвинут на песчано-глинистые отложения альбасеномана и перекрыт несогласно трансгрессивно известняками верхнего сенона (700 м). Выше залегает флиш и андезиты эоцена (до 2,5-3 км).

В пределах Большого Кавказа орогенным комплексом являются отложения олигоцена, неогена и четвертичного периода. Унизу развиты майкопские отложения, где преобладают глинистые осадки (от 1000 до 5000 м на Тамани), выше залегает грубообломочный терригенный материал (до 1500 м), сопровождающийся вулканогенными породами (миоцен-плиоцен).

Орогенный комплекс Малого Кавказа имеет тоже олигоцен - четвертичный возраст. Они в долине Аракса представлены грубообломочным терригенным материалом олигоцена-миоцена (до 2000 м), соленосными и гипсоносными отложениями среднего миоцена (до

1200 м), песчано-глинистыми, мергелистыми породами с вулканическими туфами и пеплами верхнего миоцена - нижнего плиоцена (до 600 м). Вулканизм значительно больше, чем осадочных пород, в четвертичном периоде вулканы развиты локально с андезитово-базальтовым составом.

Догеосинклинальная история в пределах Большого Кавказа и Малого Кавказа охватывает докембрий - лейас, геосинклинальная эпоха - от средней юры до эоцена, и орогенный период - от олигоцена до четвертичного времени.

В отличие от Большого Кавказа в Малом Кавказе заложение и развитие геосинклинальных зон произошло одновременно в различных регионах, поэтому осадки геосинклинальной стадии развития различаются по возрасту, а также по фациям проявления.

Полезные ископаемые: в пермских отложениях - бокситы, в девонских - фосфориты, медь связана с юрскими и меловыми основными и средними вулканиками (Алаверды, Кофан, Медвеули), железо - с гранитоидами нижнего века (Дашкесан), известны медно-молибденовые руды (Зангезур), хромит, никель, асбест (Севано-Курди-станская зона). Бурые угли на Малом Кавказе, Большом Кавказе (карбон); перлиты, обсидианы, туфы, ракушники-строительные материалы; залежи соли (в миоцене - Бреване, Нахичеване); минеральные источники, марганец (олигоцен - Чиагурия); медно-колчеданное оруденение в вулканогенных образованиях среднего палеозоя (Тырнаузская, Дабжно-Наджинская зона); с гранитоидами верхнего палеозоя связаны полиметаллы (Эльбурс), вольфрамовое оруденение, оловоносные пегматиты; в среднем карбоне - каменный уголь.

В отложениях нижней и средней юры - месторождения бурых углей.

Свинцово-цинковое оруденение (средняя юра - Садонское), молибден и вольфрам в скарпах (верхний плиоцен - Тырнаузское); нефть и газ в мезозойских, палеоген-неогеновых отложениях (в впадинах на суше и антиклинальных структурах под водой) Южно-Каспийской синеклизы - нефтяные камни; грязевые вулканы, известняки, мрамор, вулканические туфы и др.

У р а л о - Т я н ь ш а н ь с к а я г е о с и н к л и н а л ь н а я з о н а

Она в пределах СНГ занимает огромную площадь. Вся территория, расположенная между Русской и Сибирской платформами, относится к Урало-Тяньшаньской зоне. Во многих местах фундамент закрыт мезо-кайнозойским чехлом (Западно-Сибирская низменность), Тургайский прогиб) или водой морей (Карский морской бассейн). Во многих местах фундамент выходит на дневную поверхность, образуя горные сооружения: Урал, Новоземельная дуга, Таймыр, острова Северной Земли, центральное складчатое сооружение Казахстана, Алтай-Салаиро-Саян, Тянь-Шань северный и южный. Во многих местах среди складчатых сооружений обнажаются докембрийские блоки - восточная часть Карского морского бассейна, центральная часть Западно-Сибирской низменности (с центром у слияния Оби с Иртышом), Кокчетауский массив, докембрийские блоки в пределах Средней Азии - Арало-Ферганский, Каракум-Таджикский и Устюрт; Сангилимский массив Тувы и др.

В пределах огромной территории Урало-Тяньшаньской (Урало-Монгольской) зоны складчатость имеет различное время проявления: каледониды (Таймыр-Бырранга, Салаиро-Саян, северный Тянь-Шань, западная часть центрального складчатого сооружения Казахстана), герциниды (Урал, Южный Тянь-Шань, восточная часть центрального складчатого сооружения Казахстана, Алтай). Мы остановимся на истории геологического развития и строении Урала.

Г е о с и н к л и н а л ь н а я з о н а У р а л а

Урал - меридионально вытянутые горы, называют его каменным поясом. Он протягивается на 2500 км, начинается у Байдарецкой губы, и заканчивается на юге горами Яман-тау. Самая высокая точка на Полярном Урале - вершина Народная - 1894 м, на юге - г. Ямантау - 1638 м. На севере Полярного Урала ширина гор составляет 20-30 км, в Приполярном Урале - 80-100 км. На юге ширина достигает 500 км. Екатеринбург расположен на высоте 600 м водораздела Уральского хребта.

Урал является границей Европы и Азии. Е 30 км южнее Екате-

ринбурга на водоразделе (здесь западный и восточный склоны образуют огромную пологую платообразную площадь) установлен столб с указанием границы Европы и Азии. Урал распадается на отдельные блоки, абсолютные отметки которых различны, менятся и ширина гор. Поэтому Урал делят на полярную, приполярную, северную, центральную и южную части.

В северном направлении, у Байдарацкой губы, структура Урала обрывается, уходит под воды Карского морского бассейна, имея направление параллельное Новоземельской дуге. Некоторые исследователи считают, что Урал через полуостров Пайхой, остров Вайгач соединяется со складчатыми образованиями южного и северного островов Новоземельской дуги, другие — что протягивается через центральную часть полуострова Ямал в сторону гор Бырранга (Таймыр). По всей вероятности, оба направления не соответствуют истинному продолжению Урала на севере. По существу, Урал является западной герцинской ветвью структур фундамента Западно-Сибирской низменности. Восточная ветвь составляет герциниды юга Таймыра, охватывающие с востока острова Северной Земли. Эта ветвь продолжается в южном направлении, до северной части Колывано-Томской дуги, и далее через Иртишскую впадину (под мощным покровом мезо-кайнозоя) соединяется с зоной Рудного Алтая.

Таким образом, на севере Урал охватывает западную и северную части Карского морского бассейна, состоящего в основном, из докембрийских блоков и соединяется (осложненный большим надвигом на северо-западе острова Пионер) с восточной ветвью герцинидов фундамента Западно-Сибирской низменности.

На юге Урал через восточную часть Аральского моря соединяется с герцинидами Южного Тянь-Шаня и также с герцинидами равнинной части Северного Кавказа (через среднее течение реки Урал и южную часть Прикаспийской низменности).

Структура Урала сложная. Площадь испытала докембрийскую складчатость, тектонические движения каледонской эпохи. Решающими для Урала являются герцинские движения. Уральские эвгеосинклинали отличаются от других геосинклинальных зон интенсивностью проявления всех типов магматизма в каждом тектоно-магматическом цикле.

В поперечном разрезе Урала выделяются следующие структурные элементы (с запада на восток).

Западный склон, сложенный осадочной толщей, с относительно неинтенсивным тектоническим режимом, соединяется с однородными средне и верхнепалеозойскими породами (девон-карбон) Русской платформы.

Водораздельная часть Урала - Урал-Тау, сложена сильно метаморфизованными кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморами, метапесчано-глинистыми осадками. На юге структура раздвигается, образуя в западной части Башкирскую антиклиналь, а в восточной - Урал-Тау. Между ними появляется Заилирская синклиналь. Затем идет зона змеевиков, кружная габро-дунито-перидотитовая интрузивная полоса. Далее на востоке идут зоны зеленокаменных пород (Магнитогорская синклиналь) с мощными спилито-кератофировыми формациями ордовика, сверху, с согласными телами интрузивов ультраосновных, основных пород (перидотиты, дуниты, габброиды). Далее хорошо выраженная на юге и центральной части восточного склона - Восточно-Уральская антиклиналь, где широко развиты крупнейшие массивы (батолиты, штоки и дайки) преимущественно гранитоидов (диориты, гранодиориты, граниты, дочерние разности интрузивов). И последняя зона на восточном склоне Урала - мощной, широкой Битской синклиналь, сложенной осадочной толщей девона и карбона. Большая часть ее покрыта мезо-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской низменности.

В западной части западного склона Урала, в краевой части фундамента Русской платформы вдоль Уральского хребта, развивается асимметричная Предуральская впадина (Предуральский прогиб), заполненная мощными терригенными породами - продуктами разрушения Уральского хребта во время перми.

Все выделенные зоны ограничиваются глубинными разломами, антиклинами большей частью являются горстами. Каждая зона по плоскости разлома надвинута на другую с востока на запад. Урал поэтому имеет чешуйчатое строение и состоит из двух самостоятельных, разновозрастных склонов - склонов западного и восточного.

Докембрий Урала

Эти отложения, в основном, обнажаются в пределах Уралтауского антиклинория. Они представлены различными гнейсами, мигматитами, биотит-серицитовыми сланцами, железистыми кварцитами, метазолузирами основного состава с возрастом от 3 до 2,6 млрд.

лет. Также они известны (верх разреза) в пределах Восточно-Уральской антиклинали. На них несогласно залегают рифейские отложения, представленные четырьмя крупными ритмами, начинающимися с базальных конгломератов в каждом ритме. Выше идет песчано-глинистая толща, которая в верхних ритмах становится более карбонатной с магнезитами и сидеритами (Саткинское и Бакальское месторождения). Осадочные толщи до 2 км в нижней части и до 3-7 км в верхней прорваны интрузиями рапакигиподобных гранитов. На западном склоне рифейские осадки залегают на докембрийском фундаменте Русской платформы. Рифей метаморфизован с образованием амфиболитов и зеленосланцевых толщ (кремнистые, графитовые сланцы, филлиты, порфириты). Общая мощность докембрия более 10-12 км.

На западном склоне Урала в основном присутствует терригенный кембрий, предполагают присутствие кембрия на восточном склоне в Полярном Урале, где его вулканогенная толща представлена спилитами, андезитами, трахи-базальтами с прослоями карбонатов, кремнистых сланцев, выше идут грубообломочные породы - конгломераты, песчаники с линзами известняков (3-11 км).

Западный склон Урала в северной и южной части в кембрии представлял относительно спокойную впадину краевой части фундамента, близкую по характеру миогеосинклинали, с образованием от 2,5 до 6 км осадочной толщи. Со второй половины кембрия постепенно погружается и центральная часть западного склона, где также развивается терригенная толща, тогда как в пределах восточного склона Урала идет интенсивная деструкция (дробление, разрушение) фундамента.

На западном склоне на кембрии согласно залегают отложения ордовика и силура, представленные терригенно-карбонатными осадками, но в южной части западного склона - известняки. Нижний девон и эйфель также сложены песчано-сланцевыми пестроцветными отложениями, на них залегают темные битуминозные известняки и доломиты Доманиковой фации. Фамен и карбон - известняки и доломиты схожи с разрезами Русской платформы этого возраста. В отличие от них здесь встречаются прослой кремнистых и глинистых сланцев, к нижней части визейского яруса приурочены угленосные толщи. Верхний карбон в восточной части западного склона обломочный - галечники, которые в западном направлении сменяются

карбонатными фациями. Терригенный материал образован вследствие разрушения геосинклинали восточного склона. Пермь в западном склоне отсутствует. Нижняя и верхняя пермь в основном развиты в Предуральском прогибе и представлены исключительно обломочными породами, за исключением Кунгурского века — сложенных солями.

В пределах восточного склона Урала, начиная с ордовика, широко развиваются параллельно идущие разломы с образованием большого количества горстов и грабенов. Земная кора становится проницаемой, испытывает интенсивное погружение. Поэтому здесь образовались мощные вулканогенные породы, по составу от основных (более ранних) до кислых (в поздних эпохах) с обломочным терригенным материалом.

В пределах восточного склона средний и верхний ордовик представлен базальтоидами с подчиненными кремнисто-сланцевыми пачками. Каледонская складчатость их смяла, метаморфизовала. С этой фазой складчатости (Тельбесской) связан гипербазитовый пояс (дуниты, гарцбургиты, горнблендиты), на них несогласно залегают осадочно-вулканогенная толща и прорываются амфиболитами, габброидами. Широко проявлены спилито-диабазовые и кремнистые толщи (охвачен ордовик и силур). С этой фазой связаны также кварцевые диориты, плагиограниты, сиениты.

Далее вверх идут отложения силура, нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона, которые образуют единый комплекс с базальто-риалитами, андезит-базальтами. Среди лав встречаются линзы и прослои туфов, туфо-песчаников, кремнистых сланцев. Отложения живетского яруса верхнего девона и нижнего турнея также представлены осадочно-вулканогенными породами: базальт-липаритами с ямами, туфами, туффитами, граувакками. Верхнюю часть составляют флишеподобные породы с чередованием терригенных и вулканогенных пород. С верхов турнея вновь преобладают основные эффузивные породы, переходящие в известняки (Башкирский век). Общая мощность составляет более 10000 м. В восточном склоне в основании песчано-сланцевой толщи — низов карбона лежит угленосная толща (150—200 м). Восточный склон формируется как дислоцированная орогенная структура к концу среднего карбона и далее существует как приподнятая суша. В виде внедрились габбро-диорит-гранодиориты, в среднем карбоне — диориты, гранодиориты и в позднем карбоне — батолитообразные крупные интрузии

порфировидных гранитов. Последняя фаза герцинидов сопровождается внедрением алькситовых, щелочных, субщелочных интрузивов, по форме от даек и штоков до крупных массивов. Оба склона Урала к концу карбона перед началом перми являются приподнятой сушей со складчатостью герцинской эпохи.

Анализ нижней перми (Сахмарский, Артинский и Кунгурский ярусы), а также верхней перми (Казанский, Белебеевский, Уфимский ярусы) крайне восточной части Русской платформы говорит об образовании в пределах Урала (совместно западный и восточный склоны) дважды высоких горных сооружений, с абсолютными отметками предположительно в нижней перми от 5000–6000 м и в верхней перми – до 7000–8000 м. Эти горы к концу верхней перми (конец Татарского века) полностью нивелировались.

Мезозой Урала

Мезозойские отложения имеют ограниченное распространение и в большей части представлены континентальными образованиями – кварц-каолиновыми пестроцветными глинами в коре выветривания триаса, угленосными нижней и средней юры, аллювиальные и озерные глины, бурый железняк в отложениях последних. Нижнемеловые и сеноман-туронские отложения коры выветривания, сеноман-палеогеновые речные, озерные отложения, олигоцен-неоген и четвертичные – аллювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения, есть галечники, валуны, щебни.

Триас в наложенных впадинах восточного и западного склонов является угленосным со значительным числом пластов угля (Челябинская группа месторождений и др.). В районе р. Миаса впадина имеет ширину до 10 км мощностью пород до 1000 м, внизу – песчано-конгломератовая, в средней части – песчано-глинистая с тонкими пластами угля и в верхней части – углисто-глинистая (до 500 м) с содержанием от 5 до 30 пластов угля с возрастом нижней юры.

Континентальные осадки мезозоя развиты почти во всех районах Урала. Они обычно маломощные и занимают небольшие площади (исключением являются большие площади наложенных впадин).

Морские осадки распространены по периферии эродированного, нивелированного Урала. Эти осадки входят местами в тело Уральского хребта. Большой морской залив до 200 км длиной образовался в Заилийской впадине между Башкирской антиклиналью и средин-

ным Урал-Тау.

Морской палеоген занимает очень ограниченную площадь по периферии гор.

В течение мезозоя Урал является меридиональным хребтом с сильно эродированной поверхностью. В триасовой эпохе существует длительный период коры выветривания. Внутри мелового периода такие процессы были не столь длительны. В юге восточная часть Русской платформы и вся площадь Западно-Сибирской низменности были заняты морским бассейном, что и продолжалось в мелу и палеогене. Урал существовал в эти периоды как удлинённый меридиональный нивелированный остров среди вод морских бассейнов.

Урал интенсивных тектонических движений не испытывал в период триаса, юры, мела и палеогена, но были менее интенсивные движения, приводящие к формированию разломов и возникновению наложенных впадин (кроме Челябинской) с различной мощностью континентальных, а на юге — морских осадков. Кроме того, под действием этих тектонических движений отложения юры, мела и палеогена иногда залегают несогласно меж собой и первичные осадки мезозоя наклонены с образованием пологих складок.

Четвертичные отложения принимают особый характер. Северная часть Урала (к северу от г. Екатеринбурга) покрывается материковым оледенением, распространённым с запада от Русской и востока от Западно-Сибирской низменности. Южная часть была покрыта панцирным, но не сплошным оледенением. Поэтому в пределах Урала много озёр, болотистые участки. После отступления ледника Урал уже в третий раз испытывал горообразовательный процесс. Начало этого процесса охватывает вторую половину миоцена.

Вертикальные колебательные движения в четвертичном периоде создали современный рельеф Уральского хребта, поднятие продолжается и сейчас. Это хорошо видно в местах закрепления плавников на восточных склонах островов Новоземельской дуги, где плавники закреплены на высоте 600 м от уровня воды Карского морского бассейна. Это стволы деревьев выносились паводковыми водами рек в Карский морской бассейн, а волны, бушующие в море, их закрепили в коренных породах берега и они с этими коренными породами Новоземельских островов с течением времени поднимались.

Г е о с и н к л и н а л ь н а я з о н а
С а л а и р о - С а я н с к о й о б л а с т и
(г о р н а я Ш о р и я - с а л а и р и д ы)

Территория располагается к юго-востоку от Сибирской платформы, граница проходит по подножью Восточного Саяна. Западная граница ограничивается восточной частью Горного Алтая. Северная граница - юго-восточная часть Западно-Сибирской низменности.

Горный массив Западных Саян тянется с запада на восток на 650 км с шириной от 150 до 200 км. На западе соединяется Шалхальским хребтом Горного Алтая.

В восточной части вершина Западного Саяна достигает 2000-2500 м абсолютной отметки. К западу абсолютная отметка увеличивается, достигая более 3000 м.

В северной части Салаиро-Саянской области располагаются хребты Кузнецкого Алатау с древними докембрийскими отложениями. Продолжением Кузнецкого Алатау на западе является хребет Абакан, в северо-западной части - хребет Салаир, с развитием отложений кембрия, ордовика и силура. Между хребтами Кузнецкого Алатау и Салаиром располагается Кузнецкий угольный бассейн, ограниченный с севера надвинутой Кольван-Томской дугой герцинид. С юга регион ограничивается высокогорным сооружением хребта Монгольского Алатау, расположенного к югу от Тувинской впадины.

С юга в северном направлении выделяются следующие структурные единицы: в юго-восточной части - Сангилимский массив (щит), сложенный докембрийскими кристаллическими породами, севернее - Тувинская впадина, Куртушибинская антиклиналь, Усинская синклиналь с широким развитием кембрия, незначительно - ордовика. За ней идет Джебашская антиклиналь - Западный Саян, с докембрийскими кристаллическими породами на северном склоне.

Далее на север выделенные структуры не имеют общую линейность. Они принимают различную ориентацию, иногда, площадной характера развития: Минусинская впадина с широким основанием треугольной формы, которая суживается в северном направлении и соединяется с Чулым-Енисейской мезозойской впадиной с мощными континентальными угленосными осадками в юре.

В северной части Минусинской впадины - Абаканская антиклиналь и Кузбасс.

Территория Салаиро-Саянской области характеризуется самой древней раннепалеозойской складчатостью салаирской фазы Урало-Монгольского пояса.

Палеозойские отложения имеют возраст от нижнего кембрия до силура. Выше идущие осадки, главным образом, красноцветные, нижнего девона.

Кембрий обнажается в западном Саяне (водораздельная часть Куртушибинской синклинали), на нем лежат ордовик и силур.

Нижняя часть разреза кембрия сложена эффузивами, переслаивающимися с туфо-песчаниками, конгломератами с галькой из этих же эффузивных пород, верхняя часть этого разреза - известняки, песчаники, конгломераты.

Средняя часть разреза кембрия, согласно залегающая на нижней части, характеризуется полевошпатовыми песчаниками, реже встречаются эффузивы и известняки (700 м); верхняя, которая развивается подосой по простиранию Западного Саяна, сложена известняками, диабаземи, альбитофирами, сильно метаморфизованными зелеными сланцами (3000 м).

Ордовик Западного Саяна представлен серицит-хлоритовыми сланцами и выше - зелеными песчаниками (до 10 км), они сильно метаморфизованы, пронизаны интрузиями гранитов. Силур, в основном с базальным конгломератом, представлен коралловыми, мшанковыми известняками.

В Усинской зоне (местами с наложенной впадиной) на ордовике несогласно залегают красноцветные песчано-конгломератовые осадки с эффузивами. Здесь условно выделяют верхний девон - нижний карбон.

В Минусинской впадине нижний девон - песчано-эффузивный (эффузивы кислого состава), на них залегают угленосная толща карбона-перми.

Салаирский кряж, как плоскогорье с отметкой 300-400 м, характеризуется развитием исключительно ордовик - силурийских песчано-сланцево-эффузивных образований, дислоцированных позже чем остальная часть Салаиро-Саянской области - в результате Токанской фазы складчатости.

Несогласно залегание на нижнем кембрии вышележащих толщ или их отсутствие говорит о салаирской фазе складчатости, поэтому в большей части средний кембрий отсутствует.

Впадины Минусинская, Тувинская, Кузбасс являются наложенными тектоническими образованиями нечала девона с развитием наземных кислых эффузивов на поверхности погруженной части впадин. В пределах Кузбасса по разломам изливались базальты девона.

В карбоне и перми наблюдается относительно спокойный режим осадконакопления в тектонических впадинах. Разрез угленосной толщи говорит о том, что все эти поднятые борты впадин к началу карбона были эродированными, нивелированными, о чем свидетельствует отсутствие грубообломочных пород в составе угленосной толщи. Магматические ранние породы - перидотиты прорывают кембрийские толщи. Граниты прорывают кембрий, ордовик и силур (?), но они формировались раньше нижнего девона.

Докембрийские отложения, в основном, являются протерозойскими, в значительной степени метаморфизованными: мрамора, в верхней части в разрезе участвуют слои кремнистых сланцев (до 40 м), в самой верхней части разреза - граувакки, глинистые, углистые сланцы с прослоями известняков (сохранившаяся часть имеет мощность до 400 м у Кузнецкого Алатау).

В пределах Кузнецкого Алатау и Минусинской впадины нет нижнего кембрия, а средний кембрий здесь - мощная толща конгломератов, песчаников, аргиллитов с прослоями эффузивов, известняков, выше с покровами основных и кислых лав.

Во время силура Салаирский кряж, площади Минусинской впадины, Кузнецкого Алатау покрываются морским бассейном с образованием розовых известняков, на них местами лежит эффузивно-осадочная красноцветная песчано-глинистая толща.

Более поздняя складчатость проявилась в Салаирском кряже - где нижний кембрий представлен мраморизованными известняками, средний кембрий - осадочно-вулканогенные породы, верхний кембрий почти отсутствует, ордовик и силур - вулканогенно-эффузивные породы, в подчиненном количестве глинистые сланцы, куда внедрились мелкие тела диоритов и диабазов (с золотом). Девон здесь морской: внизу - известняки, вверху встречаются и эффузивы.

Разрез Кузбасса занимает особое место. Он начинается с нижнего карбона - известняки, песчаники, сланцы (нижний карбон-турне и виле) с мощностью до 1150 м. На них залегают, так называемая, острогская свита - конгломераты, песчаники, глины (до

600 м). Выше идут отложения перми с мощными пластами каменных углей - Балахонская свита (мощность угольных пластов до 10-15 м в отдельности). Затем безугольные свиты - песчаники, сланцы, туфопесчаники.

Выше идет Кольчугинская (по новому называют Ильинской, Еруновской) свита - без перерыва, но содержит угольные пласты в песчано-сланцевой толще (до 3300 м). В углях до 17% дегтя, поэтому иногда их называют жидким топливом. Название Кольчугинской исходит от того, что в этой толще много колчеданных образований. Местами развит верхний триас - песчаники, туфогенные песчаники, глинистые сланцы (до 300 м) с силами базальта (мальцевская свита). На них лежит юра (конгломератовая свита) - грубо-, среднезернистые песчаники, конгломераты, выше - песчано-глинистая угленосная толща (бурый уголь). Эти юрские отложения в Тувинской и Чулым-Енисейской впадинах имеют большую мощность (особенно в последней), содержат большое количество угольных пластов.

Полезные ископаемые

С Тельбесскими гранитами связаны крупнейшие месторождения железа, полиметаллические месторождения Кузнецкого Алатау. С силурийскими отложениями связаны гематиты, ртутное оруденение в кембрийских породах, барито-сульфидные полиметаллические руды (в порфироидах и сланцевых каледонидах), с мелкими телами диоритов силура связаны золотые проявления, с контактного-метаморфическими процессами связаны мрамора, асбест, флогопиты, медь, золото (силур).

В восточном и западном Саянах выявлены железистые кварциты, графит, нефрит, асбест, мусковит, золото, полиметаллы, редкие металлы (кембрий). Абаканское месторождение железа, Маинское медно-колчеданное, золоторудные месторождения (кембрий-ордовик), связанные с гранитами.

Месторождения угля (Кузбасс, Минусинская впадина, Чулым-Енисейская впадина, Тувинская впадина), нефти и газа (Минусинская впадина). Кобальт, никель, медь, тальк, магнезит связаны с ультраосновными породами каледонского возраста; фосфориты, марганцевые руды (рифей-венд и нижний кембрий), сероводородные источники (курорт Белокуриха).

Геосинклинальная зона
центрального складчатого
сооружения Казахстана

Территория центрального складчатого сооружения Казахстана располагается к югу Западно-Сибирской низменности, на западе Тургайский пролив, на востоке его ограничивает Зайсанская впадина Алтая. Одна третья часть занята равниной. Возвышенности и снежные горы располагаются по периферической части с запада, северо-востока и востока центрального складчатого сооружения Казахстана. Эти возвышенности и горы как-бы являются водораздельной частью рек, текущих на север и юг.

На юго-западе рассматриваемой зоны расположены хребты: Каратау (2176 м) с северо-западным простиранием, Ерементау (1133 м) и Кокчетау (947 м) с меридиональным направлением; на востоке - Каракалинский (1500 м), Тарбагатай (2992 м) и Чингизтау (3700) с северо-западным простиранием.

Мелкосопочная, равнинная часть имеет отметку 300-400 м.

В южной части располагаются Чу-Илинский (1052 м), Зайлийский (более 2000 м) и Джунгарский Алатау (4463 м). К югу от о. Балхаш лежит огромная Чуйская впадина (по всей вероятности с докембрийским блоком в основании).

В отличие от других геосинклинальных зон центральное складчатое сооружение Казахстана находится между многочисленными блоками докембрийского возраста различного размера. Самыми крупными являются: на северо-западе - Кокчетауский массив с расположенной на юге Тенгизской впадиной, на юго-западе - Бет-Пак-дала-Мурунский блок и Чуйский массив к югу от озера Балхаш.

Раннекаледонские и каледонские слабоодугообразные складки имеют простирание с юго-востока на северо-запад, герцинские - на юге, как бы, параллельны каледонским, а на севере - большей частью имеют северо-восточное простирание, относительно не параллельное каледонидам, создавая, таким образом, кажущееся пересечение направлений. Такую структуру создали древние докембрийские олоки, которые в большом количестве и различного размера имелись внутри будущих складчатых зон там, где мощность покровных осадочных пород палеозоя составля-

ет более 10000 м.

Центральное складчатое сооружение Казахстана размещается почти в центральной части Урало-Монгольского пояса. Северная часть его уходит в фундамент Западно-Сибирской низменности и обрывается разломами. По всей вероятности, предполагаемый под мезозой-кайнозойским чехлом докембрийский блок у слияния р.р. Оби с Иртышом является продолжением Кокчетауского блока и, продолжаясь в северном направлении с резким суживанием, в северной части Западно-Сибирской низменности соединяется с докембрийским олоком Карского морского бассейна.

В южном направлении, по-существу, образуются две зоны: на западе - каледониды, соединяющиеся с каледонидами Северного Тянь-Шаня, и на востоке - каледоно-герцинская складчатость, дугообразно тянущаяся параллельно структуре Рудного Алтая (Камьов-Нарымской зоне) в Китай и в Монгольскую Тонну-Ула.

В восточной зоне выделяется Чингиз-Тарбагатайская система (с охватом хребтов Чингиз и Тарбагатай), в пределах которой распространен нижний палеозой, дислоцированный каледонскими движениями, с базальными молассаами, на них несогласно залегает средний палеозой, также дислоцированный в герцинскую фазу складчатости. Каледониды и герциниды прорваны, соответственно возрасту, гранитоидами.

В этой зоне основными структурами являются антиклинории (Чингизский, Тарбагатайский, Акбастауский, Аркалыкский), разделенные синклинориями (Абралиевский, Чунайский).

В ядрах антиклинорий обнажаются нижнепротерозойские породы или нижний и средний кембрий. В синклинориях обнажаются ордовик, силур. В наложенных впадинах на них несогласно залегает слабодислоцированный средний палеозой.

На докембрии (протерозой) несогласно залегает нижний и средний кембрий с широким развитием спилито-диабазов, кремнистых отложений, с вулканогенно-осадочными породами вверх (7-8 км), на последних несогласно залегает верхний кембрий, ордовик и нижний силур - кремнисто-терригенные осадки, туфы и туффиты. В приподнятых участках преобладают андезиты, дациты и их туфы.

Верхний ордовик - нижний силур - грубообломочные породы, алевролиты, граувакки, песчаники прибрежно-морского и наземного происхождения, с эффузивами, туфами (5-8 км), в которые

внедрились габбро-диориты, плагиогранитные интрузивные породы (каледониды).

Нижний девон и эйфель среднего девона – мощные наземные вулканы – андезиты, липариты с обломочными породами, местами в разрезе увеличивается роль алевролитов, песчаников, сверху – известняки. Выше идут, в наложенных небольших мулдах, угленосные и вулканогенно-обломочные породы с линзами туфов, прорванные герциньскими гранитоидами.

В юго-восточной части центрального складчатого сооружения Казахстана располагается Джунгар-Балхашская система. В основании разреза залегают докембрий, кембрий и ордовик, начиная с силура закладывается геосинклинальная зона с осадками силура, девона и нижнего карбона, инверсия характеризуется возрастом верхнего палеозоя.

В основании структуры размещаются раздробленные докембрийские блоки, крупным из них является Балхашский (Чуйский) блок с девонскими, верхнепалеозойскими вулканогенными осадками.

В пределах Актау-Моинтинский глыбы известны порфириты протерозоя, на которых несогласно залегают кварциты, серицит-хлоритовые сланцы рифея. Здесь относительно шире развиты песчаники, гравелиты, валуны (тиллиты) венда, оолитовые известняки с прослоями кремнистых и терригенных пород кембрия, далее с перерывом идут глинисто-ванадиевые сланцы, известняки, сверху – граувакки ордовика (до 1,5 км). В южной части региона в разрезах преобладают карбонатные породы венда, кембрия и ордовика.

В северной части региона преобладают эффузивные образования кембрия и ордовика, представлены яшмами, трахибазальтами, туфами и линзами известняков (1,5-2 км). Верхний ордовик грубо-обломочный, молассы.

Несогласно залегают верхний ордовик – силур, нижний девон, эйфельский ярус, представленные зеленоцветной терригенной толщей (граувакки и флишоиды) мощностью до 5-8 км. Эти толщи в синклиналях достигают 10-12 км, где преобладают кремнистые сланцы и флишоиды.

В верхней части разреза (развиты только в синклиналях и наложенных впадинах) – мелководные песчаники и алевролиты с андезитами, дацитами и туфами, кремнистыми сланцами, известняками фаменского и турнейского ярусов мощностью до 3-4 км. Верхний

палеозой угленосный, развиты наземные вулканиты и терригенно-морские осадки.

В Караганде угленосная толща среднего карбоно-перми достигает 4,5 км мощности. Западная часть центрального складчатого сооружения Казахстана сложена каледонидами, как отмечалось выше, соединяется с каледонидами Северного Тянь-Шаня. Зона огибает с запада и с юга Джунгаро-Балхашскую систему.

В зоне находятся крупные блоки докембрийских массивов: Кокчетавский, Бошекульский, Улутауский, Бет-Пак-Долинский, Мурнкумский. Во многих местах и эти блоки сами раздроблены (например: Чуйский, Иссык-Кульский глыбы и др.).

В основании распространены докембрийские метаморфизованные толщи архея и нижнего протерозоя - гнейсы с прослоями мраморов, кварцитов.

Докембрий в Казахстане изучен хорошо. Несмотря на сильный метаморфизм гранулитовой фации нижней части разреза и амфиболитовой фации в верхней части, восстановлены первичные составы осадочной и вулканогенной толщи. Они возникли, в результате метаморфизма аркозовых песчаников и алевролитов с глинистым цементом. Присутствие в метаморфической породе силлиманита, кордиерита, граната и, реже, дистена, андалузита говорит о первичном глинистом составе осадков. Преобладание в анализах CaO над MgO , Na_2O над K_2O , и высокое содержание TiO_2 указывает на исходный магматический состав пород - основные лавы и габброидные массивы. Часть амфиболитов возникла за счет метаморфизма мергелистых и карбонатных пород. Серицитовые, хлорит-серицитовые, графитовые и кварцевые сланцы возникли за счет тонкопереслаивающихся глинистых и алевролитовых осадочных пород с прослойками, горизонтами кварцевых песчаников и алевролитов.

В докембрии выделяют нижнюю серию - гнейсы, амфиболиты, эколгиты, полевошпатово-сланцевые, силлиманитовые, кордиеритовые сланцы, вверху разреза - с линзами известняков (до 2500-3500 м), на них несогласно залегает средняя серия - слюдяно-кварцитовые, графито-кварцитовые сланцы, кварциты (до 1500-2000 м) и далее несогласно идут отложения верхней серии - серицитохлоритовые, эпидот-актинолитовые, железисто-кварцитовые, карбонатные сланцы, порфириты, мрамора, микрокварциты и песчаники (до 2500-3500 м). На них несогласно залегают яшмы, яшмо-кварци-

ты (150–250 м) и альбитофиры, порфириды, диасазы, их туфы, песчаники и яшмы кембрия (до 2000–3000 м).

начиная с венда закладывается геосинклинальная зона на Байкальском фундаменте. Дробление фундамента, развитие большого количества глубинных разломов, ограничивающих множество блоков (массивов) обуславливали широкое развитие терригенно-обломочных пород и подводных, а также наземных, эффузивных образований основного и кислого состава. К этим зонам приурочиваются интрузивные породы – офиолиты, гранитоиды и щелочные разновидности.

Разрез геосинклинальных осадков начинается с красноцветных обломочных пород и существенно карбонатных в верхах венда, в кембрии и ордовике, с залежами фосфоритов и ванадиеносных сланцев. Во внутренней части зоны развиты базальты, яшма и кремнистые породы, андезиты, известняки кембрия (2–3 км), туфы и лавы, кремнисто-терригенные и граувакковые образования ордовика (3–5 км). Ордовик залегает несогласно, сопровождается внедрением габброидов, диоритов (салаирская фаза тектогенеза).

Верхний ордовик и местами силур представлены конгломератами, красноцветными песчаниками, туфопесчаниками с прослоями андезитовых порфиритов, реже лавы и туфы кислого состава (до 2,5 км). Они прорваны диоритами и плагиогранитами раннего палеозоя, в центральной части развиты батолиты гранитов, тоналиты, гранодиориты (верхний ордовик).

Перед началом девона происходит формирование наложенных впадин (Тенгизская, Джезказганская, Чуйская, Иссык-Кульская и много мелких впадин).

Здесь развит вулканогенный пояс нижнего девона и эйфельского яруса. Ливет, верхний девон развиты локально. Внизу разрез сложен андезито-базальтовыми лавами и их туфами, вверху – липаритовые порфиры и их туфы (от 2,5 до 5,5 км). Характерны частые размывы внутри и изменение мощности как обычно в разрезах наземных вулканов.

Для верхнепалеозойских отложений характерны наземные терригенные (иногда угленосные) и лагунно-соленосные, молассовые формации. К этим отложениям в Джезказгане, Чуйской впадине приурочены медистые песчаники. В зоне центрального складчатого сооружения Казахстана на протяжении геосинклинальной эпохи развития территория дважды (ранний-средний девон и поздний па-

леозой) подвергалась орогенезису с периодом теоретической стабилизации - верхний девон - начало карбона.

Полезные ископаемые

Своеобразная сложнейшая тектоника, многофазность инверсии геосинклинальных зон и многоэтапность и стадийность формирования магматических пород (эффузивы, интрузивы от основных до кислых) создали в центральном складчатом сооружении Казахстана уникальные богатые рудные месторождения и в огромном количестве месторождения нерудного сырья.

В раннедокембрийских породах встречаются месторождения железа в джеспелитах (Карсакапайское и др.). В Локчетау известны графитовые, каолиновые и андалузитовые породы.

К кембрийским карбонатам приурочены залежи фосфоритов (Каратау), кремнисто-карбонатные сланцы венда - ванадиеносные. С каледонскими гранитоидами связаны медно-молибденовые, скарново-гидротермальные месторождения полиметаллов, медно-порфировые руды Бошекула. С массивами гипербазитов связаны месторождения хромита, медно-никелевые руды и драгоценные камни.

С средне-верхнепалеозойскими гранитоидами связаны месторождения железа, марганца (Джезказган, Улутау), медистые песчаники и полиметаллы (Джезказган). В девонских и пермских отложениях - гипс, каменная соль.

В верхнем палеозое - угленосные месторождения (Караганда, Экибастуз).

Начиная с триаса, с охватом верхнего карбона, существовал перерыв в осадконакоплении и образуются мощные коры выветривания. Поэтому во многих местах, особенно в карстовых пещерах, развиты залежи бокситов (триас).

С триасовыми континентальными песчано-глинистыми толщами связаны бурые угли (Бейкогур, Киякты). Юра тоже континентальная - в унаследованных и наложенных впадинах: в Караганде - конгломераты, песчано-глинистая толща с бурым железняком, углем (до 200 м); в Майкюбенской впадине - внизу песчано-глинистая угленосная толща, вверху - конгломераты и песчаники (160-170 м); в Экибастузе - также бурый уголь (юра).

Меловые отложения - континентальные песчано-глинистые осадки во впадинах. Палеоген, неоген - континентальные, имеют ограниченное распространение.

Только в Тенгизской впадине верхняя юра и мел являются морскими песчано-глинистыми осадками, связанными с морской трансгрессией и соединением морских бассейнов юга Русской платформы, Западно-Сибирской низменности и западной части Средней Азии через Тургайский пролив. В этот период Кокчетауский массив как бы является островом среди верхнеюрских, меловых и палеогеновых морей.

В семидесятых годах под руководством видного геолога - президента Академии наук Казахстана К.И.Сатпаева была составлена металлогеническая карта Балкашского региона и в мощных эффузивно-осадочных и интрузивных породах герцинского этапа открыты более 200 полиметаллических, медных, свинцово-цинковых и других месторождений.

А л т а й с к а я г е о с и н к л и н а л ь н а я з о н а

Геологическое строение Алтая тесно связано с геологией центрального складчатого сооружения Казахстана, с одной стороны, и геологическим строением Салаира-Саянской области, с другой. На севере с крутым обрывом 300-500 м высотой с Алтайской зоной граничит Западно-Сибирская низменность.

Монгольский Тенну-Ола в средней части юга Алтая образует горный узел Таоын-Богда-Ола (пять священных гор) с вершиной 4356 м. Этот узел в западном направлении через Тарбагатай, Сарымсақты соединяется с горными массивами востока Казахстанского складчатого сооружения (хребет Чингиз), в восточном направлении через хребет Сайлюгем (3500-4029 м) соединяется с хребтами Салаира-Саянской области (хребет Шапшалский, 3507 м и др.).

В северном направлении образуются самые высокие горы: Северо-Чуйская (4173 м) и Южно-Чуйская (3942 м) и Катунский массив (гора Белуха - 4506 м). Далее на север идут грабено-ступенчатое понижение с образованием ряда хребтов: Теректинский (2792 м), Айгулакский (3444 м), Семинский, Анжуйский (2009 м), Куминский (1889 м). Через центральную часть Алтая протекает р. Катунь, по долине ее из г. Горно-Алтайска в Монголию идет Чуйский тракт.

Удивительно, на коротком расстоянии от г. Бия по пути Чуй-

ского тракта мы наблюдаем смену ландшафта и климатических условий: г. Бийск – степной рельеф, далее к Горно-Алтайску – равнина с широкими, многочисленными разветвлениями притоков р. Катунь, далее на юго-восток постепенно долина суживается, появляется смешанный лес и еще выше (1700–1900 м) хвойные леса. В районе поселка Кош-Агач (до 3000 м) близ границы (40–50 км) с Монголией обширная площадь тундры (плоскогорье без лесов, даже без кустарников).

Территория Алтая разделяется на Горный Алтай и Рудный Алтай, при этом Горный Алтай сложен каледонской складчатостью и Рудный Алтай – герцинской складчатостью.

Горный Алтай от Саяно-Саянской области отделен по Телецкому озеру и р. Бия, а Рудный Алтай от центрально-складчатого сооружения Казахстана – Иртышской впадины и оз. Зайсан. Все выделенные структуры имеют северо-западные простирания и обрываются на юге Иртышской впадины в Западно-Сибирской низменности.

В пределах Горного Алтая выделяют: катунскую антиклиналь (на востоке) и Халзунско-Чуйскую антиклиналь (на западе), осложненные (центральная часть) образованной в нижнем девоне наложенной впадиной (Каргонская зона). Между этими антиклиналями выделяется Чуйско-Ануйская синклиналь, ограниченная с двух сторон разломами и резко суживающаяся в юго-восточном направлении.

К середине северо-восточного глубинного разлома взброса – надвига приурочиваются крупнейшие месторождения ртути. Одно такое месторождение расположено над п. Акташ (1500 м). На высоте 3000 м в зоне разлома, где кембрийские песчаники надвинуты на юго-запад. На метаморфической толще размещается рудная зона. Месторождение находится в области вечной мерзлоты. В штольнях после отпалки вместо воды течет ртуть. Фабрика расположена здесь же на высоте 2000 м. Вниз в баллонах спускают готовую продукцию.

Горный Алтай отделен от Рудного Алтая зоной глубинного разлома – Иртышской зоной смятия и Бухтармы на севере. В пределах Рудного Алтая выделяют следующие структурные зоны северо-западного простирания: Рудно-Алтайская, Южно-Алтайская, Кальба-Нарымская и Чарская. Все выделенные структурные зоны ограничиваются глубинными разломами.

В пределах Горного Алтая самыми древними (имеющими выходы

на дневную поверхность) являются отложения предположительно рифея (в Теректинских горах), венда и кембрия, представленные карбонатными, эффузивными, кремнисто-вулканогенными и терригенными породами, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитной фации, на них залегают средний кембрий – обломочные породы: алевролиты, песчаники, сверху со слоями более грубых разностей. Общая мощность рифея – кембрия – 8-10 км. На них залегают несогласно, базальными горизонтами терригенно-карбонатные, грубообломочные терригенные породы, с прослоями эффузивов основного и среднего состава, с образованием простых складок, без метаморфизма, как покровные осадки, мощностью 9-10 км.

Верхний силур развит в Чуйско-Ануйской синклинали – терригенно-карбонатные и лагунно-континентальные породы с бокситом. В наложенных впадинах (Каргонская) и местами в зонах грабелей развиты лагунно-континентальные, красноцветные отложения с эффузивами среднего и кислого состава большой мощности до 6-7 км. В пределах северо-западной части Чуйско-Ануйской зоны развиты терригенно-карбонатные осадки морского происхождения мощностью до 2-3 км.

В пределах Халзунско-Чуйской антиклинали в наложенных впадинах (грабелях) развиты мощные эффузивные породы – верхи силура и низы девона, представленные кислыми вулканитами мощностью до 4-х км, с внедрением крупных порфировидных гранитов (карбон).

В пределах Рудного Алтая, как и в пределах Горного Алтая, наиболее древними являются отложения докембрия, кембрия, ордовика и нижнего силура, представленные кварц-эпидот-хлоритовыми сланцами, с пачками измененных зеленокаменных эффузивов основного состава мощностью до 5-6 км. Начиная с верхнего силура, закладывается подвижная зона – геосинклиналь, существовавшая в течение верхнего силура, девона и нижнего карбона.

Здесь широко развиты эффузивные породы различного состава: базальты, базальто-липаритовая формация (верхний силур и нижний девон) и андезиты и базальты (верхний девон и нижний карбон). В составе эффузивов широко развиты туфы, туфо-лавы, лавобрекчии и др. В осевых частях антиклинория они фациально замещаются флишoidalными глинисто-сланцевыми, терригенно-карбонатными образованиями, мощность которых на Южном Алтае достигает 10-12 км, в приподнятых частях (антиклиналях) мощность сокращается до 4-5 км.

В Калба-Нарынской и Чарской зонах широко развиты кремнисто-диабазовые, спилито-кератофировые, карбонатные осадки ордовика и силура, прорванные гипербазитами, габброидами.

Верхняя часть разреза (верхний девон и нижний карбон) характеризуется мощной терригенной толщей – мелководных песчаников, карбонатных отложений с эффузивами различного состава (12–14 км).

Разрез заканчивается прибрежно-морскими обломочными, наземно-вулканогенными, вулканогенно-обломочными красноцветными, иногда сероцветно-угленосными толщами мощностью на юге до 7–8 км. Они прорваны Змеиногорским и Калбинским комплексами. Средний карбон пермского возраста с габброидами, диоритами, гранодиоритами и гранитами.

Характерно, что в Калба-Нарынской зоне встречается редкометальное оруденение – вольфрам-оловянного типа, в северо-восточной части Рудного Алтая другая редкометальная зона – вольфрам-молибденового типа и между ними располагается полиметаллическая зона с крупнейшими полиметаллическими месторождениями (Змеиногорск, Зыряновск, Риддери и др.).

В северо-восточной части выделяется крупнейшая полиметаллическая – Бухтарминская зона.

Полезные ископаемые

Территория Рудного Алтая известна своими полиметаллами с ХУШ века. Поэтому первые геологические карты были составлены в пределах Алтая (известное Риддерское месторождение). Известны месторождения молибдена, вольфрама, олова, меди, в скарнах магнетитовые руды, также в скарнах – месторождения меди, свинца, цинка, кобальта, железа. В терригенных отложениях – боксит.

Предполагают развития колчеданно-полиметаллических и колчеданно-медных месторождений, связанных с мощными вулканогенными породами девона и частью нижнего карбона, типа месторождений Урала.

Мезозойская геосинклиналь -
Верхояно-Чукотское
складчатое сооружение
северо-востока Азиатского
континента

Районы мезозойской складчатости широко распространены в земной коре. В формировании восточной части Азиатского материка первостепенная роль принадлежит мезозойской складчатости. Грандиозные горные сооружения - Верхояно-Колымские, Дальневосточные, Индокитайские, окаймляющие Тихий океан с запада, поднялись в результате колоссальных движений земной коры в различных эпохах мезозоя. Громадные сооружения Анд, Кордильер, растянувшиеся вдоль восточного берега Тихого океана почти на 20 тысяч километров, большей своей частью являются продуктом мезозойского тектогенеза.

Мезозойская складчатость известна в южной Англии, в Северной Франции, в Саксонии, Судетах, Польше, Аппенинах, в Балканах, Крыму, Кавказе, Средней Азии, Сибири, Китае, Японии, Новой Зеландии, Австралии, в Атласских горах в Африке и др. регионах.

Для мезозойского периода характерным является развитие грандиозных батолитов - гранитоиды различных фаз мезозоя. Батолит Сфerra-Невады имеет 3000 км в длину и 600 км в ширину, батолит Британской Колумбии простирается на протяжении 1000-7500 км в южный окон. Главная масса магм внедрилась в конце юрского периода, но продолжалась и в нижнем мелу. Они создали богатейшее оловянное оруденение, известное, например, в Боливии, Верхояно-Колымских хребтах и других местах. Другой особенностью является почти однотипность металлогении перми и триаса и их мощность.

В 30-х годах северо-восток Азиатского континента представлял собой "белое пятно", было известно геологическое строение лишь существующих рудников, где работали политзаключенные (Магадан) и специалисты-геологи. Заключенные изучали геологию этих краев. Территория востока Азиатского континента находится в зоне вечной мерзлоты, в северных регионах температура "0°" фиксируется на глубине 400-600 м, на юге - до 100-300 м. Поэтому в летний период, когда температура воздуха поднимается (даже до +40° в бассейне р. Мая), поверхность растаивает, но вода в

толщу не уходит и местность превращается в непроходимое болото. В зимний период все коренные породы покрываются снегом. Поэтому очень трудно было изучение геологического строения региона. Сначала изучали геологическое строение по долинам рек и сухих притоков, создавая узкие полоски геологической карты, после сопоставления и обобщения этих полос составили геологическую карту региона. Только после 50-х годов началось планомерное изучение территории. Только после 50-х годов определили существование более 200 ледников на хребте Черском. Постепенной детализацией геологического строения (истории развития) выявлена крупнейшая оловоносная провинция, открыты месторождения ртути, сурьмы, полиметаллов, золота в отложениях мезозоя.

В 30-х годах академик С.С.Смирнов, изучая материалы по геологическому строению восточной и западной части Тихого океана и прилегающей полосы континентов, установил их относительную тождественность. Одновременно была показана близость проявления месторождений различных металлов (олово, вольфрам, золото, железо и др.).

Кроме того им выявлено соответствие масштабов проявления (интенсивности) складчатости и оруденения, и он приходит к заключению, что широкая площадь интенсивной альпийской складчатости Американских континентов (северного и южного) содержит месторождения соответствующего возраста и масштаба. Мезозойская складчатость проявлена здесь в узких зонах и, соответственно, количество месторождений и масштаб их незначительны. И наоборот, в Азиатской части альпийская складчатость занимает значительную площадь и поэтому месторождения соответствующего возраста должны быть больше, нежели в Американских континентах. Мезозойская складчатость в Азиатской зоне занимает огромные площади и выше по интенсивности, соответственно, масштабы месторождений мезозойского возраста колоссальные.

По заключению С.С.Смирнова, северо-восточная и юго-восточная части Азиатского континента являются уникальным регионом с оловом, вольфрамом, полиметаллами и др. элементами руд. Территорию мезо-кайнозойской складчатости он разделил на внешнюю и внутреннюю зоны Тихоокеанского складчатого пояса. Мы остановимся на Верхояно-Чукотском складчатом сооружении северо-востока Азиатского континента.

Площадь омывается с севера Восточно-Сибирским, Чукотским морями, с востока — Беринговым морем и с юго-востока Охотским. На западе граница проходит по р.р. Лена и Алдан (восточная граница Сибирской платформы).

Много километров занимают хребты северо-западного простирания — Верхоянский, Черский и северо-восточного простирания — Колымский. Наибольшая высота находится в западной части Черского хребта на горе Победа — 3147 м.

От Черского хребта в северном направлении протекают, беря начало с гор, реки Яна, Индигирка, Колыма. Между этими реками располагаются плоскогорья — мелкие хребты — Алазейский, Юкагырский. Большую площадь занимают Колымский и Омолонский срединные массивы, где фундамент архей-протерозойского, рифей-вендского и нижне-палеозойского возрастов, выходит на поверхность как на западе — Яно-Колымская зона, так и на востоке — Анжуйско-Чукотская зона. Резко отличаются по своему составу отложения геосинклинальной системы от карбона до средней юры, а также постгеосинклинальной истории, начиная с верхней юры до нижнего мела.

В Яно-Колымской и Анжуйско-Чукотской зонах отложения среднего и верхнего карбона, перми и триаса — до средней юры, являются геосинклинальными. В Анжуйско-Чукотской зоне геосинклинальные осадки, начиная с триаса до средней юры, являются орогенными и имеют одинаковый возраст с отложениями Яно-Колымской зоны (верхняя юра — нижний мел).

С.В.Обручев в 1937 году на международном геологическом конгрессе (Москва) выступил с докладом о тектонических особенностях северо-востока Азии. По его схеме выделяются Верхоянская оросинклиналь, Колымская платформа, Юкагырская платформа, Чукотская оросинклиналь, Гиперборейская синклиналь, возникшие в течение палеозойских циклов тектогенеза. Тихоокеанский цикл охватывает пермь-нижний мел, объединившие Колымскую и Юкагырскую платформы.

Не приводя многочисленных схем, надо отметить, что в пределах этого региона геосинклинальная зона заложена, начиная со среднего карбона; протягивается этот процесс в различных частях до нижнего триаса.

Э.Зюсс и другие выделяют две фазы горообразования: I) меж-

ду триасом - лейасом; 2) между юрой и неокомом.

К концу мезозоя денудационные выравнивания и пенепленизация зашли глубоко, повсеместно срезали докембрийские, палеозойские и молодые горы, превратив их в плоскогорья и невысокие равнины.

В Яно-Колымской зоне архей нижнепротерозойские, верхнепротерозойские, ниже-среднепалеозойские комплексы несогласны в соотношениях меж собой. В Анюйско-Чукотской зоне еще дополнительно выделяется верхнепалеозойский комплекс, которые вместе составляют основание мезозойской геосинклинали.

Архейские отложения представлены гранат-биотитовыми, гиперстен-биотитовыми гнейсами, пронизанные гранитами, пегматитами (возраст до 3400 млн. лет).

Нижний протерозой характеризуется толщами гнейсов, амфиболитов, кварц-мусковитовых и хлоритовых кристаллических сланцев, порфиритоидов, кварцитов, мраморов, метаморфизм которых менее интенсивен, чем в архейских породах; залегают несогласно на последних. Верхний протерозой (рифей, венд) представлен толщами терригенных и карбонатных пород, которые с резким угловым несогласием залегают на более древних образованиях (докембрий обнажается в Охотском, Колымском, Омолонском срединных массивах, Хараулахских горах (в низовьях р. Лены) и в Сетте-Дабанском антиклинории), иногда мощность отложений достигает 10 км (в Юдомо-Майской зоне). В пределах срединных массивов мощность резко сокращается: до 4-х км на Колымском, до 1 км на Охотском и до 1,5 км на Омолонском массивах.

Ниже-среднепалеозойский комплекс охватывает кембрий, ордовик, силур, девон и нижний карбон, представлен карбонатными, терригенными (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы) и реже вулканогенными осадками до 10-12 км мощности. В юго-западной части Анюйско-Чукотской зоны среднепалеозойские отложения (девон и нижний карбон) представлены диабазами, спилитами, туфами основного состава, кремнистыми породами, туфопесчаниками, известняками. В верхней части разреза осадки становятся андезитами, кислыми эффузивами, конгломератами (более 4500 м). В некоторых срединных массивах (Колымский, Омолонский и др.) из разреза часто выпадают ордовик, силур и нижний девон, отложения становятся известняками, кремнисто-глинистыми сланцами и

эффузивами основного состава (от 500 до 3000 м).

Отложения верхнего карбона и перми развиты только в Анжино-Чукотской зоне и представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и известняками, прорванными верхнепалеозойскими габбро, плагиогранитами.

Как видно из изложенных геологических разрезов, отложения с верхнего протерозоя являются покровными образованиями докембрийской платформы. Выше идут мезозойские геосинклинальные осадки от среднего карбона до средней юры, отложения которых объединяются под общим названием – Верхоянский комплекс, состав его песчано-глинистый, иногда грубообломочный. Количество тонкообломочных и грубообломочных разностей по объему от яруса к ярусу меняется, так карбон и нижняя пермь характеризуются неравномерным переслаиванием песчаников, алевролитов, глинистых сланцев. В верхней перми преобладают песчаники, существенную роль играют гравелиты и конгломераты, встречаются прослой углей и кислых эффузивов. Для триаса характерно преобладание аргиллитов, глинистых сланцев, чередующихся с песчаниками, в нижне- и среднеюрских отложениях снова возрастает роль песчаников. Суммарная мощность Верхоянского комплекса достигает 15000 м.

Карбон и пермь имеют максимальную мощность в Верхоянском антиклинории, сокращаются в восточном направлении, а триасовые и юрские отложения достигают наибольшей мощности на востоке, что говорит об изменении площади максимального прогибания (иногда миграция прогиба идет в одном направлении в карбоне и перми и в другом – триасе и юре). В верхней юре геосинклинальные зоны подвергаются складчатости.

В пределах срединных массивов осадки, обладающие большой мощностью в геосинклинальных зонах, имеют малую мощность и, по существу, являются покровными образованиями, приуроченными к синклинальным структурам, – мощность максимум до 2,5 км (от карбона до средней юры).

Инверсия Верхояно-Чукотской зоны охватывает верхнюю юру и нижний мел, характеризуется развитием молассов, в межгорных унаследованных и вложенных впадинах развиты верхнеюрские-нижнемеловые конгломераты, песчаники и другие терригенные материалы преимущественно континентального и, реже, морского происхождения. Континентальные осадки являются угленосными (Алазейское,

Момское плоскогорья и др. регионы), мощность осадков иногда достигает 4–6 км.

Инверсия характеризуется формированием многочисленных интрузивных массивов гранитоидов, приуроченных к зонам глубинных разломов (с ними связаны золоторудные и оловяно-вольфрамовые месторождения).

В Южно-Анжуйской зоне верхняя юра и нижний мел представлены базальто-липаритовой и спилит-кератофировой формацией, яшмами, глинисто-кремнистыми сланцами, флишевой толщей (до 4–6 км), с готерива разрез сменяется грубообломочно-терригенными и вулканогенно-терригенными молассами, внедряются гипербазиты, габброиды и гранитоиды.

В верхнем мелу, палеогене развиты вулканогенные формации, интрузивные породы, связанные с активизацией и формированием мощного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс протягивается на 3000 км, имея ширину от 100 до 300 км. Эти эффузивы несогласно залегают на древних отложениях Берхояно-Чукотского складчатого сооружения, сложены андезитами, лавами андезитов и андезито-базальтов, которые сменяются по простиранию и по вертикали туфами, туфо-песчаниками и другими терригенно-вулканогенными породами, также континентально-туфогенными отложениями с линзами углей. Возраст рассмотренной толщи охватывает апт-туронский, сенон-двтский и раннепалеогеновый периоды. Общая мощность составляет 1,5–3 км, андезито-базальтовой части – до 4–5 км. Широко развиты зоны проседания, кольцевые структуры. В горных районах развиты впадины, заполненные неоген-четвертичными континентальными осадками.

Полезные ископаемые

Железные руды в кварцитах докембрия, палеозойских отложениях. Линзы углей в пермских отложениях. С внедрением гранитоидов мезозоя связаны золото, олово, вольфрам, полиметаллы, ртуть. Эти оруденения связаны с малыми интрузиями кварцевых диоритов и других пород, внедрившихся в конце юры, раннем и позднем мелу. Олово-вольфрамовое оруденение связано с лейкократовыми гранитами, внедрившимися в середине и конце верхнего мела.

Свинцово-цинковое оруденение известно в западной части

Яно-Колымской зоны, западных регионах Анжуйско-Чукотской зоны и в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Совместно с полиметаллами встречаются ртуть, сурьма, золото.

Среднеурскими, нижнемеловыми молассаами связаны месторождения каменных и бурых углей (Предверхоянский прогиб, Алазейское, Момское плато и др.). Есть месторождения графита (на контакте интрузивов с угольными пластами). В прогибах (Предверхоянский) - выявлены месторождения газа и нефти.

Нам хотелось бы отметить один факт, поддерживаемый многими исследователями. Верхоянский комплекс имеет большую мощность (до 15 км) и занимает огромную площадь, его песчано-глинистая толща, кроме других элементов, отличается резко повышенным фоном содержания олова (до 10 раз превышает кларк) и все интрузивные породы, формирующиеся внутри этой толщи, также специализируются на олове. Постмагматическая деятельность создает месторождения олова, чему способствовала алюмо-силикатная ассимиляция (роль вмещающих пород в образовании, с одной стороны, петрогенетических типов интрузивных пород, а с другой - металлогенетическая специализация их и "продуктивная" постмагматическая деятельность).

А л ь п и й с к а я с о в р е м е н н а я
г е о с и н к л и н а л ь н а я з о н а .
В о с т о ч н о - А з и а т с к а я
г е о с и н к л и н а л ь н а я з о н а

В основном в эту зону входят: восточная часть - Чукотско-Анадырская впадина, Коряцкое нагорье, полуостров Камчатка, Курильские острова; Сахалин, Адеутские острова; юго-восточная часть - Верхоянская дуга; хребет Черского, Охотская дуга, Японская дуга, дуга Риу-Киу; площади, заключенные внутри дуг, - Берингово море, Охотское море, Японское море, море Тунь-Хой. Эта территория еще называется областью островных дуг Азии. Мы рассмотрим северную часть этой области, которая входит в территорию СНГ.

Камчатка - далекий край. Несмотря на суровый климат, территория изучалась многими исследователями (С. Крашениников, И. Вознесенский, Н. Греоницкий, Ю. Лиснянский, К. Богданович,

А.Н.Заварицкий, Е.Владовец и многие другие). Камчатка протягивается в меридиональном направлении не более 1200 км. Наибольшая ширина центральной части достигает 483 км. По геологическому строению и геоморфологии Камчатка делится на регионы: средняя полоса состоит из двух хребтов – срединного и восточного. Между ними расположена Центрально-Камчатская впадина шириной на юге 2–4 км, на севере – до 40–50 км, длиной до 500 км, где течет река Камчатка. Срединный хребет – цепь горных кражей с наибольшей вершиной до 3627 м, обладает потухшим Авачинским вулканом, средняя высота колеблется от 300–400 м на севере, до 1500–2000 м на юге, с асимметричным строением: пологим и широким (до 20 км) западным, крутым и узким (до 4–5 км) восточным склонами.

Восточный хребет состоит из системы хребтов (Ганальские Бостряки, Балагинский и Кумро), западный склон – крутой, а восточный – пологий, продолжается до берегов Тихого океана. На юге расположена цепь Ганальских Востряков с отдельными пиками до 2069 м. Севернее протягивается Балагинский хребет с фирнными полями и ледниками.

К востоку от срединного хребта расположено, обращенное к Беринговому морю, восточное побережье – низменная равнина с мощными дочетвертичными отложениями. Едоль берега моря протягивается плоская полоса песчаных и глинистых отложений, покрытых мощным слоем торфа, а к подножью срединного хребта примыкает абразионная равнина неогеновых песчанников, песчано-глинистых накоплений с вулканическим пеплом.

Важным элементом на востоке является холмистая равнина с конусами вулканов, с мощным покровом лав, туфов, вулканического песка и пепла. Высота лавовых кремнистых плато колеблется от 500 до 1000 м.

На Камчатке исключительно развит вулканизм как мезозойский, так и кайнозойский, до современного включительно. Мезозойские вулканогенные породы превращены в зеленокаменные образования. На Камчатке существуют две вулканические зоны: западная – с потухшими вулканами и восточная – с действующими вулканами. Вулканы имеют огромные размеры. Выявлены 127 вулканических, сильно разрушенных конусов и кальдер. Из 22-х действующих вулканов наиболее активными являются Ключевский (4850 м), М.Семлячик (1486 м) и Авачинский (2751 м). Менее активны Шивелус

(3283 м), Опало (2475 м), Кихпынич (3528 м), Горелый хребет (2173 м), Кошемьо (1862 м). Малоактивными считают Казилин (2375 м), Большой Семячик (1486 м), Лупановский (2839 м), Корякский (3456 м), Ильинский. Из вулканов, имеющих высоту более 4000 м — три, девять — от 3000 до 4000 м, девятнадцать — от 2000 до 3000 м, остальные менее 2000 м. Всего 13 действующих и 9 потухших вулканов.

Ключевской вулкан один из величайших вулканов мира. Высота колеблется в пределах 4778–4850 м. Вулкан возник, как предполагают, 5000 лет тому назад. Излившиеся лавы иногда достигают 32 км в длину.

После 30-х годов обнаружены гейзеры (Долина гейзеров) — не менее 22-х крупных и сотни мелких гейзеров с температурой воды до 99°C, периодически выбрасываемая струя имеет высоту от 10 до 50 м, действуют в течение от нескольких до 15 минут, иногда более.

На Камчатке много горячих источников с температурой воды в одной группе от 20 до 50°C, а в другой — от 50 до 100°C, приурочены к зоне разлома.

К юго-западу протягивается на 1200 км Большая Курильская гряда с действующими и потухшими вулканами. Всего насчитывается 100 вулканов, из 21 действующих на суше, 4 — подводных, самый активный вулкан Алаид высотой 2339 м, поднимающийся прямо от поверхности моря.

В южной части параллельно Большой Курильской гряды располагается Малая Курильская гряда, протягивающаяся на 105 км. С юго-запада Камчатки в южном направлении идут острова: Шумшу, Парамушир, Онекотан, Харимкотан, Шишкотан, Матуа, Черные братья, Симушир, Уруп, Итуруп, Кунашир, Шикотан и др. Все острова снабжены конусами вулканов. Вершины островов выступают над уровнем моря от 300–500 м до 2000–3000 метров.

Характерно, что в сторону Охотского моря склоны их под уровнем воды погружаются до 3000 м и со стороны Тихого океана — более чем 10000 м. Значит некоторые вулканы имеют высоту до 12000 м (от основания). Вулканы расположены на водоразделе узкой антиклинали.

Некоторые исследователи считают, что на границе плиоцена и миоцена происходило опускание восточной части Охотского моря,

т.к. во внутренней части его (в обнажающихся отложениях берегов суши) нет миоцена. Здесь развиты отложения плиоцена. Во внешней зоне Охотского моря существуют миоцен и плиоцен. Отсюда делают вывод о том, что Курилы являются продолжением гор с вулканами (вулканический пояс Камчатки) Камчатского полуострова. После опускания земной коры (сильно и быстро в восточной части) Охотского моря вершины гор превратились в острова с вулканами. По простиранию гор антиклиналей располагаются разломы с поперечными ответвлениями. Все вулканические аппараты расположены в зоне дугообразных разломов.

Взрыв г. Безымянной в 1948 году уничтожил конус высотой 80 м и выбросил обломки пород, лав, пепел до 50 км, что по силе больше, чем взрыв средней атомной бомбы.

Самый большой остров на юге - Кунашир с двумя вулканами Тятя и Менделеева, действующие сольфатарные вулканы. Породы, слагающие острова, в основном вулканические, пробуренные до 600 м скважины дают пары, подогретые до 160°C, с давлением в устье - до 10 атм. Такие подогретые пары имеются в недрах Камчатки. Их получают с глубин 1800 м и используют в геотермических электрических станциях (ныне действующие Поужетская ГЭС).

В разрезе Камчатки участвуют докембрийские отложения (?) и палеозой (южная часть срединного хребта). Унизу глубоко метаморфизованные породы - гнейсы, пегматиты, амфиболиты, кристаллические сланцы и выше - филлиты, вулканические породы, метаморфизованные песчаники. Общая мощность достигает 10-15 км. Нижняя часть разреза относится к рифею (1300 млн. лет) и верхняя - к палеозою и мезозою, прорванные габброидами и мелкими телами гранитоидов. Главная часть мезозойских образований - глинистые сланцы, песчаники и туфо-вулканогенные породы, являются меловыми (хотя некоторые исследователи приписывают им юрский возраст). Они начинаются базальными горизонтами (нижний мел) и выше идут терригенно-вулканогенные породы верхнего мела - в сеномане переслаиваются морские и континентальные (угленосные) осадки (до 4-5000 м). Палеоген, нижний и средний миоцен - эвгеосинклинальные осадки, с которыми связаны гнейсы, габброиды и гранитоиды. Отложения палеогена и неогена представлены морскими и континентальными разностями (даже миоцен угленосный), чередующимися меж собой с увеличением мощности морских осадков в сто-

рону Тихого океана и, наоборот, увеличением мощности континентальных в сторону суши.

Геосинклинальный комплекс состоит из кремнистых сланцев, туфов, туффитов основного состава, спилитов, диабазов, глинистых сланцев, туфопесчаников (поздний мел), на них залегают палеогеновые диабазы, туфы, кремнистые сланцы, выше — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники с линзами, прослоями туфов, туффитов основного состава и конгломератов (8–10 км). Выше идут нижний и средний миоцен, представленный переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами с примесью вулканогенных пород (от 1–2 км до 6–8 км).

В западной части Камчатки палеоген, нижний и средний миоцен характеризуются чередованием морских и континентальных (с углем) осадков. К концу миоцена возникает складчатость с образованием Центрально-Камчатского и Восточно-Камчатского синклинорий и между ними Восточно-Камчатский антиклинорий. В плиоценовый и четвертичный периоды развиты наземные, прибрежно-морские и морские терригенные осадки и вулканогенные породы. Залегают они несогласно на ранних образованиях, пронизаны мелкими интрузивными телами. Континентальные песчаные осадки содержат слои, линзы туфов, бурых углей (до 2 км).

Четвертичные вулканогенные покровы занимают площадь от южной части Камчатки до мыса Озерного и представлены платобазальтами, андезитами, дацитами и игнимбритами, шлаками, пемзами. Остров Сахалин продолжается на юг до острова Хоккайдо, образуя одну складчатую систему.

Главный Сахалинский разлом, идущий вдоль Тымь-Поронайской впадины, делит остров на два — на восточную (внутреннюю) и западную (внешнюю) зоны.

По существу возникает Восточно-Сахалинский антиклинорий, Западно-Сахалинский антиклинорий и Центрально-Сахалинский синклинорий (Центрально-Сахалинская низменность — Тымь-Поронайская низменность).

Восточный антиклинорий, прилегающий к Охотскому морю, сложен, главным образом, палеозойскими породами (гор Лопаты) и западный антиклинорий, тяготеющий к Татарскому проливу, — меловыми и третичными терригенными породами.

Неоген-четвертичные осадки континентального и прибрежно-

морского происхождения заполняют Центрально-Сахалинскую низменность.

Историко-геологическое строение восстанавливается условно, осадки представлены графитистыми и слюдястыми сланцами, филлитами, кварцитами, зелеными сланцами с возрастом (условно) среднего палеозоя.

Во внутренней зоне встречаются кремнисто-сланцевые, граувакковые терригенно-флишоидные и вулканогенно-кремнистые осадки мощностью до 15 км. Среди этой толщи выделяются: нижний этаж, сложенный граувакковыми песчаниками, кремнистыми породами, спилитами, андезитовыми порфиритами с кератофирами, известняками, до 1000 м мощности (верхний палеозой); средний этаж, сложенный кремнисто-глинистыми сланцами, яшмами, туфами, спилитами, диабазами и терригенными осадками, конгломератами, до 4000 м (триас - нижний мел); и верхний структурный этаж, представленный кремнистыми алевролитами, туфопесчаниками, туфами, эффузивами среднего и основного состава, яшмами и известняками - до 10 км (верхний мел). Это все говорит о том, что начиная с позднего палеозоя внутренняя зона испытывала почти непрерывное геосинклинальное прогибание, сопровождающееся подродными вулканическими излияниями и образованием небольших тел перидотитов, габброидов, гранитоидов. Внешняя зона характеризуется развитием верхнемеловых, палеогеновых, ниже- и среднемиоценовых морских, прибрежно-морских и, реже, континентальных терригенных образований мощностью до 10-15 км.

В различных частях внешней зоны мощность осадков даже одного периода меняется. Например, для верхнего мела: на юге - 7-8 км, на севере - 10-11 км.

На верхнемеловых отложениях несогласно, с разрывом ранних осадков, залегает палеоген - конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с линзами углей, сменяющиеся вверх прибрежно-морскими, морскими алевролитами, аргиллитами, песчаниками и гравелитами (мощность палеогена достигает 3000 м). Выше идут переслаивающиеся туфопесчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями туфов, андезитов и базальтов миоцена мощностью до 2-4 км.

Плиоцен и четвертичные отложения представлены континентальными, прибрежно-морскими осадками. В Тымь-Поронайской впа-

дине к ним относятся песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины с прослоями конгломератов, среди них присутствуют базальты, андезиты-базальты, туфы. В отложениях неогена (3-6 км) содержатся залежи нефти и газа (месторождения Эко, Укоба и др.).

Полезные ископаемые

На Камчатке с габбро-норитами связаны сульфидные медно-никелевые проявления, с вулканогенно-кремнистыми осадками - проявления меди, марганца, железа, а с гипербазитами - хромиты. Во внешней зоне - ртуть; с палеогеновыми осадками связаны месторождения каменных углей (Западная Камчатка). В плиоценовых образованиях - пласты бурых углей, в неогеновых - нефть; полиметаллы, медь, ртуть, мышьяк, сурьма, висмут, связанные с магматическими породами.

В пределах Сахалина наибольшее значение имеют месторождения углей, нефти и газа. В прибрежно-морских, континентальных осадках размещаются месторождения угля палеогенового и поздне-мелового возраста.

Гипербазиты и габброиды сопровождаются мелкими ореолами проявлений меди, никели, кобальта, хромита, магнетита, с поздне-меловыми и палеогеновыми гранитоидами связан шеелит.

Основные нефтяные и газовые месторождения размещены в северной части Тымь-Поронайской низменности в верхне- и средне-миоценовых отложениях. Сейчас осваивается нефть в шельфах Сахалина.

В Восточно-Сахалинских горах с плиоценовыми магматическими породами связаны сурьма и ртуть. Восточно-Азиатская геосинклинальная зона сейсмичная. Происходят землетрясения до 9-10 баллов. Даже четвертичные отложения слабо дислоцированы, иногда залегают с наклоном до 20-30°.

Что можно сказать об истории геологического развития северо-востока Азии? Блоки архейско-нижнепротерозойского метаморфического комплекса, обнажающиеся в многочисленных срединных массивах не только внутри мезозойских, но и в альпийских складчатых сооружениях, говорит о существовании до развития геосинклинальных зон дорифейской континентальной коры. Эта кора была жесткой, являлась фундаментом структур типа платформ, которые раздробились, подверглись частичной деструкции с образованием подвижных зон между блоками. В связи с отсутствием в большой

части рассматриваемой территории полного разреза рифея, венда, нижнего и среднего палеозоя, мы не можем восстановить характеристики геосинклиналей этих периодов, но, учитывая геологическую историю других регионов, можно с уверенностью сказать, что и здесь в северо-восточной части Азиатского континента подвижные области от рифея до среднего палеозоя включительно сыграли кодоссальную роль в становлении и развитии этого региона.

В конце палеозоя усилились тектонические движения. Огромные участки земной коры блочно испытывали погружения с формированием Яно-Колымской, Сихотэ-Алинской, Тайгоносско-Корякской геосинклинальных зон, завершивших свое развитие в середине или в конце мезозоя с мезозойской складчатостью и мезозойскими магматическими образованиями.

Своеобразным является миграция геосинклиналей и их инверсия в направлении от внешних (мезозойских) к внутренним поясам (альпийским).

В поздней юре и раннем мелу в районе Берхояно-Чукотской зоны произошла инверсия геосинклиналей (вторая стадия развития геосинклиналей), в этот период (поздний мел, палеоген, начало неогена) наблюдаем активную геосинклинальную зону на площади Камчатки - Сахалинская кайнозойская геосинклиналь. По мнению одних исследователей, идет постепенно преобразование океанической коры в континентальную. По представлению других, идет процесс океанизации континентальной земной коры. С точки зрения третьих, поддерживающих идею "тектоники плит", происходит движение континентов (плит) в горизонтальном направлении по поверхности астиносферы в мантии. В зоне столкновения (субдукции) одна плита погружается под углом 30° (Тихоокеанская), а другая наезжает на нее (Евро-Азиатская), создается своеобразная активная тектоническая зона, с развитием геосинклинали в краевой части наезжающей плиты (ширина может достигать 3000 км). На глубине постепенно возникают магматические расплавы, которые образуют интрузивные массивы, на поверхности мощные наземные и подводные вулканы с возрастом от момента столкновения по сегодняшний день. Именно такие движения создают островные дуги, внутриконтинентальные морские бассейны (Охотское море, Берингово море, Японское море и др.) и самые глубокие морские впадины со стороны погружающейся плиты (Марианская и др.).

Зона сейсмична. Здесь фиксируются землетрясения как с неглубоким расположением очага - 10-12 км, так и глубокофокусные, на глубине 600-700 км - поверхность Бенъофа-Заварицкого-Ванадия.

Изучение рельефа дна показывает, что до середины палеогена площадь Охотского моря (об этом говорилось выше) являлась сушей. Погружение началось в олигоцене, в основном, в миоцене и резко усилилось в плиоцене, когда морской бассейн полностью охватил всю современную площадь Охотского моря. Мелководные образования среди неогеновых отложений и присутствие линз углей в них на западных склонах водораздела Курилл, а также наличие многочисленных перерывов в осадконакоплении говорят об образовании этого глубоководного прогиба (до 3000 м) в недавнем времени.

РЕКОМЕНДОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х.М. Руднопетрографические провинции. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
2. Богоявленская О.В., Пучков В.Н. и др. Геология СНГ. М.: Недра, 1991.
3. Корулин Д.М. Геология и полезные ископаемые СНГ. Минск: Высшая школа, 1970.
4. Кузнецов С.С. Геология СНГ. М.: Госгеолтехиздат. 1960.
5. Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука. 1973.
6. Цейслер В.М., Караулов В.Б. Основы региональной геологии. М.: Недра. 1984.
и др.

О Г Л А В Л Е Н И Е

1. ВВЕДЕНИЕ	3
2. РУССКАЯ ПЛАТФОРМА	4
3. СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА	34
4. ГЕОСИНКЛИНАЛЬ	83
5. ПРИМЕРЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН	
а) Восточные Карпаты	100
б) Геосинклинали Большого и Малого Кавказа	104
в) Урало-Тяньшаньская геосинклинальная зона	110
г) Геосинклинальная зона Урала	110
д) Геосинклинальная зона Салаиро-Саянской области ..	117
е) Геосинклинальная зона Центрального складчатого сооружения Кавказа	121
и) Алтайская геосинклинальная зона	127
к) Верхояно-Чукотское складчатое сооружение северо- востока Азиатского континента	131
л) Восточно-Азиатская геосинклинальная зона	137

Мирходжаев И.М., Одилов Б.Ф.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Учебное пособие

Редактор: Ахметжанова Г.М.

Подписано к печати 7.02.2000г. Формат бумаги 60x84 1/16.
Объём 9.25 п.л. Тираж 250.Заказ №151
Отпечатано в типографии ТашГТУ г.Ташкент, ул.Талабалар, 54



