

Лекция

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Сибирская платформа (СП) по площади несколько уступает ВЕП. В отличие от равнинного рельефа ВЕП на территории СП преобладают денудационные и структурно-денудационные возвышенности и плато со средними высотами более 500 м и максимальными – 2-2,5 км.

Основную часть СП занимает Средне-Сибирское плоскогорье. Южная часть его (Лено-Ангарское плато) приподнята до 1-1,2 км, средняя – относительно понижена (менее 500 м), северная – приподнята до 700-900 м. В крайней северной части плоскогорья находятся округлые в плане Анабарское (900 м) и Путоранское (до 1700 м) плато. К югу от восточного участка Средне-Сибирского плоскогорья (Приленское плато) находится сильно расчлененное Алданское нагорье с высотами в 1-1,5 км (до 2-2,5 км), ограниченное с юга и востока Становым и Джугджурским хребтами (1,9-2,4 км). Восточная и северо-восточная части Сибирской платформы входят в состав низменных равнин: Северо-Сибирской и Центрально-Якутской.

Тектоническая структура СП во многом сходна с ВЕП. Ее архейско-нижнепротерозойский фундамент выходит на поверхность в трех участках: на юго-восточной (Алдано-Становой щит), северной (Анабарский выступ, или щит) и северо-восточной (Оленекский выступ) ее окраинах. Верхнепротерозойско-фанерозойский чехол СП образует огромную Лено-Енисейскую плиту.

В структуре СП выявлен ряд заложённых в рифее авлакогенов: Вилюйско-Патомская система и др.

Отличительными особенностями СП по сравнению с ВЕП являются:

- значительно большая роль магматитов трапповой (нижний триас Тунгусской синеклизы) и гранитоидных формаций (юрские интрузии на Алдано-Становом щите);

- большая интенсивность проявления складчатых деформаций в платформенном чехле (Ангаро-Ленская зона);

- интенсивное проявление процессов новейшего горообразования (Алдано-Становой щит, Средне-Сибирское плоскогорье).

В платформенном чехле СП выделяются, как правило, выраженные в рельефе фундамента синеклизы (глубина залегания фундамента в Тунгусской и Вилюйской синеклизах составляет от -4 до -6-8 км и, предположительно, до -10-12 км), антеклизы (с абсолютными

отметками поверхности фундамента от -1-2 км в Мархинском, Айхальском и Моркокинском поднятиях до -3-4 км – во впадинах Анабарской антеклизы, -1-3 км – в Непско-Присаянской антиклинальной зоне и -2-3 км – в Байкитской антеклизе), перикратонные прогибы и впадины (от -2,5-4 км в Прибайкальском прогибе до -4-6 км в Алдано-Майской впадине) и Алданская моноклиза (зона пологого погружения на север кровли фундамента Алдано-Станового щита до глубин 1-2 км).

В структуре СП важную роль играют авлакогены (грабенообразные впадины), входящие в состав Патомско-Вилульской зоны дислокаций, скрытые под отложениями Вилульской синеклизы. Это Кемпендяйская впадина (глубина залегания фундамента -8-10 км), Мархинская впадина (-6-7 км), Лунгхинская впадина (-10-14 км), которые разделены горстообразными поднятиями: Сунтарским (-0,25-2 км) и др. На поверхность отложения авлакогенного комплекса выходят в пределах Уринского антиклинория (обращенного авлакогена), структура которого была сформирована к началу девона.

Четыре грабенообразные впадины (Котуйская, Верхнеанабарская, Уджинская, Хастахская) отмечены в основании платформенного чехла Анабарской антеклизы.

НИЖНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Нижнедокембрийские отложения выходят на дневную поверхность в пределах Алдано-Станового щита, Анабарского и Оленекского выступов.

Алдано-Становой щит

Алдано-Становой щит разделяется на два мегаблока: Алданский и Становой. Граница мегаблоков маркируется Северо-Становой шовной зоной запад-юго-западного простиранья, представляющей собой серию разрывных нарушений, ограничивающих с юга юрские по возрасту впадины (Чульманскую, Токкинскую и др.).

В контурах Алданского мегаблока выделяются (с запада на восток) Чаро-Олекминский (с наложенной на его тело Кодаро-Удоканской впадиной), Иенгрский, Тимптоно-Учурский и Батомгский блоки.

В пределах Станового мегаблока выделяются Зверевско-Сутамский и собственно Становой блоки.

Иенгрский, Тимптоно-Учурский и Зверевско-Сутамский блоки сложены в основном нижнеархейскими, Чаро-Олекминский, Батомгский и собственно Становой – верхнеархейскими отложениями.

Нижнепротерозойские комплексы наиболее широко представлены в пределах Чаро-Олекминского блока, где ими выполнен Кодаро-Удоканский прогиб, и слагают верхние горизонты трогового комплекса.

Нижнеархейские отложения Алданского мегаблока объединяются в одноименный (алданский) комплекс. В его составе выделяются три серии (иенгрская, тимптонская и желтулинская), сменяющие друг друга в восточном направлении и образующие «зоны» субмеридионального направления.

Иенгрская серия сложена мономинеральными кварцитами (с реликтами первичной слоистости), переслаиваемыми с высокоглиноземистыми (силлиманит-, кордиерит-биотитовыми) гнейсами и сланцами, пироксен-амфиболовыми сланцами и амфиболитами. Первичный состав метаморфитов – кварцевые песчаники, алевролиты и пелиты, в меньшей степени – основные вулканиты. Видимая мощность – 4-6 км.

Тимптонская серия, залегающая несогласно на иенгрской, представлена гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми и двупироксеновыми гнейсами, амфиболитами, известковистыми диопсидсодержащими кристаллическими сланцами, кальцифирами и мраморами. Нижняя (метакарбонатная) часть разреза называется федоровской свитой. Первичный состав метаморфитов – вулканиты основного состава и карбонатные породы. Мощность – 5-8 км. Реконструированные условия метаморфизма пород тимптонской серии: $T=800-900^{\circ}\text{C}$, $P=7-9$ Кбар.

Желтулинская серия сложена гранат-биотитовыми, биотитовыми и диопсидовыми гнейсами, гранулитами с прослоями мраморов, кальцифиров и графитсодержащих гнейсов. Первичный состав метаморфитов – терригенные (песчано-глинистые) породы при подчиненной роли карбонатных пород. Условия метаморфизма пород серии: $T=700-800^{\circ}\text{C}$, $P=5-7$ Кбар. Мощность отложений 3-5 км.

Породы, слагающие алданский комплекс, образуют сложные складчатые структуры (гнейсовые овалы) размером в поперечнике от первых десятков до 350 км. В центральных частях этих куполовидных структур вскрываются интрузивные тела аляскитовых гранитов, окруженные полями развития мигматитов.

В поперечном сечении эти структуры представляют собой концентрически-зональные складчатые комплексы. Осевые поверхности и зеркала входящих в их состав складок (часто изоклинальных) падают

в направлении от центра овалов. Время проявления процессов гранитизации в пределах описываемых структур датируется 3-3,2 млрд. лет.

Нижнеархейские отложения Зверевско-Сутамского блока объединяются в сутамский комплекс. В его составе преобладают пироксеновые, пироксен-плаггиоклазовые и гранат-пироксеновые кристаллические сланцы, возникшие за счет глубокого метаморфизма ($T=800-900^{\circ}\text{C}$, $P=7-9$ Кбар) мафитов и ультрамафитов. Эти породы содержат прослойки кварцитов, биотит-гранатовых и высокоглиноземистых гнейсов и мраморов. Мощность более 5 км.

Параллелизация отложений сутамского комплекса с сериями алданского комплекса дискуссионна в связи с тем, что все их контакты происходят по разрывным нарушениям.

Верхнеархейские отложения наиболее широко развиты в Становом блоке. Сложены они гнейсами разнообразного состава и мигматитами, содержащими реликты образований гранулитовой ступени метаморфизма, в том числе образующими оральные и купольные структуры. Этот гнейсово-мигматитовый комплекс возник, вероятно, в результате диафтореза (регрессивного метаморфизма) в условиях амфиболитовой фации за счет метаморфитов сутамского и/или алданского комплексов. Время проявления диафтореза датируется концом позднеархейского - началом раннепротерозойского эонов.

Структурная зональность в Становом блоке имеет субширотное простирание: именно в этом направлении ориентированы основные складчатые структуры, сланцеватость и разрывные нарушения.

Нерасчлененные верхнеархейские-нижнепротерозойские отложения образуют троговый комплекс, заполняющий многочисленные (более 20), протяженные (50-300 км), узкие (от 1-2 до 10-30 км), почти прямолинейные грабенообразные прогибы.

Большая часть прогибов расположена в Чаро-Олекминском блоке (здесь они имеют северо-северо-западное простирание), незначительная – в Северо-Становой шовной зоне (субширотное – запад-юго-западное простирание). Мощность выполняющих прогибы отложений составляет 2-7 км.

Нижняя часть разреза трогов сложена метатерригенно-вулканическими отложениями (аповулканические зеленые сланцы, амфиболиты, слюдисто-кварц-полевошпатовые сланцы, апотерригенные кварциты, хлорит-, серицит-кварцевые и глиноземистые сланцы).

Средняя-верхняя части разреза представлены железисто-кремнистыми отложениями: джеспилитами и железистыми кварцитами. Мощность пачек последних достигает первых десятков метров.

Нижнепротерозойские отложения заполняют обширный Кодаро-Удоканский прогиб (длина – 300 км, ширина – 60-80 км), представляющий собой блюдцеобразную брахисинклинальную структуру. Отложения PR₁ объединены в терригенную пестроцветную удоканскую серию общей мощностью 6-8 км (до 12 км). В ее разрезе выделяются 4 ритмично построенные подсерии, сложенные (снизу вверх):

- 1-я – кварцитами, кварцевыми метаконгломератами, глиноземистыми (с гранатом, андалузитом, кордиеритом и силлиманитом) сланцами, сменяющимися вверх по разрезу метапесчаниками и метаалевролитами;

- 2-я и 3-я – метапесчаниками и метаалевролитами с прослоями медистых песчаников, образованных в мелководных и прибрежно-морских условиях;

- 4-я – полимиктовыми песчаниками, алевролитами, медистыми песчаниками и алевролитами, метаконгломератами.

В средней части верхней (4-й) подсерии находится удоканский горизонт медистых песчаников мощностью до 300 м, являющийся продуктивной толщей Удоканского месторождения меди.

Накопление отложений удоканской серии происходило 2-2,5 млрд. лет назад.

Развитие Кодаро-Удоканского прогиба завершилось становлением Кодаро-Кеменского лополита, внедрившегося между архейскими метаморфитами и терригенными отложениями удоканской серии. Время внедрения интрузии датируется 1,9-2 млрд.лет.

Полезные ископаемые Алдано-Станового щита связаны с отложениями иенгской серии (апатитовые руды), карбонатными породами федоровской свиты тимптонской серии (месторождения апатита и флогопита), железисто-кремнистыми отложениями трогового комплекса (месторождения железа) и медистыми песчаниками удоканской серии (Удоканское месторождение меди).

Анабарский выступ

Анабарский выступ сложен, в основном, отложениями нижнего архея и, в меньшей степени, – нижнего протерозоя (приложение 18).

Нижнеархейские отложения объединены в анабарский комплекс, в разрезе которого выделяется три серии (снизу вверх): далдынская, верхнеанабарская и хапчанская.

По составу, степени метаморфизма, набору пород, развитым в них минеральным ассоциациям и последовательности разреза анабарский комплекс надежно сопоставляется с алданским. При этом далдынская серия Анабарского выступа, по современным представлениям, соответствует тимптонской серии Алдано-Станового щита, а верхнеанабарская и хапчанская серии – джелтулинской.

Архейские отложения смяты в сложные сильно сжатые (до изоклинальных) опрокинутые на юго-запад складки, группирующиеся в антиклинории и синклинории северо-западного простирания.

Параллельно складчатым структурам простирается несколько линейно вытянутых (длиной до нескольких сотен и шириной до нескольких десятков километров) зон, в пределах которых отложения анабарского комплекса подверглись катаклазу и ретроградному метаморфизму амфиболитовой фации. Эти зоны маркируются также интрузиями гранитов и анортозитов.

Оленекский выступ

Оленекский выступ сложен метаморфизованными в Р-Т-условиях зеленосланцевой фации метатерригенными отложениями флишоидного типа раннепротерозойского возраста. Мощность этого комплекса пород – 3-3,5 км.

Породы флишоидного комплекса смяты в линейные пологие и иногда гребневидные складки северо-северо-западного простирания. Их прорывают интрузии габбро-диабазов и гранитов с возрастом 1,9-2 млрд. лет.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Возникновение Сибирской платформы (СП), как обособленной относительно тектонически стабильной области, относится к рубежу раннего и позднего докембрия. По современным представлениям к концу раннего протерозоя сформировался единый континентальный мегаблок, называемый Пангеей, в состав которого входили все кратоны: Восточно-Европейский, Сибирский и др. Этот континентальный массив был окружен палеоокеаном – областью литосферы с океанической корой (Панталассой).

В течение рифея в теле Пангеи были заложены Урало-Азиатский, Средиземноморский, Тихоокеанский и Палеоатлантический подвижные

(мобильные) пояса, разделившие и расчленившие ее на отдельные блоки. Одним из таких блоков и является Сибирская платформа.

Первоначально площадь Сибирской платформы превышала современную, особенно на северо-востоке, где в ее состав входила западная часть будущей Верхояно-Чукотской области.

От Восточно-Европейской, Таримской и Китайско-Корейской платформ Сибирский кратон был отделен Урало-Азиатским подвижным поясом, от Северо-Американской – Тихоокеанским.

Краевые части Сибирского континентального блока (в настоящее время это Турухано-Норильская, Енисейско-Восточно-Саянская, Байкало-Патомская, Верхоянская и Южно-Таймырская складчатые зоны, примыкающие к Сибирской платформе) вошли в состав подвижных поясов и в рифее развивались в геодинамическом режиме пассивных континентальных окраин. Западнее, севернее, восточнее и южнее (в современных координатах) Сибирского континентального блока существовали океанические области, в пределах которых функционировали линейно-вытянутые трансрегиональные рифтогенно-спрединговые структуры, в осевых частях которых происходило новообразование океанической коры, представленной офиолитами. В направлении к континентальным блокам области офиолитогенеза сменялись зонами, где осадконакопление происходило в более спокойной морской обстановке (океанические плиты), и, наконец, непосредственно примыкавшими к платформе – пассивными континентальными окраинами. Наиболее веским доводом в пользу существования в пределах обрамляющих Сибирский кратон областей рифтогенно-спрединговых структур (зон новообразования океанической коры) является наличие в пределах внешних контуров палеопассивных окраин кратона поясов офиолитов рифейского возраста (Исаковского – на западе Енисейского Кряжа, пояса Главного Восточно-Саянского глубинного разлома, Байкало-Витимского в пределах Байкальской области, Северо-Таймырского и др.).

В истории развития Сибирской платформы выделяется два мегаэтапа: ранний – авлакогенный и зрелый – плитный, смена которых произошла в начале юдомия (примерно 700 млн. лет назад).

Во временных рамках плитного мегаэтапа выделяется четыре крупных этапа, отвечающих последовательным циклам развития окаймляющих платформу подвижных поясов:

- каледонский (юдомий-силур);

- герцинский (девон- триас);
- мезозойский (юра- мел);
- кайнозойский (палеоген - квартал).

Названные этапы выражены в виде крупных циклов колебательных движений и седиментации, разделенных фазами регрессии, почти полного поднятия и осушения платформы (начало девона, средний-поздний триас, палеоген- квартал). Каждому этапу отвечает свой план расположения поднятий и погружений, существенно перестраивавшийся при переходе к следующему циклу.

Отметим здесь, что во второй половине кайнозоя (неоген-квартале) на обширных территориях Сибирского кратона (Алдано-Становая область, северо- и юго-западная его части) проявились процессы интенсивного эпиплатформенного орогенеза, результатом которого явилось формирование таких горных областей, как Алданское нагорье, Становой хребет, Средне-Сибирское плоскогорье, Лено-Ангарское плато и др.

Кроме того, западная часть Алдано-Станового щита в неоген-четвертичное время оказалась в области проявления геодинамического режима внутриконтинентального рифтогенеза (Байкало-Хубсугульская рифтовая зона).

Авлакогенный мегаэтап

В течение авлакогенного мегаэтапа развития (1650-700 млн. лет назад) погружения на Сибирской платформе проявлялись не только в авлакогенах, как это имело место на Восточно-Европейской, но, эпизодически, и за пределами этих структур – в межавлакогенных массивах и перикратонных зонах.

В раннем рифее большая часть платформы была приподнята и подвергалась выветриванию и денудации. В северной части ее обособилось несколько авлакогенов (Западно-Анабарский, Уджинский, Нижнеленский), в которых в обстановке умеренного погружения накапливались терригенно-карбонатные и, частично, вулканогенные отложения.

Средне-позднерифейские отложения залегают на раннерифейских и более древних трансгрессивно и покрывают более обширные площади, но в авлакогенах их мощность значительно больше (до 3-10 км), нежели вне их (до 1-3 км).

В течение среднего - позднего рифея выделяется 3 цикла колебательных движений и седиментации, в начале которых прогибы

заполнялись терригенным материалом, а затем, в фазы максимальных трансгрессий, когда море заливало значительную часть межавлакогенных массивов, накапливались мелководные карбонатные (в основном, доломитовые) осадки. Присутствие в отложениях среднего - верхнего рифея месторождений железных осадочных руд, фосфоритов и каолинов, а также их сероцветность указывают на преобладание в этот период гумидного климата.

На поверхности рифейские отложения обнажены в следующих районах: в Иркинеевском и Уринском поднятиях (с R_2), Уджинской зоне (с R_1).

Приведем разрезы рифейских отложений типовых районов их развития.

В пределах Иркинеевского поднятия (обращенного авлакогена) разрез рифея имеет следующий вид.

Сухопитская серия (R_2) сложена (снизу вверх): глауконитовыми и кварцевыми песчаниками (1,5 км) → известковистыми сланцами, глинистыми известняками и доломитами (0,5 км).

Тунгусикская свита (R_2 - R_3) представлена 3-мя ритмично построенными толщами общей мощностью 2-2,5 км, нижние части которых сложены переслаивающимися горизонтами песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, а верхние – известняками и доломитами.

В южной части Оленекского выступа развиты вулканогенно-осадочные образования R_2 - R_3 общей мощностью около 1 км. Разрез этих отложений выглядит следующим образом (снизу вверх): переслаивание песчаников и алевролитов → доломитовая пачка → пачка вулканических пород (субщелочные базальты).

В Западно-Анабарской (Котуйской) зоне разрез рифея имеет следующий вид.

Нижний рифей представлен мукутской толщей кварцевых и аркозовых песчаников с прослоями гравелитов в нижней и алевролитов и аргиллитов в верхней ее части. Отмечаются отдельные покровы базальтов и туфов щелочного состава. Общая мощность этой толщи 400-800 м. Завершает разрез толщи пачка, сложенная доломитами, чередующимися с алевролитами и песчаниками, общей мощностью 500 м.

Средний - верхний рифей сложены чередующимися слоями алевролитов и доломитов. В основании толщи отмечена пачка,

сложенная песчаниками, переслаивающимися с потоками лав и туфов трахибазальтового состава. Общая мощность – 600 м.

В конце рифея в западном, северном и юго-западном обрамлениях Сибирской платформы произошло преобразование пассивных континентальных окраин в активные, которое сопровождалось проявлением процессов интенсивного складкообразования, метаморфизма и формированием вулканоплутонических поясов (Акитканского и др.). Вероятно, после этих событий (около 700 млн. лет назад) Сибирская платформа вступает в следующий, плитный мегаэтап своего развития.

Плитный мегаэтап

Каледонский этап

В состав каледонского этажа входят отложения юдомия, венда, кембрия, ордовика и силура.

Необходимо отметить, что к перерыву между накоплением верхнерифейских и юдомских отложений в Учуро-Майской зоне приурочено внедрение интрузий щелочно-ультраосновного состава. Наиболее крупная из них представлена Инаглинским массивом, вмещающим месторождения металлов платиновой группы и ювелирного хромдиоксида.

Юдомский комплекс занимает обширные площади в пределах Сибирской платформы. Он залегает на отложениях нижнего докембрия и рифея несогласно.

В составе юдомского комплекса на севере и востоке платформы преобладают доломиты и известняки (юдомская свита и ее аналоги), и лишь на юго-западе – терригенные породы. Источником обломочного материала для формирования последних служили разрушающиеся горные сооружения Восточного Саяна, Енисейского Кряжа и Байкало-Патомской области. Мощность отложений юдомия составляет первые сотни метров.

Широко распространены юдомские отложения на северном и северо-восточном склонах Алдано-Станового щита. Юдомский комплекс этого района представлен двумя толщами: нижней (терригенной) и верхней (доломитово-известняковой). Нижняя толща сложена кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками и пестроцветными кремнистыми породами, верхняя – сахаровидными доломитами с прослоями известняков и песчаников. Мощность терригенной толщи не

превышает первых десятков - 100 м, карбонатной – составляет 200-500 м.

Терригенные отложения нижнего юдомия и карбонатные по составу верхнеюдомские породы, развитые в пределах Непской и Байкитской антеклиз (юго-западная часть Сибирской платформы), нефтегазоносны (Братское газовое месторождение и др.).

К концу венда горные сооружения юго-западного обрамления Сибирской платформы были сnivelированы и в этом (юго-западном) бассейне стали накапливаться мелководные карбонатные отложения.

В кембрийский период Сибирская платформа интенсивно опускалась: морской бассейн этого времени кроме Лено-Енисейской плиты перекрыл также Анабарский массив и северную часть Алдано-Станового щита.

Главные поля развития кембрийских отложений на поверхности – это Анабарская антеклиза, Алданская моноклиза, Байкитская антеклиза и Прибайкальский прогиб.

Среди кембрийских отложений преобладают карбонатные и галогенные осадки морского и лагунного происхождения. Мощность кембрия варьирует от 0,5-1 км (на северо-востоке) до 3-3,5 км (на юго-западе).

На территории Сибирской платформы выделяют три структурно-формационных зоны, характеризующиеся различными типами разрезов кембрийских отложений.

В Северо-Восточной (Юдомо-Оленекской) зоне нижний - средний кембрий представлен маломощной (0,5-1 км) толщей относительно глубоководных карбонатных (в средней части - битуминозных) отложений открытого на северо-восток (в сторону Верхоянья) бассейна.

В Переходной (Алдано-Анабарской) зоне кембрийские отложения представлены мелководной известняково-доломитовой толщей, слагающей пояс рифовых построек и биогермов.

В Юго-Западной (Олекмо-Тунгусской) зоне в кембрии существовал интенсивно погружавшийся полуизолированный бассейн лагунного типа. В его контурах происходило накопление доломитовых осадков, а также пестроцветных гипсоносно-соленосных (в нижней части разреза) и терригенных отложений – в верхней. Общая мощность отложений варьирует в пределах 2,5-3,5 км.

В пределах Иркутского амфитеатра с кембрийскими отложениями связаны месторождения каменной и калийной солей.

Ордовикские отложения согласно перекрывают кембрийские. На поверхности они обнажены в юго-западной части Анабарской и Байкитской антеклиз и Присаянско-Непском поднятии.

Ордовик представлен нормальными морскими мелководными, частью лагунными, серо- и пестроцветными отложениями, сформированными в условиях жаркого гумидного климата.

Наиболее широко распространены среди них карбонатные отложения (органогенные известняки, доломиты и мергели), в меньшей степени – терригенные (аргиллиты, песчаники, редко гравелиты и конгломераты), очень редко – сульфатные породы.

Терригенные породы развиты в основном в юго-западной и южной периферийных частях платформы.

Мощность ордовикских отложений изменяется от 0,3 до 1,5 км.

Силурийские отложения распространены в западной половине Сибирской платформы в тех же областях, что и ордовикские, однако, на значительно меньшей площади.

В литолого-фациальном отношении силурийские отложения близки ордовикским. Они представлены в основном карбонатными и в меньшей степени – терригенными отложениями. Верхние части разреза ордовика сложены сульфатными породами.

Общий разрез силурийских отложений имеет следующий вид.

Нижний силур сложен песчано-глинистыми отложениями мощностью в первые десятки - первые сотни (северо-западная часть платформы) метров. Вверх по разрезу терригенные породы сменяются карбонатными (известняки, доломиты, мергели). Мощность верхней (карбонатной) части разреза варьирует от 50-200 м до 300-500 м.

Верхний силур представлен (снизу вверх): мелководными карбонатными (известняки, доломиты, мергели) отложениями с прослоями гипса и ангидрита → пестро- и красноцветными доломитами, мергелями, гипсоносными глинами и гипсами. Мощность верхнесилурийских отложений составляет от 100-400 м до 800-1000 м (на севере Тунгусской синеклизы).

На рубеже силурийского и девонского периодов территория Сибирской платформы испытала воздымание, сопровождавшееся общей (за исключением Тунгусской впадины) регрессией моря. Возможно, поднятие было связано с заключительными фазами процесса складкообразования в Байкало-Патомной зоне Байкальской складчатой

области, который захватал также и краевую часть платформы (Ангаро-Ленская линейно-складчатая зона).

Герцинский этаж

Начало герцинского этапа развития Сибирской платформы датируется средним девоном. В эту эпоху возобновляются опускания в северной и средней частях Тунгусской и Тасеевской синеклиз, происходит регенерация некоторых грабенообразных впадин в западной части Вилюйской синеклизы (Мархинский и Кемпендяйский авлакогены).

Здесь в условиях аридного и семиаридного климата накапливаются пестроцветные терригенно-карбонатно-сульфатные и соленосные мелководноморские, лагунные и континентальные осадки. Одновременно в пределах грабенообразных впадин происходят мощные излияния лав и пирокластитов (оливин-базальтовая и трахибазальтовая формации).

К позднему девону (началу карбона?) относятся фазы кимберлитового магматизма, приуроченные в основном к Ботубинской седловине и восточной части Анабарской антеклизы.

В герцинской истории развития Сибирской платформы выделяются два подэтапа: раннегерцинский (D_2-C_1) и позднегерцинский (C_2-T).

Разрез нижнегерцинского подэтажа в пределах северной части Тунгусской синеклизы выглядит следующим образом (снизу вверх):

- нижний девон: пачка пестроцветных аргиллитов, мергелей, доломитов с прослоями гипсов в нижней части (мощность 0,2-0,3 км) → пачка серых, коричневых аргиллитов и известняков с прослоями сидеритов и фосфоритов (0,1 км);

- средний - верхний девон: пачка пестроцветных аргиллитов, мергелей, известняков и доломитов с прослоями гипсов и ангидритов (0,6-1 км);

- нижний карбон: толща серых морских известняков (50-100 м) → пачка пестроцветных известковистых сланцев и песчаников (до 100 м), по латерали замещающихся континентальными косослоистыми кварцевыми песчаниками.

В Мархинской и Кемпендяйской впадинах нижняя (эйфельско-живетская) часть разреза имеет мощность в сотни метров и представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей, известняков, редко гипсов. Верхний девон - нижний карбон сложены: в нижней части – вулканогенными (лавы, туфогенные

породы), выше по разрезу – терригенными и карбонатными отложениями. В разрезе верхнего девона присутствуют соленосная толща, содержащая мощные (до 100 м) прослои галита, Общая мощность девона - нижнего карбона варьирует от 1,5-2 км в краевых до 3-5 км во внутренних частях впадин.

Канско-Тасеевская впадина выполнена аллювиальными и озерными отложениями общей мощностью 300-400 м. В основании разреза отмечается пачка базальных конгломератов, выше залегают красно-коричневые, зеленовато-серые косослоистые песчаники и алевролиты, содержащие прослои озерных аргиллитов, мергелей и известняков.

Позднегерцинский подэтап был ознаменован расширением и углублением Тунгусской впадины, приобретшей в это время конфигурацию, близкую к современной.

В среднем карбоне - казанском веке поздней перми осадконакопление в пределах Тунгусской впадины происходило в условиях гумидного климата умеренного пояса. В это время была сформирована толща сероцветных континентальных (озерных) и прибрежноморских угленосных терригенных отложений (тунгусская угленосная серия), сложенная песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями и пластами каменных углей мощностью до нескольких десятков метров. Общая мощность серии варьирует от 200-500 м до 1000-1200 м. Наиболее продуктивными являются татарские отложения, которые формировались в условиях прогрессирующей аридизации климата. Они образуют одноименный терригенно-туфогенный комплекс, представленный переслаиванием туфов, туфопесчаников с отдельными потоками базальтовых лав общей мощностью 300-700 м.

Триасовые отложения распространены в пределах Тунгусской синеклизы, в обрамлении Анабарской антеклизы и Оленекского свода, а также за пределами Сибирской платформы (в Пясино-Хатангской впадине и южной части Таймыра).

Разрез триаса обрамления Оленекского свода сложен морскими сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами (нижний триас - карнийский ярус верхнего триаса). Верхняя его часть (норийский и рэтский ярусы) представлена континентальными песчано-глинистыми отложениями с прослоями гравелитов. Общая мощность триасовых отложений варьирует от первых сотен метров до 2-2,5 км.

Разрез Тунгусской синеклизы сложен континентальным вулканогенным комплексом нижнего триаса, объединенным в путоранскую серию.

Путоранская серия представлена в основном толеитовыми базальтами, слагающими многочисленные покровы мощностью в десятки (до 100-200) метров, образующие в совокупности многослойный «пирог» высотой (мощностью) от нескольких сотен метров на юге до 2-2,5 км на северо-западе (плато Путорана) и 3,5 км (Маймеч-Котуйский район). В нижней части разреза покровы базальтов чередуются с прослоями туфов и туфопесчаников мощностью до 5-15 м.

Общая площадь, покрытая пирокластическими образованиями верхней перми-триаса, составляет около 675 тыс. кв.км, лавами – 337 тыс. кв. км.

В состав путоранского комплекса входят также пластовые (силлы) и секущие (штоки и дайки) интрузии основного состава. Мощность силлов составляет 10-150 м. Штоки имеют размеры в поперечнике до 1-10 км. Мощность даек достигает 100 м, протяженность – до сотен пог. км.

Интрузии развиты в основном по периферии Тунгусской синеклизы. Они прорывают отложения докембрия - нижнего палеозоя и внедряются в вулканогенные отложения путоранской серии.

Некоторые пластовые интрузии (Талнахская, Норильская) испытывают глубокую дифференциацию: их нижние части сложены плагиоклазовыми перидотитами и оливинитами, верхние – габбро и диоритами.

С раннетриасовой эпохой связано также внедрение порядка 20 интрузий ультраосновных-щелочных пород. Наиболее крупная из них (Гулинская) обнажается на площади около 500 кв.км.

В среднем - позднем триасе происходит почти повсеместное (кроме северо-восточной части) поднятие и активизация эрозионных процессов на площади Сибирской платформы.

Полезные ископаемые герцинского этажа представлены:

- месторождениями алмазов (позднедевонские кимберлиты Западно-Якутской провинции);

- месторождениями каменной соли (соленосная толща верхнего девона Кемпендяйской впадины);

- месторождениями каменного угля (тунгусская угленосная серия обрамления Тунгусской синеклизы);

- месторождениями сульфидных медно-никелевых с платиноидами руд (Талнахская и Норильская раннетриасовые расслоенные интрузии габброидов);

- месторождениями флогопита, апатита, нефелина и хризолита (центральные интрузии ультраосновных-щелочных пород на севере Сибирской платформы);

- Ангаро-Илимской группой месторождений железных руд и аметиста контактово-метасоматического типа (на контакте интрузий основного состава и карбонатных пород палеозоя в обрамлении южной части Тунгусской синеклизы).

Мезозойский этаж

Мезозойский этап развития Сибирской платформы начинается в раннеюрскую эпоху с погружения ее северной окраины (Пясино-Хатангская и Лено-Хатангская впадины), где в условиях теплого гумидного климата в течение юры - начала раннего мела накапливались мелководно-морские сероцветные терригенные отложения. В барреме произошла регрессия и стали отлагаться пресноводные континентальные отложения с пластами углей. В позднем мелу большая часть Пясино-Хатангской впадины представляла собой мелководный морской залив.

Территория большей части Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклизы в юрско-меловое время была приподнята.

В восточной и южной частях Сибирской платформы в начале юры возникли различных размеров впадины (Канская, Иркутско-Черемховская, Вилюйская, ряд мелких впадин Алдано-Станового щита и др.).

На северо-восточной окраине в лейасе формируется зона перикратонного опускания, переходящая в Верхоянскую пассивную континентальную окраину. На севере она была относительно узкой, а южнее расширялась, образуя Вилюйскую синеклизу, западная часть которой наследовала палеозойскую Патомско-Вилюйскую палеорифтовую зону. В синемюрский век Вилюйская перикратонная зона начинает затапливаться водами моря и здесь начинается накопление мелководно-морских сероцветных терригенных осадков. С середины доггера море покидает сначала южную, а затем и северную часть Вилюйской впадины, и морские отложения постепенно сменяются

параличскими, а затем лимническими терригенными угленосными осадками. В конце юры морской режим сохраняется лишь в северной (Нижнеленской) части прогиба. В конце юры и раннем мелу в пределах Верхоянской пассивной континентальной окраины происходят процессы синколлизионного складкообразования, а прилегающая к ней узкая периферийная зона платформы превращается в краевой прогиб, носящий название Предверхоянского, в котором в течение мелового периода происходит глубокое погружение и накопление мощных, преимущественно песчано-глинистых угленосных отложений молассового типа. Прогиб в это время представляет собой обширную заболоченную аллювиально-пролювиальную равнину.

Юрско-меловой разрез юры и мела Вилуйской синеклизы имеет следующий вид:

- геттангский ярус представлен континентальной толщей каолиновых глин (перемытые продукты коры выветривания) и алмазоносных кварцевых песков с линзами гравия и угля в верхней части (мощность десятки метров);

- синемюрский-плинсбахский (нижняя часть) ярусы сложены континентальными и частично мелководноморскими песчано-галечниковыми отложениями (мощность 100-200 м);

- плинсбахский (верхняя часть) - ааленский ярусы сложены морскими песчано-алеврито-глинистыми отложениями (мощность 100-200 м);

- байосский ярус - верхняя юра представлены континентальными угленосными (бурые угли) отложениями (мощность 500-900 м);

- неоком сложен чередованием песчаников, алевролитов и глин с пластами угля, аптский-альбский ярусы – песками и песчаниками, также вмещающими отдельные угольные пласты (общая мощность нижнего мела около 1 км);

- верхний мел представлен ожелезненными песчаниками и песками с прослоями алевролитов, сменяющимися вверх по разрезу белыми каолиновыми песчаниками и глинами с прослоями лигнитов (мощность 400-500 м).

Интенсивные погружения происходили и на южной окраине платформы, где у подножья возникшего в середине мезозоя горного массива Восточного Саяна образовались цепочки предгорных впадин, заполнявшихся озерными терригенными угленосными осадками.

Обобщенный разрез Иркутско-Черемховской и Канской впадин имеет следующий вид.

Геттангский ярус сложен кварцевыми ильменитсодержащими песками и каолиновыми глинами – переотложенными продуктами выветривания.

Синемюрский ярус представлен конгломерато-песчано-алевритовыми слабоугленосными отложениями, переходящими вверх по разрезу в продуктивную толщу, вмещающую ряд мощных пластов бурого угля.

Плинсбахский ярус - средняя юра (в Канской впадине также и верхняя юра) сложены слабоугленосными терригенными отложениями с остатками флоры и пресноводной фауны.

Общая мощность юрских отложений в Камской впадине составляет 1 км, в Иркутско-Черемховской - 0,6 км.

Алдано-Становой щит в юрско-меловое время, вероятно, представлял собой активную континентальную окраину «закрывающейся» восточной части Урало-Азиатского палеоокеана. В его юрской структуре реконструируются основные элементы окраинно-континентального ансамбля: аккреционная призма (тектонические блоки, сложенные палеозойскими и раннемезозойскими отложениями в полосе, обрамляющей щит с юга) → вулканоплутонический пояс (пояс позднеюрских-раннемеловых дифференцированных интрузий гранодиоритов и диоритов Станового блока и, в меньшей степени, сильно денудированных покровов лав и пирокластитов кислого и среднего состава) → зона тыловодужного рифтогенеза (зона развития юрских впадин на границе Алданского и Станового блоков, выполненных континентальными отложениями).

Разрез Чульманской и Токкинской впадин представляется следующим (снизу вверх):

- нижняя юра (каолиновые аргиллиты → песчаники с прослоями конгломератов с обломками гранитов и кислых эффузивов и алевролитов);

- средняя-верхняя юра (песчано-алеврито-глинистая лимническая толща с пластами каменного угля мощностью до первых десятков метров; присутствуют также горизонты туфов и лав кислых и щелочных пород;

- нижний мел (песчаники, гравелиты и конгломераты с линзами глинисто-алевритовых пород);

- верхний мел (толща лав кислого и среднего состава, переслаивающихся с туфами).

Общая мощность юрских отложений составляет 2-3,5 км, нижнемеловых – не превышает 0,9 км, верхнемеловых – 300-350 м.

Кайнозойский этаж

В палеогене - раннем неогене территория Сибирской платформы испытывала слабодифференцированные малоамплитудные поднятия и представляла собой равнину. В этот отрезок геологического времени на платформе господствовали условия субтропического (жаркого и влажного) климата.

Названные климатические и физико-географические условия способствовали формированию на площадях развития алюмосиликатных пород латеритных кор выветривания, с которыми связаны промышленные скопления бокситов. Остатки бокситоносных кор выветривания сохранились на юго-западном крыле Анабарской и северо-западном крыле Вилуйской синеклиз.

Палеоген-миоценовые отложения, не связанные с процессами корообразования, распространены на Сибирской платформе на ограниченных площадях (восточная часть Вилуйской синеклизы, южная часть платформы). Они представлены континентальными (озерными и др.) отложениями небольшой (десятки - сотни метров) мощности. Так в разрезе Нижне-Алданской впадины выделяют две пачки (снизу вверх):

- нижнюю, сложенную кварцевыми и аркозовыми песками с прослоями алевролитов, глин и линзами бурого угля (палеоцен-низы олигоцена);

- верхнюю, представленную косослоистыми песчаниками с прослоями галечников, алевролитов и каолиновых глин (верхняя часть олигоцена - миоцен).

Общая мощность отложений составляет 300-500 м.

На юге и юго-западе Сибирской платформы развиты серо- и пестроцветные терригенные отложения палеогенового возраста мощностью до 500 м, выполняющие ряд мелких впадин, расположенных в пределах Прибайкальского предгорного прогиба.

Полезные ископаемые, связанные с палеогеновыми отложениями, представлены месторождениями латеритных бокситов, каолинитов и огнеупорных глин, локализованных на юго-западе платформы, а также

кварцевыми озерными песками, которые удовлетворяют требованиям в качестве сырья для стекольной промышленности.

Попигайская структура находится в северной части платформы и представляет собой округлую котловину, диаметром 75-80 км, непосредственно примыкающую к Анабарскому выступу фундамента. Она выработана в породах архея, слагающих ее южный борт, и рифея - кембрия, образующих ее западное и восточное обрамления.

Попигайская структура заполнена коптогенными отложениями, т.е. перемещенными продуктами механического ударного разрушения пород «мишени» (аллохтонными брекчиями), и импактитами, т.е. продуктами их ударного плавления. Кровля раздробленного фундамента во внутренней части структуры залегает на отметках -1,5 - 2 км.

Зона внешнего желоба заполнена в основном аллохтонными брекчиями значительной мощности (до 1 км). Они состоят из раздробленного и перемешанного материала пород кристаллического субстрата и чехла и имеют вид обломков и глыб размером от многих сотен метров до частиц меньше 1 см, сцементированных мелкоперетертым порошковатым веществом того же состава. Сортировка, слоистость в брекчиях отсутствуют.

Большую часть внутренних зон котловины заполняют импактиты. Мощность их достигает 1,6-1,7 км. Они образовались в результате ударного плавления, которому подвергались главным образом гранитоиды и гнейсы кристаллического фундамента. Среди них выделяются лавоподобные массивные разности, заключающие обломки различных пород и минералов, – тагамиты и обломочные, туфоподобные разности – зювиты. Тагамиты состоят из перекристаллизованного, частично или полностью раскристаллизованного стекла, а зювиты сложены обломками и глыбами различных пород, окаймленных стеклом. Тагамиты слагают субгоризонтальные, пластообразные линзовидные и ветвящиеся тела в нижних частях импактной толщи, а также дайки мощностью до первых сотен метров и длиной до нескольких километров. Химический состав этих пород близок таковому хапчанской серии архея.

По современным представлениям Попигайская структура представляет собой астроблему, т.е. структуру, возникшую в результате удара астероида. Возраст столкновения датируется олигоценом (43-29 млн. лет назад).

В конце миоцена и в течение всего четвертичного периода значительная часть территории Сибирской платформы продолжала развиваться в платформенном режиме, испытывая слабодифференцированные малоамплитудные (до 200-400 м) поднятия и опускания. В областях господства платформенных условий в плиоцен-четвертичное время были сформированы низкие (Центрально-Алданская равнина в северной части Вилуйской синеклизы, равнины северо-восточной части платформы – на площади Оленекского и Анабарского сводов) и высокие (Центрально-Тунгусское плато в южной части Тунгусской синеклизы, Приангарское – в пределах Тасеевской синеклизы, Приленское – в южной и восточной частях Вилуйской синеклизы) равнины.

В то же время в ряде других регионов Сибирской платформы проявились преимущественно блоковые, средне-, крупноамплитудные (500-2500 м), разной контрастности тектонические воздымания, которые автор склонен относить к орогеническим эпиплатформенным. В результате в пределах палеоген-ранненеогеновой Сибирской равнины возникли следующие геоморфологические единицы, очевидно, относящиеся к элементам горного ландшафта (в скобках – тектонические элементы «основания»):

- Алданское нагорье (абс. отм. от 500 до 2400 м), Олекминский Становик, Становой хребет и др. (Алдано-Становой щит);
- Среднесибирское плоскогорье, в т.ч. плато Путорана, Северма (абс. отм. 500-1700 м) (северная часть Тунгусской синеклизы);
- Лено-Ангарское плато с абсолютными отметками 500-1000 (до 1500) м (Непско-Присаянская зона);
- Заангарское плато с абсолютными отметками 500-1000 м (Байкитская антеклиза);
- Анабарское плато (500-1000 м) (Анабарский массив).

Отметим здесь, что в новейшее время процессы горообразования проявились и в обрамлении Сибирской платформы: Становое и Северо-Байкальское нагорья, а также южная часть Патомского нагорья возникли на площади Байкальской складчатой области, горное сооружение Восточного Саяна и Енисейского Кряжа – на территории одноименных складчатых зон. Верхоянский хребет был сформирован на месте одноименной складчатой зоны и, наконец, хребет Бырранга – в осевой части Таймырского складчатого сооружения.

Литогенез на территории Сибирской платформы в новейшее время происходил в континентальной обстановке.

Основными факторами, определявшими развитие тех или иных генетических типов четвертичных отложений, являлись неотектонический, климатический и геологический.

Влияние неотектонического и геологического факторов проявляется в том, что в областях новейшего орогенеза формируются низко-, высокогорные (в зависимости от амплитуды поднятий) геоморфологические ландшафты типа нагорий (например, Алданское нагорье – область горообразования интенсивно деформированных, рассеченных разнонаправленными разрывами геологических образований), горных хребтов (Становой хребет, маркирующий зону одноименного тектонического шва) и плоскогорий (Среднесибирское плоскогорье – область проявления средне-, крупноамплитудных поднятий на площади развития горизонтально залегающих геологических комплексов). В то же время равнинные ландшафты формируются в областях слабого и умеренного (до 500 м) воздымания или опускания.

Совершенно естественно, что в пределах развития различных орографических элементов образуются и различные по генетической принадлежности типы неоген-четвертичных отложений. Горные ландшафты представляют из себя области преимущественного проявления процессов денудации, а равнинные – аккумуляции.

В областях проявления интенсивного орогенеза в районах развития глубокометаморфизованных комплексов четвертичные отложения представлены коллювием (образующим скопления в подножьях крутых склонов), делювием (слагающим предгорные шлейфы в подножьях относительно пологосклонных возвышений), аллювием и др.

Горообразование в пределах областей развития горизонтально залегающих пород приводит к формированию плоскогорий и плато, перекрытых чехлом четвертичных отложений, образующих зональный ряд: элювиальные (на горизонтальных водоразделах) → коллювиальные (на крутых склонах) → делювиальные (на пологих склонах) → аллювиальные или пролювиальные (в долинах постоянных или временных водотоков, пересекающих плато и плоскогорья).

В названных районах широким проявлением пользуется также и особый тип солифлюкционных отложений (курумы), одевающих пологие склоны чехлом обломков глыбовой размерности.

Низкие равнины – это области наиболее широкого развития аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений.

Изменения климата и, в частности, неоднократные (не менее 5) оледенения оказывали влияние на строение разрезов антропогена, строение и особенности проявления процессов литогенеза в пределах речных долин и склонов не только в районах, подвергшихся оледенению, но и во внеледниковых областях.

Ледниковая зона занимает меньшую (северо-западную) часть платформы, внеледниковая – северо-восточную, центральную и южную ее части.

Наиболее информативными среди других в стратиграфическом и палеогеографическом отношении являются ледниковые и аллювиальные отложения. Рассмотрим историю их формирования в пределах названных ледниковой и внеледниковой зон.

Во внеледниковой зоне к эоплейстоцену относятся древнейшие аллювиальные и отчасти озерные отложения, сохранившиеся на низких водоразделах и самых верхних широких террасах крупных речных долин (VII и VIII террасы Енисея, Ангары, Лены, VI терраса Вилюя и Нижней Тунгуски) высотой 100-120 м, а иногда и более 150 м.

Аллювиальные отложения, состоящие из нижнего, песчано-гравийно-галечного, и верхнего, суглинистого или супесчаного горизонтов, несут следы выветривания и обладают красноватой, красно-бурой, оранжевой или белесоватой окраской. В обломочном материале преобладают устойчивые породы и минералы – кремень, кварцит, кварц, халцедон, а также комплекс устойчивых к выветриванию минералов тяжелой фракции, в частности, алмаз и пироп. Спорово-пыльцевые комплексы содержат наряду с представителями четвертичной таежной флоры значительное количество реликтовых третичных растений, в частности широколиственных древесных пород, а также переотложенной мезозойской и даже пермской пыльцы и спор. К эоплейстоцену относится формирование части покровных водораздельных образований – глин и суглинков, часто с линзами торфа и прослойками льда, широко распространенных в северо-восточных районах платформы, в левобережье Вилюя и междуречье Лены и Оленека. Накопление этих толщ, по-видимому, началось в плиоцене и продолжалось в плейстоцене.

Нижнеплейстоценовые отложения выражены аллювием VI террасы в долинах Енисея (высотой 110-130 м), Ангары (55-60 м), Лены (70-80

м) и V террасы в долинах Нижней Тунгуски и Вилюя (70-80 м). В них встречаются остатки млекопитающих Тираспольского фаунистического комплекса. Нижняя, песчано-галечная, часть аллювия с обедненной по сравнению с эоплейстоценом тундрово-лесостепной флорой отвечает доледниковому горизонту, верхняя, песчано-галечная и суглинистая часть – демьянскому ледниковому горизонту. Зона распространения многолетнемерзлых пород в раннеплейстоценовую ледниковую эпоху, судя по данным изучения ископаемых криогенных явлений, продвинулась к югу до 56° с.ш., охватив большую часть платформы.

Среднему плейстоцену во внеледниковой зоне отвечает формирование аллювиальных и аллювиально-озерных отложений двух более низких речных террас с остатками млекопитающих хазарского фаунистического комплекса: это V и IV террасы Енисея (высотой 75-80 и 45-55 м), Ангары (40-45 и 25-35 м), Лены (60-80 и 40-60 м) и IV и III террасы Нижней Тунгуски (45-55 и 30-38 м) и Вилюя (45-60 и 30-40 м). Накопление аллювия верхней террасы начиналось в тобольскую межледниковую эпоху и завершалось в самаровскую ледниковую, являющуюся временем самого значительного распространения оледенения на севере Сибири. В связи с этим в нижнем течении Енисея и Лены возникали запруды, созданные Путоранским ледниковым щитом (на Енисее) и ледниками, спускавшимися в долину Лены с Верхоянского хребта. Выше (южнее) этих запруд на широких площадях Западно-Сибирской и Центральнокутской (Ленно-Вилюйской) равнин накапливались озерно-аллювиальные слоистые песчано-глинистые осадки мощностью до нескольких десятков, а на Лене – до 100 м, Абсолютная высота самаровского подпрудного бассейна на Енисее, доходившего на юге до устья Ангары, достигала 120-140 м.

В позднем плейстоцене формировались аллювиальные отложения с остатками млекопитающих верхнепалеолитического комплекса III, II и I террас Енисея, Ангары, Лены, II и I террас Нижней Тунгуски и Вилюя высотой от 25-40 до 10-15 м. Аллювий верхней террасы отвечает казанцевскому межледниковому и зырянскому ледниковому горизонтам, нижних террас – каргинскому межледниковому и сартанскому ледниковому. Сползавшие с плато Путорана и с Верхоянских гор ледники вызывали подпруды долин Енисея и Лены. На Енисее уровень подпрудного водоема, в котором накапливались аллювиально-озерные осадки III террасы, достигал абсолютной высоты 55-60 м. Остатки пыльцы и спор в перигляциальных отложениях

зырянского горизонта свидетельствуют о безлесных тундрово-степных ландшафтах, а криотурбации о связи их с эпохой оледенения. Остатки растительности таежного типа в отложениях казанцевского и каргинского горизонтов говорят о климатических условиях, близких к современным, а в отдельные моменты несколько более теплых. К голоцену относится формирование пойм речных долин. Палинологические данные свидетельствуют о сильном потеплении, происходившем до климатического оптимума 5-7 тыс. лет назад и похолодании во второй половине голоцена.

В ледниковой зоне северо-западной части платформы не обнаружено ни ледниковых, ни типично перигляциальных эоплейстоценовых образований. К эоплейстоцену в нижнем течении Енисея близ Туруханска относятся аллювиальные отложения на абсолютных отметках до -200-240 м, выполняющие древние переуглубленные погребенные долины. Достоверно ледниковых нижнеплейстоценовых образований на северо-западе платформы пока не обнаружено; по-видимому, они были уничтожены последующей эрозией и экзарацией. Нижнеплейстоценовые отложения в Приенисейской зоне представлены аллювиальными, иногда мореноподобными и покровными делювиально-солифлюкционными образованиями, а в Усть-Енисейске и впадине – также озерно-эстуарными и морскими глинистыми и супесчаными осадками. Главный центр оледенения, вероятно, находился в районе Путораны, откуда ледник расползлся до Енисея, низовий Нижней Тунгуски и верховий Пясины и Хатанги.

К началу среднего плейстоцена – тобольской межледниковой эпохе – в нижнем течении Енисея относятся аллювиальные, озерно-аллювиальные и морские глинистые отложения (туруханские слои) северной трансгрессии, в значительной мере уничтоженные последующей эрозией и экзарацией. Самаровской ледниковой эпохе соответствует самое значительное покровное оледенение на Сибирской платформе. Судя по широкому распространению донных морен и скоплениям ледниковых валунов, ледниковый покров, центрами которого были Путоранская и Анабарская возвышенности, спускался на севере в Пясино-Хатангскую депрессию, на востоке к верховьям Оленека и Вилюя, а на юге и западе переходил на Нижнюю Тунгуску и Енисей и смыкался с Северо-Уральским ледниковым щитом. Меньшие ледниковые щиты покрывали Таймыр и о-ва Северной Земли

Самаровская моренная толща (в понижениях рельефа – низовьях Енисея, Норильской депрессии мощностью 30-80 м) фациально смыкается и перекрывается озерно-ледниковыми и флювиогляциальными образованиями (до 20-30 м), а местами также морскими отложениями межледниковой трансгрессии, отвечающей мессовско-ширтинской эпохе.

Моренные отложения тазовского ледникового горизонта распространены в тех же районах, что и самаровского, но на меньшей площади. В Приенисейской зоне к нему относятся несколько поясов моренных гряд. К западу от Енисея в разрезах самаровского и тазовского горизонтов, первоначально считавшихся донными моренами, впоследствии были обнаружены остатки холоднолюбивой морской фауны (моллюски и пр.), позволившие предполагать их мариногляциальное происхождение.

К казанцевскому (межледниковому) горизонту низов верхнего плейстоцена относятся мелководно- и прибрежно-морские пески, супеси, суглинки с бореальной фауной, широко распространенные в низовьях Енисея, в Пясино-Хатангской впадине и ингрессивно проникающие в Норильскую и Попигайскую депрессию. По возрасту им соответствуют озерные ленточные алеврито-глинистые отложения с известковыми конкрециями, залегающие в понижениях ледникового рельефа. Казанцевские отложения перекрываются комплексом моренных, озерно-ледниковых и флювиогляциальных отложений зырянского ледникового горизонта. Зырянское оледенение охватило несколько меньшую площадь, чем тазовское и тем более самаровское, и было выражено самостоятельными Путоранской, Анабарской и Таймырской ледниковыми шапками. Границы распространения оледенения фиксируются краевыми моренами нескольких стадий. На поздних стадиях оно приобрело в Путоранском нагорье горно-долинный характер.

Каргинской межледниковой эпохе (50-25 тыс. лет назад) отвечает на северо-западе платформы накопление озерно-аллювиальных, лагунных, прибрежно- и мелководно-морских отложений. Мощность песчано-алевритовых и валунно-галечных прибрежных и мелководно-морских каргинских осадков достигает 50-70 м. При последующем гляциоэвстатическом «воздымании» они были подняты на несколько десятков – 100 м над уровнем океана. Палинологический анализ разреза

каргинских отложений позволяет выделить в этой межледниковой эпохе три потепления, чередовавшихся с похолоданиями.

Последнее оледенение – сартанское (25-10 тыс. лет назад) – было меньшим, чем зырянское, проявилось только на плато Путорана и имело горно-долинный, троговый, а на последних стадиях – каровый характер. Максимальное продвижение ледников (гыданское) имело место 20 тыс. лет назад, второе – 14 тыс. лет и последнее (норильское, соответствующее стадии Сальпауселькя на Балтийском щите) – около 11 тыс. лет назад.

Практика:

1. Построение разрезов по Сибирской платформе согласно заданным направлениям.
2. Тектоническое районирование Забайкальского края с позиций геосинклинально-платформенной теории (см. Пособие «Геологическое строение Забайкальского региона», стр. 43).