

Написать реферат, согласно темам, предложенным в установочных материалах. Практические задания в виде вопросов в конце каждого модуля.

Лекции

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

На востоке Восточно-Европейскую платформу (ВЕП) обрамляет герцинское складчатое сооружение Урала, вытянутое в субмеридиональном направлении. Их разделяет Предуральский краевой прогиб, выполненный молассами пермского и, на юге, триасового возраста. Он наложен на восточную краевую часть ВЕП, вовлеченную в глубокое опускание, которое контролировалось продольными разломами и флексурами в добайкальском фундаменте. В конце перми - триасе внутренняя часть прогиба подверглась деформациям сжатия, вызванным надвиганием на него Уральского складчатого сооружения.

Около 60° с.ш. структура Предуральского прогиба осложнена поднятием Полюдова кряжа. Здесь граница ВЕП поворачивает на северо-запад, следуя вдоль юго-западного края Тиманского кряжа до полуостровов Рыбачий и Варангер. На этом отрезке длиной около 1700 км на чехол ВЕП надвинута краевая часть Тимано-Печоро-Баренцевоморского байкальского складчатого сооружения, так же как Уральское, входящего в состав Урало-Азиатского подвижного пояса.

В западной части полуострова Варангер граница ВЕП резко поворачивает на юго-запад и на протяжении 1500 км следует вдоль края каледонского складчатого сооружения Скандинавии, представляющего собой одно из звеньев Северо-Атлантического (Грампианского) подвижного пояса. Слагающие его каледонские комплексы, представленные позднепротерозойскими и раннепалеозойскими отложениями, надвинуты в юго-восточном направлении на Балтийский щит ВЕП. Амплитуда горизонтальных перемещений тектонических покровов составляет 150-200 км. Об этом свидетельствует, в частности, наличие в каледонских структурах

ряда тектонических окон, в которых обнажаются автохтонные раннедокембрийские отложения фундамента ВЕП.

К юго-западу от Балтийского щита ВЕП граничит со Средиземноморским подвижным поясом. Ограничение ее проходит здесь через восточную часть Северного моря, затем следует севернее о. Рюген и далее вдоль северо-восточного края Среднепольского плакантиклинория и Свентокшиских гор.

Далее к юго-востоку на протяжении 750 км граница ВЕП следует вдоль северо-восточного борта Предкарпатского краевого прогиба, наложенного в миоцене на юго-западный ее край.

На юге обрамлением ВЕП является Скифская плита, обладающая герцинским и, частично, байкальским фундаментом и занимающая равнинные части Крыма и Предкавказья. Граница ВЕП следует здесь от устья Дуная на восток, пересекая северо-западную часть Черного моря. Перекопский перешеек и северную часть Азовского моря и далее в широтном направлении через северо-западное Предкавказье до района г. Сальска. Здесь граница поворачивает на запад-северо-запад и огибает с юга, запада и севера глубоко вдающееся в ВЕП с востока интракратонное герцинское складчатое сооружение Донбасса. От среднего течения р. Северный Донец южная граница ВЕП следует через дельту р. Волга, достигая восточного берега северного Каспия примерно в 100 км южнее устья р. Эмба. Отсюда граница ВЕП поворачивает к северо-востоку и далее к северу и, огибая с юго-востока и востока Прикаспийскую впадину, подходит в районе г. Актюбинска к южному окончанию Предуральяского краевого прогиба.

Тектоническая структура. ВЕП обладает метаморфическим фундаментом архейского и, в меньшей степени раннепротерозойского возраста. В отдельных районах, расположенных на северо-западе и юго-западе ВЕП, метаморфический фундамент выходит на дневную поверхность. На большей части ВЕП он перекрыт платформенным чехлом, сложенным горизонтально- или пологозалегающими отложениями верхнего протерозоя и

фанерозоя общей мощностью от нескольких сотен метров до 5-10 и, местами, даже 20-22 км.

Поверхность фундамента имеет первичноденудационное происхождение и срезает различные комплексы метаморфических и магматических образований раннего докембрия.

Около 75% ВЕП занимает Русская плита и около 25% – щиты: Балтийский (Фенно-Скандинавский) на ее северо-западе и Украинский (Азово-Подольский) – на юго-западе.

Балтийский щит на северо-западе граничит с надвинутыми на него каледонидами Скандинавии, на северо-востоке – с байкалидами Тимано-Печоро-Баренцевоморской зоны и на юге и юго-востоке он погружается под чехол Русской плиты. На большей части щита поверхность фундамента прикрыта маломощной «пленкой» четвертичных осадков и поднята на первые сотни метров и, местами, до 0,5-1 км (Хибинские горы) над уровнем моря. Участками она погружена под верхнепротерозойские и палеозойские отложения, выполняющие отдельные чашеобразные впадины или линейные грабены (например, Кандалакшский, Ладожский) глубиной до 1-2 км.

Украинский щит с северо-востока и севера по разрывным нарушениям сбросового типа отделен от Днепрово-Донецкой складчатой зоны. На западе, юго-западе и юге поверхность фундамента полого погружается под чехол Львовской и Причерноморской перикратонных впадин.

Русская плита, занимающая площадь около 4 млн. кв. км, характеризуется сложным строением платформенного чехла и неровным рельефом кровли фундамента с общим размахом высотных отметок, превышающим 20 км.

Нижние горизонты чехла (рифейский и нижневендский) выполняют многочисленные глубокие грабенообразные прогибы (авлакогены), а также отдельные односторонние перикратонные впадины, прилегающие к смежным с ВЕП подвижным поясам.

На территории ВЕП выявлена густая сеть выполненных рифейскими и нижневендскими отложениями линейных грабенообразных прогибов-авлакогенов, пересекающих метаморфический ее фундамент. Относительная глубина этих прогибов варьирует от 1-2 до 4-6 км, длина составляет от нескольких сотен до тысячи километров, ширина от нескольких десятков до ста километров. Эти структуры ограничены и рассечены сбросами и имеют клавишное строение. Авлакогены ориентированы в северо-западном (Пачелмский, или Рязано-Саратовский, Ладожский, Кандалакшский, Камско-Бельский), северо-восточном (Крестцовский, или Валдайский, Яренский и др.), реже субширотном (Абдуллинский) и субмеридиональном (Кировский и Доно-Медведицкий) направлениях.

Вышележащие отложения, начиная с верхневендских, плащеобразно налегают как на позднепротерозойские, так и на раннедокембрийские образования фундамента и в совокупности образуют плитный мегакомплекс чехла ВЕП.

Главными структурными элементами плитного чехла являются:

- обширные сводовые поднятия (антеклизы);
- обширные чашеобразные впадины (синеклизы);
- односторонние перикратонные впадины;
- переходные формы (подземные склоны щитов и седловины-перемычки, разделяющие смежные антеклизы и синеклизы).

Ширина антеклиз и синеклиз измеряется сотнями (до 1000) километров. По поверхности фундамента в плане эти структуры имеют неправильно-многоугольную, а в структуре чехла - более сглаженную форму, приближающуюся к овальной или округлой.

Приосевые зоны синеклиз обычно наследуют положение погребенных под ними авлакогенов, а большинство антеклиз и сводов возникло на месте блоков фундамента, расположенных между рифейскими авлакогенами.

Амплитуда относительных превышений в рельефе нижних горизонтов смежных антеклиз и синеклиз измеряется первыми километрами.

Большинство антеклиз и синеклиз отчетливо выражается в рельефе кровли фундамента Русской плиты: антеклизам отвечают обширные выступы, а синеклизам – опускания складчатого основания. Лишь некоторые, относительно неглубокие и молодые, наложенные синеклизы (Ульяновско-Саратовская, Глазовская. Прибалтийская) проявлены в верхних горизонтах чехла и поэтому хорошо «читаются» на геологической карте, а в рельефе фундамента не выражены.

Глубинное строение. Анализ результатов проведенных на территории ВЕП геофизических (гравиметрических, магнитометрических, геотермических и сейсмических) исследований позволил получить представление о глубинном ее строении.

Общая мощность земной коры варьирует в пределах ВЕП от 27-30 до 60-65 км, составляя на большей ее части 35-50 км.

Наименее мощная (27-35 км) кора характерна для Прикаспийской впадины (синеклизы).

В составе земной коры выделяют осадочный, гранитнометаморфический и базальтовый (гранулито-базальтовый) геофизические «слои».

Осадочный слой имеет мощность от первых метров и сотен метров на щитах, до 0,5-2 км – в пределах антеклиз и даже до 10-15 (Баренцевоморская впадина) и 20-25 км (Прикаспийская впадина) – в центральных частях наиболее глубоких синеклиз (приложение 2).

Гранитно-метаморфический слой характеризуется обычно мощностью от 10-20 км до почти полного выклинивания в пределах осевой части Прикаспийской впадины.

Базальтовый слой имеет мощность 20-35 км, сокращаясь до 10-15 км и менее в самых глубоких впадинах (Прикаспийской и Днепровско-Донецкой).

НИЖНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Консолидированное основание ВЕП сложено метаморфическими и интрузивными породами архея и нижнего протерозоя. Этот фундамент обнажается на Балтийском и Украинском щитах и в приосевой части Воронежской антеклизы и перекрыт платформенным чехлом на остальной части Русской плиты.

Стратиграфическое расчленение, корреляция, определение возраста пород фундамента, расшифровка его внутреннего строения вызывают большие трудности. Слагавшие его первично-осадочные, вулканические и интрузивные породы подверглись разнофациальному региональному метаморфизму гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В ряде случаев они несут следы неоднократных метаморфических преобразований как прогрессивной (с повышением во времени значений температуры и давления), так и регрессивной направленности. Время метаморфизма датируется археем - ранним протерозоем. Ведущими методами определения возраста дорифейских геологических комплексов являются радиогеохронологические.

Балтийский щит

Балтийский щит занимает территорию Карелии и Кольского полуострова, Финляндию и большую часть Скандинавского полуострова. Он представляет собой наиболее крупный на ВЕП выступ кристаллического фундамента. Балтийский щит сложен в основном метаморфическими и интрузивными образованиями архея и нижнего протерозоя. Лишь на небольших участках присутствуют породы верхнего протерозоя и палеозоя.

В тектоническом отношении Балтийский щит подразделяется на три геоблока (области):

- Карело-Кольский;
- Свекофеннский (Шведско-Финский);
- Свеко-Норвежский.

В пределы России почти целиком попадают Карело-Кольский и юго-восточная часть Свекофеннского геоблоков. Геологическое строение первого геоблока рассмотрено ниже.

В составе Карело-Кольского геоблока выделены три вытянутые в северо-западном направлении мегазоны, различающиеся по составу и строению слагающих их геологических комплексов: Беломорская, Кольская и Карельская.

Беломорская мегазона простирается вдоль юго-западного побережья Беломорья. Расположенная северо-восточнее Беломорской Кольская мегазона надвинута на последнюю по Лапландско-Кандалакшскому тектоническому шву, представляющему собой зону развития наиболее глубоко метаморфизованных образований архейского (?) возраста (Колвицкий и Лапландский гранулитовые массивы, сложенные гранатовыми, гиперстеновыми, кордиеритовыми гнейсами, эндербитами и эклогитоподобными породами). Вдоль границы Беломорской и Карельской мегазон простирается Северо-Карельская (Куоло-Выгозерская) шовная зона, обычно включаемая в состав последней.

Беломорская мегазона целиком сложена отложениями **беломорской серии** нижнего архея, которая состоит из гранито-гнейсов, амфиболитов, амфиболовых, биотитовых, двуслюдяных и высокоглиноземистых гнейсов и сланцев, прорванных интрузиями габброидов и гранитов архейского и раннепротерозойского возраста. Мощность отложений превышает 10 км. Породы беломорской серии характеризуются сложной складчатой структурой и проявлением многофазного (выделяются до четырех фаз) метаморфизма ретроградной направленности (от гранулитового, датированного 2,85 млрд. лет, через амфиболитовый с возрастом 2,5-2,7 млрд. лет до эпидот-амфиболитового и зеленосланцевого, проявившихся 2,2 и 1,8-1,9 млрд. лет назад). Необходимо отметить относительно слабое проявление в Беломорской мегазоне по сравнению со смежными Кольской и Карельской процессов гранитизации.

Кольская мегазона подразделяется на три продольные зоны (блока): Северо-Кольскую (Мурманскую), Центрально-Кольскую (Кольскую) и Южно-Кольскую (Терско-Лоттинскую), разделенные Северо-Кейвской (Колмозеро-Воронья) и Печенгско-Имандра-Варзугской шовными зонами.

В пределах *Северо-Кольской зоны* развиты плагиоклазовые, плагиоклаз-микроклиновые граниты и гранодиориты, содержащие реликты реоморфизованных двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов (возраст метаморфизма датируется цифрой более 2,5-3,0 млрд. лет). Эти ортометаморфические породы, возникшие за счет преобразования магматических (вулканических и/или плутонических) пород среднего состава в условиях амфиболитовой - низов гранулитовой фаций, имеют архейский (возможно, раннеархейский) возраст и рассматриваются как древнейший субстрат (комплекс основания, протокора) Мурманского блока. Процессы гранитизации происходили неоднократно в течение архея и раннего протерозоя, но наиболее интенсивно – в конце архея - начале протерозоя.

Древнейшее плагиогранитогнейсовое основание в пределах *Центрально-Кольской зоны* выходит на поверхность локально на некоторых участках ее восточного сегмента. Зона сложена в основном мощным (более 3-4 км) слоистым комплексом пара- и ортометамофических пород, объединяемых в *кольскую серию* (одновозрастную с беломорской): гранат-биотитовыми, биотитовыми и двуслюдяными гнейсами и, в меньшей степени, метаконгломератами и кварцитами, лептитами и амфиболитами с пачками магнетитовых сланцев и слюдистых кварцитов. Последние нередко несут промышленные скопления железных руд (Оленегорское, Комсомольское, Октябрьское месторождения). Породы, слагающие кольскую серию, смяты в интенсивно сжатые линейные складки, вытянутые в северо-западном и северо-северо-западном направлениях. Выделяют несколько этапов метаморфизма, датируемых 2,8-2,9 млрд. лет и 2,6-2,8 млрд. лет.

Вдоль южного края Центрально-Кольской зоны располагаются Печенгская (на северо-западе) и линейно-вытянутая Имандра-Варзугская впадины. Выполнены они одноименными мощными сериями нижнепротерозойских осадочно-вулканических образований, среди которых преобладают основные лавы.

Печенгская серия (8-10 км) по составу соответствует средней и верхней частям более мощной (до 13 км) имандра-варзугской серии. Обе серии состоят из нескольких (до 4-7) крупных ритмов, каждый из которых начинается пачкой осадочных пород мощностью до сотен метров, сменяющейся выше по разрезу эффузивной толщей мощностью от сотен метров до 2-3 км.

Вулканические толщи состоят из основных лав (с подушечной отдельностью) и туфов, редких горизонтов кислых эффузивов и игнимбритов. Вверх по разрезу формационный состав вулканитов изменяется: слабодифференцированные толеитовые базальты и андезито-базальты сменяются эффузивами непрерывно дифференцированной формации базальтов, андезито-базальтов, андезитов и дацитов, затем формации субщелочных базальтов-трахибазальтов-трахиандезитов и, наконец, - базальтами, базальтовыми коматиитами и пикритами с редкими горизонтами риолитов. С верхним (четвертым) ритмом связаны согласные и секущие тела габбро-перидотитового состава, к которым приурочено богатое медно-никелевое оруденение (Печенгское, Заполярное и др. месторождения).

Печенгская серия несогласно залегает на гнейсах и амфиболитах кольской серии. Верхний возрастной предел ее формирования-1,9-2 млрд. лет.

В Южно-Кольской зоне распространены в основном слюдяные, гранатовые, амфиболовые гнейсы и амфиболиты, а также микроклиновые граниты архея. Эти отложения сопоставляют с кольской серией по присутствию среди гнейсов магнетитовых кварцитов.

Карельская мегазона сложена лопийским комплексом метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород и прорывающими их интрузиями гранитоидов.

Комплекс интенсивно гранитизирован и в значительной степени превращен в массивы позднеархейских гранитоидов. Он наблюдается в виде реликтов, заключенных между телами гранитоидов. Сложен он амфиболовыми, пироксеновыми гнейсами, амфиболитами, биотит-плагиоклазовыми гнейсами, гнейсо-гранитами и высокоглиноземистыми гнейсами. Комплекс основания Карельской мегазоны сопоставляется как с древнейшим гранито-гнейсовым основанием Северо-Карельской зоны, так и более молодой беломорской гнейсово-амфиболитовой серией. Возраст его, вероятно, не превышает 2,9-3 млрд. лет.

Лопийский (верхнеархейский) осадочно-вулканогенный комплекс видимой мощностью 3-5 км слагает несколько узких прерывающихся синклинальных зон субмеридионального простирания, разделенных более широкими полями выходов гранитизированного комплекса основания. В различных структурных зонах описываемый комплекс представлен гимольской, парандовской и тикшозерской сериями. Нижняя часть разреза лопия сложена (снизу вверх): метатерригенными породами → основными эффузивами, часто с подушечной отдельностью → вулканитами и туфами кислого состава. Названные породы превращены в амфиболиты (по основным эффузивам) и различного состава гнейсы и сланцы. Верхняя часть разреза представлена первично осадочными графитовыми сланцами, кварцитами, кварц-слюдистыми сланцитами с прослоями метаконгломератов и мраморизованных доломитов, а также пачками железистых кварцитов, вмещающих железорудные месторождения в гимольской серии (Костомукшское и др. месторождения в Западной Карелии).

Лопийские отложения метаморфизованы в условиях амфиболитовой-зеленосланцевой фаций. Они смяты в линейные складки. Особенно интенсивная складчатость (до изоклиальной) приурочена к частям разреза,

сложенным сланцами и железистыми кварцитами. Доскладчатые тела, присутствующие в лопийских отложениях, представлены ультрамафитами и мафитами. Поздняя фаза складчатых деформаций лопийского комплекса (2,7 млрд. лет назад) сопровождается внедрением плагиоклаз-микроклиновых гранитов.

Геологические комплексы нижнего протерозоя в пределах Карельской мегазоны образуют 3 разделенных перерывами крупных стратиграфических комплекса: нижний (сумийско-сариолийский), средний (ятулийский) и верхний (венский).

Нижний комплекс залегает с перерывом и угловым несогласием на лопийских и более древних метаморфических образованиях. Сложен он метаморфизованными в зеленосланцевой (реже эпидот-амфиболитовой) фации осадочно-вулканогенными отложениями (снизу вверх):

- сумий (тунгудско-надвоицкая серия): полимиктовые конгломераты (0,2 км) → основные вулканиты с прослоями силицилитов и пластовыми телами ультрамафитов и габбро-диабазов (до 2,5 км) → вулканиты среднего и кислого состава (0,5-0,8 км) → карбонатные породы, общая мощность 1-3 км;

- сариолий (2,3-2,5 млрд. лет): лавы и пирокластолиты андезито-базальтового состава, туфобрекчии и туфоконгломераты (с галькой гнейсов, амфиболитов и эффузивов); общая мощность до 3 км;

- ятулий (1,9-2,2 млрд. лет): базальные конгломераты, гравелиты и кварцевые песчаники (фалаховая формация) - переотложенные остаточные глины химических кор выветривания - кварцевые и аркозовые конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты, глинистые сланцы, мраморфизованные доломиты (со строматолитами); общая мощность 0,5-2 км.; в составе комплекса отмечаются также покровы толеитовых базальтов и их порфирокластолитов, занимающие в разрезе заметное (Сенозерский тип разреза) или резко подчиненное (Онежский тип разреза) положение.

Ятуллийские отложения формировались в платформенной обстановке в обширном водном бассейне, занимавшем большую часть Карельской мегазоны. В результате свекофенских (~1,9 млрд. лет назад) деформаций возникли мульды с крутыми крыльями.

Вепсий имеет мощность 0,8-1 км. Он выполняет брахиформные впадины в юго-западном Прионежье и сложен серыми и красными кварцитовидными песчаниками с горизонтальной и косо́й слоистостью и прослоями конгломератов, накапливавшихся в дельтовой обстановке и мелководном бассейне.

Наиболее молодыми раннепротерозойскими образованиями в пределах Карельской мегазоны являются посторогенные порфировидные граниты типа рапакиви, слагающие несколько массивов в южной части мегазоны между Ладожским и Онежским озерами. Радиологический возраст этих гранитов - 1,65-1,7 млрд. лет.

Внедрение этих гранитов совпадает с периодом кратонизации Балтийского щита.

Воронежский кристаллический массив

Архей-нижнепротерозойский фундамент в пределах Воронежской антеклизы залегает вблизи поверхности и фрагментарно обнажается в долине Дона и нескольких наиболее глубоких карьерах.

В основании разреза основания Воронежского массива залегает обоянская серия нижнего архея (возраст 3-3,5 млрд. лет), сложенная биотитовыми, биотит-амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми, гранат-пироксеновыми, гранатсодержащими силлиманитовыми, кордиеритовыми и другими по составу гнейсами и гранито-гнейсами. Метаморфизованная в амфиболитовой фации серия в реликтах содержит минеральные ассоциации гранулитовой фации. В полях ее развития широко проявлены процессы мигматизации и гранитизации.

Метаморфизованная в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций михайловская серия (верхний архей. возраст 2,7-2,8

млрд. лет) сложена амфиболитами, метаперидотитами, зелеными сланцами, гнейсами и метапесчаниками. Вулканы нижней части, разреза представлены толеитовыми и магнезиальными базальтами, перидотитами и пироксеновыми коматиитами, верхней - андезитами, дацитами и риодацитами. Мощность серии варьирует от 2-3 до 10 км.

Верхнепротерозойские отложения залегают на разных горизонтах михайловской и обоянской серий с угловым несогласием и местами на метаморфизованной коре выветривания.

В разрезе нижнего протерозоя выделяют курскую железорудную, оскольскую и воронцовскую серии.

По составу курская железорудная серия напоминает криворожскую и, по-видимому, имеет тот же возраст (2,3-2,6 млрд. лет). Сложена она (снизу вверх): базальными полимиктовыми метаконгломератами, переслаивающимися с метагравелитами и метапесчаниками, кварцитами и кварц-слюдистыми сланцами → железистыми кварцитами, разделенными пачками слюдистых сланцев → маломощной пачкой метапесчаников и метааргиллитов. Общая мощность серии 2-5 км.

Средняя (железисто-кварцитовая) толща имеет мощность от сотен до 2-2,5 км. Она включает крупные запасы железных руд. Около половины запасов представлено богатыми рудами (сложены мартитом, железной слюдкой, лимонитом, сидеритом; содержание железа – 53-62%) - продуктами окисления и природного обогащения первичных бедных руд и связано с фанерозойскими корами выветривания. Первичные бедные руды представлены железистыми кварцитами (рудные компоненты – магнетит и гематит) с содержанием железа 32-38%.

Ингулецкой серии Украинского щита на Воронежском массиве соответствует оскольская серия, представленная (снизу вверх): конгломератами и гравелитами с обломками железистых кварцитов → карбонатно-слюдистыми сланцами с горизонтами мраморизованных известняков и доломитов → метатерригенными, в том числе

углеродсодержащими, и метавулканическими породами основного, среднего и кислого состава. Общая мощность серии – 2,5-4 км.

Породы, слагающие курскую и оскольскую серии, смяты в сильно сжатые (до изоклинальных) складки.

Раннепротерозойский этап развития Воронежской антеклизы завершился становлением двух многофазных интрузивных комплексов с возрастом около 2 и 1,7 млрд. лет. Формирование каждого из них начинается с внедрения габбро. Позднее внедряются гранодиориты и, наконец, калиевые плагиоклаз-микроклиновые граниты и сиениты.

В восточной части Воронежского массива к нижнему протерозою относится воронцовская серия, сложенная гнейсами, слюдистыми и другого состава сланцами, представляющими собой метаморфизованные в амфиболитовой фации углисто-терригенные породы и образующими флишоидную толщу. Породы смяты в систему сильно сжатых складок, образующих протяженный (сотни километров) и широкий (около 100 км) Восточно-Воронежский синклинорий юго-восточного простирания.

Хотя метаморфические комплексы архея - нижнего протерозоя Курской мегазоны Воронежского массива и аналогичны таковым Приднепровской мегазоны Украинского щита, они не находятся в непосредственной тектонической связи, но как бы смещены по зоне Днепрово-Донецкого авлакогена на несколько десятков километров.

Фундамент Русской плиты

Геологическое строение фундамента на большей части Русской плиты изучено значительно слабее, чем в пределах Балтийского и Украинского щитов и Воронежского массива.

Данные бурения характеризуют различные районы Русской плиты неравномерно: основная масса материала характеризует Белорусскую и Волго-Уральскую антеклизы. Геофизические данные позволяют наметить лишь общий структурный рисунок фундамента.

По данным бурения на большей части плиты фундамент сложен преимущественно гнейсами и гранито-гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами, метаморфизованными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Широко развиты здесь и комплексы плутонических пород от основных и ультраосновных до плагиогранитов и калиевых гранитов.

В фундаменте Русской плиты выделяют два типа структур (по К.О.Кратцу):

- поля – массивы (мегаблоки) округлой, овальной, линзовидной и серповидной в плане формы с мозаичным, редко концентрически-зональным размещением частных структурных элементов;

- межи – разделяющие поля относительно узкие (до 100-200 км), протяженные прямолинейные или дугообразные зоны со сложной в целом линейной внутренней структурой, выраженной интенсивными полосовидными положительными магнитными аномалиями, связанные с развитием в их пределах магнетитсодержащих пород (вулканических и интрузивных пород основного состава и железистых кварцитов архейского и раннепротерозойского возраста); межи образуют сложную систему, отдельные звенья которой имеют преимущественно северо-западное и северо-восточное, реже, субширотное и субмеридиональное простирания.

По представлениям С.В.Богдановой, общим древнейшим субстратом массивов и меж является наиболее древний комплекс гиперстеновых и высокоглиноземистых плагиогнейсов, близких по химическому составу диоритам и среднему составу континентальной коры. Предполагается, что уже в раннем архее этот субстрат подвергся раздроблению и распался на отдельные массивы, разделенные линейными зонами – межами. Последние представляли собой ограниченные продольными разломами трюги, в которых происходили излияния основных и ультраосновных (коматиитовых) лав и внедрение их интрузивных комагматов. Названные комплексы превращены в амфиболиты и основные кристаллические сланцы гранулитовой фации. В

пределах массивов происходило накопление вулканитов основного, среднего состава, а также терригенных и железо-кремнистых отложений, их метаморфические преобразования и становление габбро-анортозитов и ультраметаморфических плагиогранитных и чарнокитовых комплексов. Как в линейных зонах, так и в массивах широко распространены проявления архейского метаморфизма гранулитовой фации, на который наложен ретроградный метаморфизм амфиболитовой фации. В раннем протерозое в гранито-гнейсовых массивах протекали процессы гранитообразования, формировались гранито-гнейсовые купольные структуры и широко проявились процессы ретроградного метаморфизма.

В целом фундамент плиты, за исключением ее западной части существенно отличается от фундамента щитов отсутствием в пределах последних раннепротерозойских прогибов. Вероятно, с этим и связано обособление щитов как областей длительного устойчивого поднятия, а плит как областей устойчивого опускания. В позднем протерозое меж щитов контролировали развитие авлакогенов. Они специфичны для тех частей фундамента, которые в дальнейшем были перекрыты плитным чехлом. Области, где авлакогены выклиниваются, вошли позднее в состав щитов.

В приложении 3 приведена характеристика основных стратиграфических таксонов и структурно-вещественных комплексов и история основных геологических событий в пределах Волго-Уральского сегмента ВЕП.

Отметим, что поверхностные горизонты фундамента в пределах северной части Татарского свода сложены преимущественно отложениями отрядненской серии, а южной его части (в девонских-каменноугольных отложениях перекрывающего ее чехла сконцентрированы нефтяные месторождения) – породами, принадлежащими большечеремшанской серии.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ МЕГАКОМПЛЕКС

По современным представлениям континентальные блоки, известные в настоящее время как Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-

Американско-Гренландская древние платформы Лавразийской группы и Африкано-Аравийский, Южно-Американский, Индийский, Корейско-Китайский, Австралийский и Антарктический кратоны Гондванской группы, в конце раннего протерозоя входили в состав единого суперконтинента (континентального мегаблока) – Пангеи.

На рубеже раннего и позднего протерозоя на ее территории закончился этап кратонизации фундамента. Термический режим и тектоническая подвижность земной коры существенно понизились и с начала рифея Пангея вступила в более спокойный, платформенный этап своего развития.

Однако в то же время в теле Пангеи возникли линейно-вытянутые области повышенной мобильности – подвижные пояса (Урало-Азиатский, Северо-Атлантический, Средиземноморский и Тихоокеанский), развитие которых привело к фрагментированию и расчленению Пангеи на отдельные изолированные друг от друга блоки, в контурах которых продолжалось господство платформенного режима. Одним из таких «фрагментов», начиная с рифейского времени, и являлась ВЕП в современных ограничениях.

Осадочный платформенный чехол (мегакомплекс) ВЕП подразделяется на два мегаэтажа: авлакогенный (нижний) и плитный (верхний). Формирование названных этажей происходило во временных рамках одноименных (авлакогенного и плитного) мегаэтапов развития ВЕП.

Авлакогенный мегаэтаж

В течение рифея и раннего венда большая часть ВЕП сохраняла приподнятое положение, подвергалась воздействию процессов денудации и служила источником обломочного материала, сносившегося в пределы смежных Урало-Азиатского, Северо-Атлантического и Средиземноморского (Палеотетис) подвижных поясов.

Процессы тектонического растяжения и раздробления в пределах ВЕП были сосредоточены в узких линейных грабенообразных (ограниченных сбросами) прогибах – авлакогенах. Именно эти структуры в течение рифея -

раннего венда являлись основными областями седиментации (преимущественно терригенной) на ВЕП (приложения 4; 5, А-В).

Авлакогены простирались в основном в северо-восточном и юго-западном направлениях, реже имели субширотное и субмеридиональное простирания. Они образовывали довольно плотную сеть. Интересно отметить, что большая часть авлакогенов маркирует древние линейно вытянутые зоны в фундаменте – архейские гранулитовые пояса («межи»). Часть авлакогенов (Камско-Бельский, Абдуллинский, Пачелмский) «вдавалась» в тело ВЕП под прямым или косым углом из смежных подвижных поясов, часть возникла внутри платформы в виде изолированных, затухающих на обоих концах, структур, простиравшихся параллельно ее границам с обрамляющими подвижными поясами. Формирование ряда авлакогенов сопровождалось проявлением существенного базальтового вулканизма.

Отметим здесь, что тектонические условия формирования и геологическое строение авлакогенов ВЕП во многом идентичны грабенообразным (горсто-грабеновым) структурам, формирующимся в пределах подвижных поясов неогена в областях господства геодинамического режима внутриконтинентального рифтогенеза.

Продолжительность авлакогенного мегаэтапа составляет около 1 млрд. лет и ограничена рамками 1650 ± 50 - 620 ± 15 млн. лет.

В раннем рифее возникли Камско-Бельский и Абдуллинский авлакогены, «открывавшиеся» в сторону Уральского палеоокеана, заложение которого также относится к началу позднего протерозоя.

В среднем и позднем рифее многочисленные авлакогены формируются в центральной, северо-западной и юго-западной частях ВЕП, тяготеющих к заложенным в среднем рифее Северо-Атлантическому и Средиземноморскому подвижным поясам.

Заполняющие авлакогены верхнепротерозойские отложения несогласно залегают на метаморфических породах архея и нижнего

протерозоя и характеризуются горизонтальным и субгоризонтальным залеганием.

Среди рифейских и нижневендских отложений основное место принадлежит песчано-алеврито-глинистым осадкам преимущественно кварцевого (или аркозового) состава, образующимся за счет размыва обширных внутриплатформенных поднятий, сложенных кристаллическими породами фундамента ВЕП. Базальные горизонты в ряде авлакогенов представлены грубообломочными гравийно-галечниковыми слабоотсортированными континентальными образованиями.

На разных стратиграфических уровнях рифея и нижнего венда в разрезе авлакогенов присутствуют вулканогенные образования. Это базальтовые лавы, пирокластиты (туфы, пеплы), образующие пачки мощностью до первых сотен метров, и связанные с ними пластообразные (силы) и секущие (дайки) интрузивные тела. Особую группу отложений представляют ледниковые образования лапландского горизонта нижнего венда, известные в Пачелмском и Ладожском авлакогенах и сложенные гляциальными (валунные суглинки), лимногляциальными (ленточные глины) и флювиогляциальными отложениями.

В течение позднего рифея и раннего венда некоторые авлакогены прекращают свое развитие, другие – расширяются, постепенно превращаясь в синеклизы.

Эпоха байкальской складчатости (конец раннего - начало позднего венда) ознаменовалась прекращением развития большинства авлакогенов ВЕП.

Нижний рифей присутствует на востоке ВЕП в перикратонных прогибах и авлакогенах, прилегающих к западной части Урало-Азиатского пояса (приложение 5, А).

В Камско-Бельском авлакогене развиты отложения кырпинской свиты (R_1) мощностью до 3-5 км, представленные (снизу вверх): красноцветными песчаниками с отдельными потоками миндалекаменных базальтов и

порфиринов → серыми аргиллитами с прослоями алевролитов, мергелей и доломитов → толщей доломитов → толщей глинисто-карбонатного состава.

Этот разрез по общей последовательности напоминает нижнерифейскую серию Башкирского Урала. В Абдуллинском авлакогене описан сходный разрез нижнего рифея, но имеющий меньшую мощность.

Средний рифей распространен значительно шире (приложение 5, А). К нему относятся толщи красноцветных преимущественно грубообломочных отложений (конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты), залегающие в основании разреза многих авлакогенов различных районов ВЕП.

Мощность среднего рифея в западных авлакогенах (Ладожском, Крестцовском) составляет 0,5-1 км, в более восточных (Московском, Пачелмском и др.) – 1-1,5 км, в Солигаличско-Яренском – 2-3 км.

На поверхность среднерифейские (и, частично, вероятно, нижнерифейские) отложения (терская серия) выходят в северном борту Кандалакшского авлакогена.

Средний рифей в названных авлакогенах представлен в основном терригенными образованиями, подчиненное положение в разрезе занимают эффузивные, эффузивно-кластические и интрузивные (силы и дайки) породы.

В западной части Балтийского щита (Швеция) средний рифей (иотний) представлен кварцитовидными косослоистыми песчаниками, перемежающимися с покровами базальтов общей мощностью до 1 км.

К среднему рифею относится также овручская серия, развитая в авлакогенах северо-западной части Украинского щита и сложенная (снизу вверх): основными и кислыми эффузивами → кварцитовидными песчаниками и пиррофиллитовыми сланцами.

Верхний и терминальный (кудаш) рифей распространен в большинстве авлакогенов, в которых присутствуют среднерифейские отложения, реже – залегает на нижнем рифее (приложение 5, Б). Сложен он красноцветными и сероцветными отложениями: песчаниками (с прослоями гравелитов),

алевролитами, аргиллитами, разделенными поверхностями несогласий, фиксирующих перерывы в осадконакоплении.

В верхней части разреза верхнего рифея в некоторых авлакогенах (Пачелмском и др.) распространены толщи доломитов.

Мощность верхнерифейских отложений в целом растет в восточном направлении: от 500-800 м в западной и центральной частях ВЕП до 1,5 км (Пачелмский авлакоген) и 2-3 км (Камско-Бельский авлакоген) в восточных.

Нижний венд, объединяемый в вильчанскую и волынскую серии, заполняет Пачелмский, Ладожский авлакогены, Оршанскую и Волынскую впадины, а также перикратонный прогиб на юго-западе ВЕП (здесь он лежит на отложениях нижнего протерозоя) (приложение 5, В).

Вильчанская серия общей мощностью 200-500 м сложена красноцветными песчаниками и ледниковыми отложениями лапландского горизонта. Последние представлены валунными неслоистыми глинами, песчано-глинистыми флювио- и лимно-гляциальными отложениями, в том числе ленточными глинами. Мощность ледниковых отложений достигает десятков и даже первых сотен метров.

Волынская серия сложена лавами и пирокластическими породами базальтового и дацитового состава, которые подстилаются (нижняя часть разреза) и латерально замещаются терригенными отложениями (конгломератами, песчаниками и аргиллитами). Мощность отложений, входящих в состав серии, не превышает 300-500 м.

Плитный мегаэтап

В позднем венде, т.е. примерно 600 млн. лет назад, на ВЕП начинают формироваться более широкие и плоские по сравнению с авлакогенами тектонические депрессии – синеклизы, знаменующие ее переход в плитный (называемый также синеклизным) мегаэтап своего развития, продолжающийся до настоящего времени. Не кажется случайным поэтому, что центральные (осевые) части синеклиз часто оказывались приуроченными к ранее существовавшим авлакогенам.

В составе плитного мегаэтапа развития ВЕП выделяют три этапа, отвечающие каледонскому, герцинскому и альпийскому этапам развития обрамляющих ее подвижных поясов. Каждый из названных этапов выражен в виде крупного цикла вертикальных движений и седиментации со свойственным ему планом расположения зон поднятий и опусканий. В начале каждого цикла происходила перестройка тектонического плана платформы, усиливались погружения, достигавшие максимума примерно в середине цикла, а во второй его половине области погружений сокращались и начинали преобладать поднятия, охватывавшие в конце его почти всю территорию ВЕП. В начальные стадии циклов происходило накопление в основном терригенных отложений, в средние – карбонатных и, частично, кремнистых осадков и в завершающие – терригенных, в том числе и широко развитых континентальных.

Каледонский этаж

Каледонский этап развития начался на ВЕП в позднем венде и завершился в раннем девоне (на границе пражского и эмского веков). В его возрастных рамках выделяются два частных этапа (подэтапа): салаирский (поздний венд - средний кембрий) и собственно каледонский (поздний кембрий - ранний девон). В течение обоих этапов в погружение вовлекались в основном северо-западная и юго-западная зоны ВЕП, простиравшиеся параллельно Северо-Атлантическому (обширный Палеобалтийский прогиб, отделенный от последнего Балтийским щитом) и Средиземноморскому (примыкавший к поясу Львовско-Кишиневский перикратонный прогиб) подвижным поясам. В каледонской структуре плитного мегакомплекса ВЕП наиболее отчетливо выражена зональность северо-восточного направления, которой подчинены четыре главные зоны преобладающих поднятий и опусканий:

- Балтийская зона поднятий, выраженная одноименным щитом;
- Прибалтийско-Среднерусская зона опусканий, маркируемая Прибалтийской, Московской и Мезенской синеклизами;

- Сарматская зона поднятий (Сарматский каледонский щит), охватывающая Украинский щит, Воронежскую, Белорусскую и Волго-Уральскую антеклизы и разделяющие их авлакогены;

- Прикаспийская зона опусканий, реально фиксируемая с ордовикского периода в виде одноименной сверхглубокой синеклизы.

Верхний венд. В поздневендскую эпоху области аккумуляции на ВЕП значительно расширились, на месте авлакогенов были сформированы обширные плоские перикратонные и внутрикратонные (типа синеклиз) впадины.

Отложения верхнего венда ВЕП объединяются в валдайскую серию, в составе которой выделены два горизонта (подсерии): редкинский и котлинский.

Основание редкинского горизонта сложено базальными гравелитами и конгломератами, выше залегают аргиллиты, перемежающиеся с редкими пачками алевролитов и песчаников. В восточной части Палеобалтийской впадины, а также в Приднестровье и Приуралье редкинский горизонт включает также ряд прослоев туфов и туффитов.

Отложения котлинского горизонта, несогласно (и трансгрессивно) залегающие на нижележащих породах, сложены: в Палеобалтийской впадине – песчаниками и глинами, в восточной приуральской части платформы – пестроцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, объединяемыми в бухбулянскую и верхнебавлинскую серии.

Общая мощность отложений валдайской серии изменяется от 200-500 м в западной и центральной частях ВЕП до 1-1,5 км – в восточной и северо-восточной частях Палеобалтийской впадины и Приуралье.

В конце венда - начале кембрия в некоторых районах Балтийского щита формируются интрузивные массивы центрального типа, сложенные ультраосновными, щелочными породами и карбонатитами (массивы Африканда, Ковдорский и др.).

В течение раннего палеозоя осадконакопление в пределах ВЕП происходило в мелководных морских водоемах в условиях господства тропического климата.

Кембрийские отложения выполняют Палеобалтийский прогиб (синеклизу), отделяющий Балтийский щит от южной и восточной частей ВЕП, и Львовско-Кишиневский перикратонный прогиб, располагавшийся в ее западной периферии. На дневную поверхность они выходят в северных районах Эстонии и Ленинградской области, залегая несогласно на вендских, а в западной части Палеобалтийского прогиба – на нижнерифейских отложениях.

В раннем (среднем?) кембрии завершился начавшийся в позднем венде салаирский этап терригенной седиментации на ВЕП.

Кембрийская система на ВЕП представлена в основном своим нижним отделом.

Нижнекембрийские отложения объединяются в балтийскую серию, состоящую из трех горизонтов (ровенского, лонтовского и пиритаского). Характер залегания отложения балтийской серии на нижележащих образованиях различается: на верхневендских отложениях они залегают согласно или со следами перерыва и корой выветривания в основании, на метаморфитах нижнего протерозоя – трансгрессивно.

Ровенский горизонт, отвечающий нижней части томмотского яруса Сибирской платформы, сложен светло-зелеными и пестроцветными песчаниками с прослоями гравелитов, алевролитов и глин с остатками червей и акритарх. Мощность горизонта 10-30 м.

Лонтовский горизонт, отвечающий верхней части томмотского яруса, сложен голубовато- и зеленовато-серыми глинами (толща синих глин) с прослоями алевролитов и песчаников общей мощностью 60-130 м. В отложениях данного горизонта отмечены единичные находки остатков трилобитов.

Отложения пиритаского горизонта (атдабанский ярус) сложены кварц-глауконитовыми глинистыми песчаниками с линзами гравелитов, прослоями глин, алевролитов и конкрециями фосфоритов. В отложениях пиритаского горизонта отмечены остатки первых (наиболее ранние виды) брахиопод и головоногих моллюсков, присутствуют также и остатки водорослей. Мощность горизонта варьирует от 2 до 50 м.

Общая мощность отложений балтийской серии в средней и восточной частях Палеобалтийского прогиба достигает 100-200 (и даже 300) м, в западной, сложенной в основном мелководными песчаными фациями, – 50-100 м.

На отложениях балтийской серии залегает маломощный (до 40 м) ижорский (фукоидный) горизонт, сложенный кварцевыми песчаниками с прослоями глин и алевролитов. В песчаниках отмечаются знаки ряби и косои слоистости. Возраст ижорской свиты (ранне- или среднекембрийской) недостаточно ясен.

Ордовикские отложения, как и кембрийские, распространены на северо-западе и западе ВЕП, где выполняют Палеобалтийский и Подольский перикратонный прогибы. На поверхность они выходят в Белоруссии и Приднестровье.

Отложения тремадокского яруса общей мощностью до первых десятков метров трансгрессивно перекрывают различные горизонты кембрия. Сложены они кварцевыми песчаниками с прослоями фосфоритов, некоторые несогласно перекрываются глауконитовыми песчаниками и глинами леэцкого горизонта. Тремадокские отложения содержат остатки граптолитов и беззамковых брахиопод.

Выше отложений тремадокского яруса залегает карбонатный комплекс, содержащий обильные остатки трилобитов, брахиопод, головоногих моллюсков, иглокожих и мшанок, но лишенный граптолитов. Он сформировался в обширном мелководном заливе эпиконтинентального морского бассейна, открывавшегося на запад и обрамлявшегося в это время

низкой выровненной сушей. Разрез карбонатного комплекса подразделяется на 2 части.

Нижняя часть карбонатного комплекса (онтикский и пуртский надгоризонты арениг-раннекарадокского возраста) сложена доломитизированными известняками, доломитами, глинистыми известняками, мергелями и известковистыми глинами. В средней части пуртского надгоризонта (низы карадока) выделяется кукерскитовый горизонт. В его составе отмечено 4-6 сближенных прослоев общей мощностью до 2 м, сложенных кукерскитами (разновидность горючих сланцев), состоящими на 20-70% из керогена – органического вещества, образовавшегося в результате биохимических преобразований сине-зеленых водорослей.

Верхняя часть карбонатного комплекса (невский надгоризонт позднекарадокского - ашгилского возраста) также имеет карбонатный состав и представлена известняками, доломитовыми известняками, доломитами и глинистыми известняками.

Общая мощность ордовикских отложений в восточной части Палеобалтийской впадины достигала 300-500 м, в западной – не превышала 200-250 м.

Силурийские отложения распространены в тех же районах, что и ордовикские, но на несколько меньшей площади. Они образуют два, вероятно, разобщенных последующей денудацией ареала: первый находится в западной зоне перикратонного погружения ВЕП (Палеобалтийская, Брестская и Львовско-Кишиневская впадины), второй – на юго-восточной ее периферии (внешняя часть Прикаспийской синеклизы).

Силурийские отложения согласно или с перерывом залегают на ордовикских. Представлены они в основном карбонатными породами, заключающими обильные остатки кораллов, брахиопод, мшанок, пелеципод, криноидей, остракод, трилобитов и граптолитов, а в верхней части разреза – также панцирных рыб и остатки флоры.

В северной части Палеобалтийской впадины силур представлен мелководноморской толщей зоогенных известняков, доломитов и мергелей мощностью до 200-300 м, в южной – более глубоководной терригенной алеврито-глинистой толщей мощностью до 1 км. В западной части Палеобалтийского прогиба (современная южная часть Балтийского моря) мощность силурийских отложений достигает 2 км.

На юго-западе платформы силурийский разрез общей мощностью 0,3-0,5 км представлен переслаивающимися слоями, сложенными доломитами, известняками и мергелями с богатой и разнообразной фауной.

Девонские отложения. В конце силура - начале девона, вероятно, в связи с основными импульсами каледонской складчатости в Северо-Атлантическом поясе происходит крупноамплитудное (на 100 м) шарьирование аллохтонных пластин, сложенных верхнедокембрийскими - нижнепалеозойскими отложениями, сформированными в этом поясе, на северо-западную окраину Балтийского щита.

С этим временем связано воздымание западной части ВЕП, следствием чего явилось, в частности, полное осушение к концу пражского века Палеобалтийского прогиба.

В то же время в лохковский и пражский века в восточной части ВЕП, в пределах зарождающегося Русско-Балтийского прогиба, отлагались лагунно-озерные пестроцветные алеврито-глинистые и известковистые отложения небольшой (менее 200 м) мощности.

Морские условия в начале раннего девона (лохковском и пражском веках) существовали в пределах Палеобалтийской и Львовско-Кишиневской впадин. В первой в это время образовались карбонатно-глинистая толща небольшой (в первые десятки метров) мощности.

Разрез Львовско-Кишиневской впадины, наиболее полный и представительный для ВЕП, имеет следующий вид.

Лохковский ярус суммарной мощностью 300-500 м согласно залегающий на верхнем силуре, подразделяется на два горизонта.

Нижний (борщевский) горизонт сложен сероцветными известняками с прослоями мергелей и аргиллитов с остатками брахиопод, мшанок, трилобитов и др.

Верхний (чертковский) горизонт представлен глинистыми песчаниками с прослоями известняков, в верхней части – красноцветных алевролитов и песчаников. При этом происходит смена брахиопод остракодами и панцирными рыбами.

Пражский ярус сложен мощной (0,5-1 км) красноцветной континентальной толщей, в состав которой входят косослоистые песчаники, алевролиты и глины со знаками ряби и трещинами усыхания.

Отложения эмского яруса отсутствуют.

Герцинский этап

Начало герцинского этапа развития ВЕП датируется эмским веком раннего девона, окончание – поздним триасом. Заложенный ранее в восточной части ВЕП Русско-Балтийский прогиб в течение среднего девона постепенно расширяется в западном направлении. В позднем девоне в восточной части ВЕП возникает обширная Восточно-Русская впадина, функционировавшая в течение всего карбона и перми.

Девонские отложения выходят на дневную поверхность в трех основных районах: Главном девонском поле, Центральном девонском поле и Львовско-Кишиневской впадине.

Ниже приведены разрезы отложений девонской системы наиболее важных районов.

Девонские отложения Львовско-Кишиневской перикратонной впадины общей мощностью 600-1000 м сложены (снизу вверх):

- песчано-глинистыми осадками с остатками рыб (нижний эйфель), лагунной доломит-ангидритовой толщей (средний эйфель), морскими глинисто-карбонатными отложениями (верхний эйфель - живет) общей мощностью 100-200 м;

- известняковой толщей (верхний девон) мощностью 500-800м.

Разрез нижнего-среднего девона (начиная с эмского яруса) Русско-Балтийского прогиба имеет следующий вид (снизу вверх):

Эмский ярус представлен переслаиванием песчаников и глин морского происхождения.

Нижний эйфель сложен песчано-глинистыми континентальными и мелководно-морскими отложениями (мощность первые десятки метров), сменяющимися эвапоритами (галит и ангидрит) и доломитами и еще выше мелководно-морскими доломитами и известняками мощностью 50-100 м.

Средний-верхний эйфель сложен также мелководно-морскими глинистыми известковыми отложениями мощностью 100-200 м.

Живетский ярус представлен чередованием мелководно-морских пачек глинисто-известковистого и песчано-глинистого состава мощностью 150-300 м (песчано-глинистые отложения в пределах Татарского свода нефтеносны). В возрожденных Кировском и Доно-Медведицком авлакогенах мощность живета достигает 500-600 м.

Верхний девон в западной части Восточно-Русской впадины представлен в нижней своей части аллювиально-дельтовыми отложениями (до 50-100 м), сменяющимися вверх по разрезу известково-глинисто-песчаными морскими кадками (до 100 м), и в верхней – красноцветными песчано-глинистыми отложениями (100-200 м).

В центральной части впадины верхний девон сложен мергелисто-карбонатными отложениями.

Верхнедевонские отложения восточной части Восточно-Русской впадины подразделяются на три комплекса: нижнещигровский (D_{3fr_1}), верхнещигровский (D_{3fr_2}) и фаменско-турнейский (D_{3fm-C_1t}).

В составе нижнещигровского комплекса выделяются пашийский и кыновский нефтеносные горизонты, представленные чередованием пачек песчано-алеврито-глинистого и известково-глинистого состава. Мощность комплекса варьирует от десятков (поднятия) до 700 (в Кировском прогибе, унаследованном от рифей-ранневендского авлакогена) метров.

В позднецигровское время происходит смена терригенного мелководного осадконакопления существенно карбонатным (и, предположительно, более глубоководным). Этот комплекс сложен маломощной (50-100 м) толщиной глинисто-кремнисто-карбонатных отложений, обогащенных органическим веществом (доманиковая нефтематеринская фация).

Фаменско-турнейские отложения были сформированы в шельфовой обстановке. Представлены они в основном карбонатными (органогенными известняками и доломитами) отложениями мощностью 200-300 м (фаменский ярус) и известняками с прослоями аргиллитов и алевролитов мощностью 150-200 м (турнейский ярус). В пределах глубоководных некомпенсированных прогибов Камско-Кинельской зоны в это время происходило накопление глинисто-кремнистых известняков, битуминозных сланцев, аргиллитов и мергелей (доманиковая фация) общей мощностью до 200-300 м (в том числе, фаменский ярус – 100-200 м, турнейский – до 100 м). Прогибы эти обрамлялись барьерными рифами. Рифтогенные известняки, слагающие их, позднее сыграли роль литологических ловушек, вместивших промышленные скопления нефти, возникшей первоначально в нефтематеринских отложениях доманиковой фации.

Девон Прикаспийской впадины представлен терригенными отложениями (нижний девон - нижний фран) и выше (средний фран - турне) – глубоководными глинисто-кремнисто-карбонатными битуминозными осадками доманикового типа. Вдоль северной и западной границ Прикаспийской впадины наблюдается пояс развития карбонатных рифовых известняков общей мощностью до 500 м.

С девонским периодом связано проявление щелочного интрузивного магматизма (Хибинский и Ловозерский массивы) и базальтового вулканизма (отмечен в основании отложений, слагающих Кировский регенерированный прогиб и Татарский свод).

Каменноугольные отложения покрывают значительную часть Русской плиты, выходя на поверхность в западном крыле Московской и обрамлении Прикаспийской синеклиз.

В течение каменноугольного периода продолжается погружение Восточно-Русской впадины, осадконакопление происходит также в Прикаспийской и Львовской впадинах. Начиная со среднего карбона происходит постепенное изменение гумидного тропического климата, господствовавшего почти на всей территории ВЕП в раннем карбоне, на более сухой – аридный – в позднем.

Проиллюстрируем строение каменноугольных отложений в типовых районах их распространения.

Разрез каменноугольной системы центральной зоны Восточно-Русской впадины (Московская синеклиза):

C_1t_1 - доломиты, известняки, мергели (50-80 м);

C_1t_2 - песчаники, алевролиты, глины с прослоями бурых углей (30-35 м):

$C_1v_2^1$ - (бобриковский горизонт) – континентальные аллювиально-лимнические песчано-алевритовые (на СВ – бокситоносные) отложения (10-100 м);

$C_1v_2^2$ - песчаники, алевролиты, глины аллювиально-дельтовые и болотные (20-60 м);

C_3v_3 (окский горизонт) - известняки, доломиты, глины (50-100м);

C_1s_1 - каолиновые глины коры выветривания;

C_2m - морские карбонатные отложения → терригенные отложения → глинистые известняки → известняки, доломиты, мергели, глины (100-150 м);

C_3 - известняки, доломиты, мергели, глины, отдельные пестроцветные пачки, в верхней части преобладают доломиты (150м).

Разрез каменноугольных отложений восточной зоны Восточно-Русской впадины (Волго-Уральская антеклиза) имеет следующий вид:

C_1t - (см. выше фаменско-турнейский комплекс);

C_1v_1 - толща песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями углистых сланцев и линзами углей (n x 10 - 150-200 м);

C_1v_2 (бобриковский горизонт) - кварцевые песчаники, алевролиты и аргиллиты с растительными остатками, отмечаются прослой углистых сланцев и углей;

C_1v_3-s - известняки и доломиты (200-500 м);

C_2b - известняки, реже доломиты, в верхней части – также глины и алевролиты (50-150 м);

C_2m - пестроцветные терригенные и карбонатные осадки (верейский горизонт, выше – органогенно-детритовые и обломочные известняки с прослоями доломитов);

C_3 - известняки, реже доломиты, иногда с включениями гипса и ангидрита (150-200 м).

В пределах Прикаспийской впадины в разрезе карбона наблюдается чередование мощных терригенных пачек (нижнее визе, башкирский - московский ярусы) с относительно маломощными карбонатно-кремнисто-глинистыми (другие ярусы и подъярусы). Как и в девоне Прикаспийская глубоководная впадина отделялась от Восточно-Русской барьерными рифами, сложенными органогенными известняками.

Разрез карбона Львовской впадины имеет мощность 800-1000 м. Сложен он снизу вверх: C_1t-v_1 - континентальные гравелиты и песчаники (5-50м) → известковистые глины (150м);

$C_1v_3-C_1b$ - континентальные угленосные гравелиты. песчаники и глины (700-800 м).

Пермские отложения ВЕП представлены преимущественно карбонатными морскими фациями (нижняя пермь) и терригенными континентальными (верхняя пермь) фациями.

Пермские отложения присутствуют в Московской, Мезенской синеклизах, Волго-Уральской антеклизе, Прикаспийской, Польско-Литовской синеклизах, площади которых в пермский период были залиты

водами Восточно-Русского, Прикаспийского и Польско-Литовского бассейнов.

Восточно-Русский бассейн в перми на востоке граничит с воздымающимся горным сооружением Урала, отделенным от него Предуральским краевым прогибом, на юго-востоке – с Прикаспийским бассейном (через пояс барьерных рифов).

Обобщенный разрез пермских отложений Восточно-Русского бассейна имеет следующий вид:

R_1a - морские мелководные доломиты, доломитовые известняки с богатой фауной фораминифер, кораллов и брахиопод (0-100м (до 180м));

R_1s-ag - морские мелководные мергели, доломиты, ангидриты, гипсы (в восточных зонах Московской синеклизы – прослойки каменных углей) (n x 10 м);

R_1k - ангидриты с прослоями доломитов и мергелей (n x 10 -100-150м);

R_2u - континентальные красноцветные аллювиально-дельтовые и озерные отложения (глины, алевролиты, косослоистые песчаники с пресноводной фауной) (200-300 м); в направлении на запад мощность отложений снижается до десятков метров;

R_2kz - морские отложения обширного внутриконтинентального Казанского моря (песчаники, мергели, известняки и доломиты с остатками брахиопод, пелеципод и др.) (100-200 м);

R_2t - континентальные (аллювий, дельтовые и озерные отложения) красноцветные песчаники (часто косослоистые), алевролиты, глины, мергели, известняки и доломиты, часто гипсоносные (200-500 м).

Суммарная мощность пермских отложений Востока Русской плиты составляет, таким образом, 600-1300 (достигая 2000 м).

Пермский разрез Прикаспийской впадины имеет мощность, достигающую 7-10 км.

Ассельско-артинский комплекс нижней перми представлен во внешней части прогиба карбонатной толщей мелководных известняков и доломитов,

слагающих барьерные рифы мощностью 1-1,5 км, во внутренней – маломощной (n x 100м) толщей глубоководных карбонатно-кремнисто-глинистых отложений.

Кунгурский ярус сложен соленосной толщей мощностью 1-3 км во внешней до 4-6 км во внутренней части впадины. Она представлена мощными пачками галита (в верхней части также калийных и магниевых солей) с прослоями глин. Формирование соленосной толщи происходило в глубоководной лагуне в условиях аридного климата и быстрого и значительного опускания. Общие оцененные запасы галита в пределах впадины составляют около 1 трлн. т, калийных солей – 45 млрд. т.

Верхнепермские отложения, обнажающиеся в соляных куполах, сходны с отложениями Восточно-Русской впадины, но имеют значительно большую мощность.

Триасовые отложения выходят на поверхность в пределах Прикаспийской, Московской и Мезенской синеклиз. Формирование их происходило в условиях аридного (ранний - средний триас) и влажного гумидного (поздний триас) климата в нескольких изолированных внутриконтинентальных впадинах.

В Прикаспийской впадине (синеклизе) мощность триасовых отложений достигает 3-3,5 км. Они имеют следующее строение (снизу вверх):

T_{1i} - красноцветные терригенные отложения (200-300 м, до 1,4 км – в центральной части впадины);

T_{1o} - мелководно-морские глинисто-карбонатные отложения (от 100 м до 1000 м – в центральной части впадины);

T₂ - морские известняки, глины, песчаники (до 250 м);

T₃ - континентальные пестро- и сероцветные отложения (глины с прослоями песчаников, алевролитов и углей) (600-700 м).

Нижнетриасовые отложения Московской синеклизы представлены красноцветными континентальными осадками мощностью до 200 м. В разрезе нижнего триаса выделяют 5 седиментационных циклов, каждый из

которых начинается песчаниками и заканчивается алевролитами и глинами с известковистыми конкрециями.

На рубеже триаса и юры в пределах Урала и Тимана происходят заключительные деформации сжатия, в результате которых, в частности, геологические комплексы Тиманской зоны были надвинуты на Мезенскую синеклизу.

В конце триаса почти вся территория ВЕП была осушена. В обрамляющих ВЕП подвижных поясах в герцинский этап происходят следующие события:

- в рассекающем тело ВЕП Днепрово-Донецком авлакогене на границе ранней и поздней перми происходят складчатые деформации, и он превращается в интракратонную складчатую зону;

- в северной части Средиземноморского пояса (пассивной окраине океана Тетис), в области, находящейся между Днепрово-Донецким авлакогеном, Украинским щитом на севере и Горным Крымом и Большим Кавказом – на юге, в конце перми происходят блоково-складчатые деформации, и далее она развивается в плитном режиме (Скифская плита);

- в западной части Урало-Азиатского пояса в конце палеозоя в результате коллизии ВЕП и микроконтинентов – террейнов (Казахстанского, Мугоджарского и др.) происходит возникновение горного сооружения, а на границе с ВЕП – Предуральского краевого прогиба.

Альпийский этаж

Альпийский этаж ВЕП охватывает отложения юры-голоцена, сформированные во временных рамках одноименного тектоно-магматического этапа развития Земли.

Смежные с ВЕП подвижные пояса и их сегменты в течение альпийского этапа развивались в следующих геодинамических режимах:

- платформенном (Скифская плита, Печоро-Баренцевоморская зона);

- платформенном (J-Pg₂) и, начиная с Pg₃, – эпиплатформенного орогенеза (западная, примыкающая к Предуральскому краевому прогибу и ВЕП область Уральского складчатого сооружения; Скандинавские горы);

- рифтогенно-спрединговом, островодужном (J-Pg) и коллизионном – в неогене-квартере (Карпатская зона).

Юрская система. Основные области распространения юрских отложений – это Московская, Мезенская, Прикаспийская и Ульяновско-Саратовская синеклизы, западная часть Воронежской антеклизы и Причерноморская впадина.

В ранне- и среднеюрскую эпохи на территории ВЕП господствовал теплый влажный климат, о чем свидетельствуют, в частности, широкое развитие среди отложений этого возраста угленосных отложений, осадочных железных руд, высокоглиноземистых огнеупорных глин и преобладание сероцветных фаций.

В поздней юре южная и юго-западная части ВЕП попадают в зону жаркого относительно сухого климата. В это время в морских бассейнах формируются карбонатные породы (в том числе коралловые известняки и доломиты), а в континентальных условиях – пестроцветные лагунные терригенные отложения.

Ниже приведены разрезы юрских отложений основных областей седиментации этого периода.

Московская синеклиза:

- келловейский ярус средней юры представлен континентальными, песчано-глинистыми, элювиальными, аллювиальными, озерными и болотными отложениями, содержащими прослой бурых железняков, бурых углей, огнеупорных глин, мощность 0-60 м (до 300 м);

- верхняя юра сложена морскими отложениями мощностью, не превышающей 100 м, выполняющими овалы в плане впадины диаметром 50-80 км; разрез центральной части Московской синеклизы снизу вверх: келловейский ярус (песчаные глины) → оксфордский ярус (глины с

конкрециями фосфоритов) → нижневолжский подъярус (песчано-глинистые отложения с фосфоритами) → верхневолжский подъярус (глауконитовые и кварцевые пески).

Ульяновско-Саратовская синеклиза:

- отложения байосского и батского ярусов средней юры залегают трансгрессивно на каменноугольных и сложены мелководно-морскими фациями (песчаными в нижней и глинистыми в верхней части), мощность – до 100-150м:

- келловейский ярус средней юры сложен глинами с известковистыми, сидеритовыми и пиритовыми конкрециями;

- оксфордский и киммериджский ярусы верхней юры представлены глинами с прослоями конкреционных фосфоритов;

- волжский ярус верхней юры сложен глинами с подчиненными пластами битуминозных глин и горючих сланцев (нижневолжский подъярус), глауконитовыми песками, песчаниками и фосфоритовыми конгломератами.

Общая мощность верхнеюрских отложений не превышает 80-100м.

Прикаспийская синеклиза:

- нижняя юра - ааленский ярус средней юры представлены кварцевыми косослоистыми аллювиально-дельтовыми песками и глинами мощностью 100-150 м;

- байосский - батский ярусы средней юры в восточной части синеклизы сложены песчано-глинистыми континентальными отложениями мощностью 300-500 м, содержащими прослой бурых углей, в западной части – морскими глинистыми отложениями с прослоями мергелей и известняков (мощность – до 200 м);

- верхняя юра представлена терригенными (глины, алевролиты) и карбонатными (мергели, известняки) отложениями мощностью 200-400 м; в нижневолжских отложениях кроме того присутствуют прослой горючих сланцев, верхневолжские сложены глауконитовыми песками и песчаниками с прослоями конгломератов. Причерноморская впадина:

- келловейский ярус средней юры сложен морскими глинами и алевролитами;

- оксфордский и киммериджский ярусы верхней юры представлены оолитовыми и органогенными известняками с прослоями доломитов, мергелей, глин и алевролитов;

- волжский ярус сложен регрессивной пестроцветной толщей с преобладанием гипсов и ангидритов, сменяющейся вверх по разрезу песчанистыми глинами с прослоями конгломератов.

Общая мощность средне-, верхнеюрских отложений достигает 1-1,5 км.

Полезные ископаемые.

Отложения юрского возраста вмещают месторождения следующих видов полезных ископаемых:

- нефти (морские отложения байоса - бата северо-восточной части Прикаспийской синеклизы);

- бурых углей (континентальные отложения баойса - бата восточной части той же синеклизы);

- огнеупорных глин (элювиальные отложения) и бурых железняков (болотные отложения келловейского яруса Московской синеклизы);

- фосфоритов (отложения нижневолжского подъяруса Московской синеклизы);

- кварцевых песков - стекольное сырье (отложения верхневолжского подъяруса Московской синеклизы);

- горючих сланцев (отложения нижневолжского подъяруса Ульяновско-Саратовской синеклизы).

Меловые отложения на ВЕП присутствуют, главным образом, в восточной и юго-восточной ее частях, т.е. в тех же районах, что и юрские. Наибольшим распространением они пользуются во внутренних частях Московской, Ульяновско-Саратовской и Прикаспийской синеклиз.

Нижнемеловые отложения формировались в условиях гумидного климата и почти целиком представлены терригенными сероцветными

фосфорито- и сидеритоносными морскими и, в меньшей степени, континентальными отложениями.

Верхнемеловые отложения имеют существенно карбонатный состав. По происхождению это осадки морского бассейна, располагавшегося в области с гумидным очень теплым климатом.

Мощности нижнемеловых отложений последовательно возрастают в направлении с северо-запада на юго-восток Русской плиты: от 100 м в Московской до 200-300 м в Ульяновско-Саратовской и 500-700 м в Прикаспийской синеклизах.

Разрез нижнего мела в Ульяновско-Саратовской синеклизе имеет следующий вид (снизу-вверх): ожелезненные песчаники с фосфоритовой галькой, мощность 0,5 м (валанжинский ярус) → темно-серые глины с конкрециями пирита и фосфоритов с фауной аммонитов, мощность до 100 м (готтеривский ярус) → чередование глин и глауконитовых песчаников с фауной белемнитов (мощность 30 м) → песчанистые глины с кальцитовыми и сидеритовыми конкрециями и фауной аммонитов, мощность 50 м (аптский ярус) → кварц-глауконитовые пески и глины, мощность 30-100 м (средний и верхний подъярусы альбского яруса).

Верхний мел покрывает почти всю южную часть Русской плиты, залегая на нижнем трансгрессивно (несогласно). Мощность верхнемеловых отложений постепенно увеличивается в юго-восточном и юго-западном направлениях: в Ульяновско-Саратовской синеклизе она составляет 100-250 м, в Прикаспийской – 300-600 м, в Причерноморской впадине – 0,5-1 км (до 2 км), в Львовской – не превышает 1 км.

Ниже приведены разрезы верхнемеловых отложений некоторых структур.

В Причерноморской впадине верхний мел представлен мергелями, известняками со стяжениями кремней, в северной ее части – известковистыми песками и песчаниками. Верхняя часть разреза

(маастрихтский ярус) сложена мергелями и известняками с повышенной алевроитистостью и песчанистостью.

Вехнемеловые отложения Ульяновско-Саратовской впадины сложены в основном мергелями и псччим мелом (слабо сцементированной микропористой карбонатной породой биогенного происхождения), а также опоками и трепелами, глауконитовыми песками, алевролитами и глинами.

Полезные ископаемые в отложениях мелового возраста представлены месторождениями псччего мела (Ульяновская область), фосфоритами (готтеривские отложения северо-восточной части Московской и Ульяновско-Саратовской синеклизы), кварцевыми песками (аптские отложения Подмосковья), а также карбонатными (сидеритовыми) и оксидными (лимонитовыми) рудами нижнего мела.

Палеогеновые отложения развиты в южной части Русской плиты, прилегающей к Средиземноморскому подвижному поясу.

Они выполняют Ульяновско-Саратовскую, Причерноморскую и большую часть Прикаспийской впадины и отсутствуют в Львовской впадине и Воронежской антеклизе.

Морские отложения палеоцена и эоцена Причерноморской и Прикаспийской впадин были сформированы в едином бассейне, связанном со Средиземноморским. В олигоцене - раннем миоцене на территории названных впадин существовало обширное изолированное внутриконтинентальное глубоководное озеро-море. Осадконакопление происходило в условиях сероводородного заражения придонных слоев воды.

Морские отложения палеогенового возраста накапливались также в полуизолированных, частично опресненных впадинах (Ульяновско-Саратовской, Украинской).

Континентальный седиментогенез наиболее широко проявлен в пределах Украинского щита. На большей его части на меловой каолиновой коре выветривания кристаллического фундамента залегает прерывистый покров отложений нижнего - среднего эоцена: кварцевые пески с прослоями

каолиновых глин, углистых глин и бурых углей, содержащие остатки тропической и субтропической флоры.

В соответствии с этим выделяют два типа разрезов палеогена: южный и северный.

Южный тип разрезов палеогена характерен для областей, испытавших в этот период интенсивные опускания (Причерноморская и Прикаспийская впадины). Суммарная мощность палеогена - нижнего миоцена в пределах этих структур достигает в Причерноморской впадине 1-1,5 км (до 2 км).

Нижний и средний палеоген выражены мощной морской, относительно глубоководной толщей глинисто-мергелисто-известковистых отложений (250-500 м).

Олигоцен и нижний миоцен, залегающие на эоцене со следами перерыва, представлены мощной (до 500-1000 м) толщей темных глин, а также алевролитов и песчаников с конкрециями пирита, объединяемых в майкопскую серию. На северной границе Причерноморской впадины с южным краем Украинского поднятия (щита) нижняя часть майкопской серии замещается прибрежно-морскими отложениями, вмещающими Никопольскую группу месторождений осадочных оксидных марганцевых руд.

Северный тип разрезов характерен для областей слабого погружения (Ульяновско-Саратовская впадина). Общая мощность разреза палеогена-нижнего миоцена здесь не превышает 200-300 м.

Палеоцен и эоцен сложены (снизу вверх): кварц-глауконитовые пески и песчаники, алевролиты → опоки, диатомиты, иногда мергели, а также бурые угли → мелководные песчаники.

Олигоцен - нижний миоцен представлены глауконитовыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами.

Полезные ископаемые палеогена немногочисленны. Это упоминавшиеся выше месторождения марганцевых руд (Pg_3). диатомиты Среднего Поволжья (Pg_2) и прибрежно-морские месторождения янтаря (Pg_2).

Неогеновые отложения присутствуют в основном в южной части Русской плиты. Они выполняют Причерноморскую и Прикаспийскую впадины, а также покрывают маломощным чехлом ряд участков Украинского щита и Воронежской антеклизы. Плиоценовые отложения ингрессивно заполняют древние долины Волго-Камской речной системы. Морской неоген представлен осадками замкнутых и полуизолированных водоемов (озер-морей), лишенных связи с мировым океаном.

В Причерноморской впадине низы миоцена представлены регрессивной верхней частью майкопской серии (светлоокрашенные глины и пески) мощностью в несколько десятков метров. Верхняя часть миоцена - плиоцена общей мощностью до 500 м сложена (снизу вверх): мергелями (с пресноводной фауной) → мелководными карбонатными и терригенными отложениями, залегающими на нижележащих несогласно → известняками-ракушняками → мелководными песчано-глинистыми отложениями и, в верхней части, → континентальными красноцветными осадками.

Прикаспийская впадина после регрессии в конце майкопского времени на протяжении большей части миоцена оставалась приподнятой. Лишь в ее южной части отмечены мощные морские песчано-глинисто-мергелистые осадки, замещаемые к северу маломощными континентальными.

В начале плиоцена на юго-востоке Русской плиты в условиях жаркого засушливого климата происходит резкое падение уровня Каспийского бассейна (до 500 м ниже уровня океана), и площадь его сокращается в несколько раз (до размеров современной Южно-Каспийской впадины). Понижение базиса эрозии привело к глубокому врезанию рек Каспийского бассейна и выносу ими в Южно-Каспийскую впадину огромного количества обломочного (преимущественно песчаного) материала, образовавшего здесь мощную (первые километры) продуктивную (нефтеносную) толщу, с которой связаны основные нефтяные месторождения Азербайджана и Ирана. Время ее формирования названо веком продуктивной толщи.

Отметим здесь, что уровень русла палео-Волги этого времени находился на следующих отметках: -100-200 м (Татария), -300-400 м (Саратовское Заволжье), а дельта – в районе Апшеронского полуострова.

В конце века продуктивной толщи – начале акчагыльского века вследствие резкого глобального похолодания площадь Каспийского озера-моря стала расширяться. В связи с подъемом уровня базиса эрозии рек Каспийского бассейна эрозия в их долинах ослабевает и почти прекращается. В результате в долине палео-Волги происходит накопление аллювиальных, аллювиально-лимнических песчано-глинистых по составу отложений. Эта толща пресноводных отложений, выполняющая долину палео-Волги, получила название кинельской свиты. Мощность ее достигает 200-300 м.

Во второй половине акчагыльского века воды Каспийского бассейна заполнили территорию всей Прикаспийской синеклизы, Терско-Кумскую, Куринскую впадины и глубоко ингрессировали в долины палео-Волги (до Нижнего Новгорода), палео-Камы и палео-Белой.

В долине палео-Волги солонатоводные отложения акчагыльского яруса (глины с конкрециями сидеритов и прослоями битуминозных сланцев) несогласно залегают на кинельских. Их мощность – 50-100 м.

В Прикаспийской впадине акчагыл представлен морской толщей (темно-серые глины с прослоями песков и ракушнякав со своеобразной солонатоводной фауной моллюсков) мощностью 200-500 м.

Квартер. На ВЕП пользуются развитием четвертичные отложения самой различной генетической принадлежности. Среди них выделяется комплекс морских отложений, сформированных в крупных водоемах, связанных с мировым океаном (Балтийское, Баренцево, Белое и Черное моря) и не связанных с ним (Каспийское озеро-море), континентальных (гляциальных и флювиогляциальных, эоловых, элювиальных, склоновых, озерных, аллювиальных и др.) толщ, образование которых обусловлено различными физико-географическими и климатическими обстановками, существовавшими на территории ВЕП в четвертичный период.

В течение четвертичного периода на ВЕП происходило чередование эпох похолодания и потепления, имевших глобальный характер. В эпохи наиболее резкого и интенсивного похолодания (примерные возрастные рамки: 480-380, 240-190, 125-110, 85-60 и 20-10 тыс. лет назад) северо-западная и срединная часть ВЕП подвергалась масштабным покровным оледенениям, распространявшимся с Балтийского щита и Полярного Урала. Эпохи глобального похолодания и оледенения сопровождались значительным (до отметки -100 м) понижением уровня мирового океана и морскими регрессиями. В межледниковые эпохи, напротив, происходило повышение уровня мирового океана и, как следствие, -увеличение площади морских бассейнов. Так, наиболее крупные в квартере трансгрессии Каспия связаны с эпохами потепления (апшеронская в эоплейстоцене, бакинская в раннем и хвалынская в позднем неоплейстоцене).

В целом в четвертичное время большая часть ВЕП, за исключением площадей, занятых морями, воздымалась. Амплитуды неоген-четвертичного поднятия составляли величины до 100-200 м и лишь участками (Приволжская, Бугульминская возвышенности и др.) достигали 250-300 м. Процессы горообразования (вероятно, связанные с областями проявления геодинамического режима эпиплатформенного орогенеза) с амплитудами блоковых воздыманий до 1000 м проявлены на весьма ограниченных площадях (Хибинские горы на Балтийском щите).

Образование Балтийского и Белого морей, а также Ладожского и Онежского озер связано с опусканием днищ этих водоемов с амплитудой до 200-500 м. Погружение нередко проявлялось в этой полосе в виде грабенообразных проседаний, концентрировавшихся в контурах рифейских авлакогенов (Кандалакшского, Ладожского, Центрально-Балтийского и др.). Отметим здесь, что суммарная амплитуда новейших (N-Q) опусканий в северной части Каспийского моря составила до 5 км (четвертичных – до 1 км).

Балтийское море образовалось в конце позднего неоплейстоцена на месте доледниковой денудационной равнины у края ледникового щита примерно 13 тыс. лет назад и представляло собой в это время обширный приледниковый пресноводный озерный бассейн. Лишь в начале голоцена оно приобрело связь с Мировым океаном и после непродолжительного перерыва, в среднем голоцене, превратилось в солоноватоводное внутреннее море. Мощность континентальных (гляциальных, озерных и др.) и морских отложений на дне Балтийского моря достигает 50-100 м.

В Причерноморской и Прикаспийской впадинах распространены морские и, в меньшей степени, континентальные остатки, отлагавшиеся в пределах одноименных бассейнов. Их мелководные и прибрежные фации представлены песками и алевритами с ракушечниками, а внутренние – глинами и глинистыми илами. В краевых частях этих бассейнов фиксируется чередование морских (фиксирующих эпохи межледниковий и потепления климата) и континентальных (отлагавшихся в периоды похолодания и ледниковых эпох).

Характер и тип континентального литогенеза на территории ВЕП в течение четвертичного периода определялся прежде всего климатическими условиями, господствовавшими в отдельные его отрезки в различных частях ВЕП, составом и особенностями залегания пород дочетвертичного субстрата, элементами и формами рельефа, в контурах которых эти отложения формировались.

В четвертичном разрезе северо-запада России отмечается до 3-4 разновозрастных ледниковых горизонтов, сложенных валунными суглинками, перемежающимися с синхронными им флювиогляциальными, лимногляциальными, и межледниковых горизонтов, представленных широким спектром континентальных отложений (аллювиальных, склоновых и др.)

В областях, примыкавших к ледниковым щитам (южные степные зоны Русской плиты), в ледниковые эпохи в условиях перигляциальной зоны

накапливались эоловые по происхождению толщи лессов и лессовидных пород, перекрывавшие многометровым плащом все ранее сформированные геологические комплексы и формы рельефа (водоразделы, долины рек и др.).

В восточной внеледниковой области ВЕП формировались отложения разнообразного состава и происхождения:

- аллювиальные отложения, в основном песчано-глинистые по составу, в меньшей степени песчано-гравийно-галечниковые и глинисто-суглинистые (русловая, пойменная и старичная фации), слагающие террасы в долинах рек;

- элювиальные отложения (преимущественно глинистые, песчано-глинистые), образующие маломощный покров на водоразделах;

- делювиальные и солифлюкционно-делювиальные отложения (глинистые, песчано-глинистые, гравелито-песчано-глинистые и др.), формирующие шлейфы на пологих склонах речных долин и возвышенностей.

Относительно меньшим распространением среди четвертичных отложений ВЕП пользуются коллювиальные (Хибины), пролювиальные, карстовые (в областях развития карбонатных отложений каменноугольного и пермского возраста) и оползневые отложения и связанные с названными физико-геологическими процессами формы рельефа.

Полезные ископаемые

В недрах ВЕП заключены промышленные месторождения многих видов полезных ископаемых. Остановимся кратко на главных из них.

Месторождения железа связаны с джеспилитовыми формациями архейского (Оленегорское и Костомукшское и др. на Балтийском щите) и раннепротерозойского (Криворожская группа в Воронежской антеклизе и район Курской магнитной аномалии на Украинском щите) возраста. Залежи осадочных железных руд (бурые железняки, оолитовые руды, сидериты) известны в различных районах ВЕП в отложениях девонского, юрского и мелового возраста.

Месторождения марганцевых осадочных руд приурочены к олигоценовым отложениям Никопольского района на границе Украинского щита и Причерноморской впадины.

Месторождения медно-никелевых сульфидных руд известны на Кольском полуострове (район г. Печенга), будучи локализованными в нижнепротерозойских отложениях печенгской серии. Среди раннепермских отложений востока ВЕП отмечены горизонты медистых песчаников.

Алюминиевые руды связаны с интрузиями нефелиновых сиенитов Кольского полуострова. Залежи бокситов приурочены к нижнекаменноугольным отложениям северо-запада Русской плиты (район г. Тихвин).

Редкие элементы. Промышленные скопления редкоземельных элементов локализованы в некоторых (Ловозерский и др.) щелочных массивах Кольского полуострова.

Месторождения фосфатного сырья представлены залежами апатитовых руд, уникальных по качественным и количественным характеристикам (Хибинский щелочной массив на Кольском полуострове), и пластовыми скоплениями фосфоритов в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях центральных и восточных районов Русской плиты.

Калийные соли, образующие крупные месторождения, связаны с отложениями кунгурского яруса нижней перми. Наиболее масштабные скопления их располагаются в Прикаспийской синеклизе.

Галит. Огромные запасы каменной соли (до 1 трлн. т) сосредоточены в тех же, что и калийные, соленосных толщах кунгурского яруса Прикаспийской впадины.

Гипс. Промышленные скопления гипса известны в нижнепермских отложениях, сформированных в пределах Восточно-Русской впадины, а также в породах среднемиоценового возраста западной Украины.

Залежи высокоглиноземистого сырья представлены скоплениями кианита, сконцентрированными в породах беломорской серии, сложенной, в частности, высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами.

Месторождения каолиновых и огнеупорных глин связаны с отложениями нижнего - среднего карбона (северо-западный и западный районы Московской синеклизы), средней юры, верхнего мела и нижнего палеогена (месторождения Украинского щита).

Писчий мел образует крупные месторождения, связанные с верхнесенонскими отложениями различных районов Русской плиты.

Месторождения облицовочного камня. В качестве облицовочного сырья используются многие типы магматических и метаморфических пород (граниты, граниты-рапакиви, лабрадориты и др.), широко распространенных на Украинском и Балтийском щитах.

Каменные и бурые угли. Значительные запасы каменных углей заключены в паралических бассейнах (Львовско-Волынском, за пределами ВЕП – Днепрово-Донецком и Кизеловском) каменноугольного периода. Месторождения бурых углей связаны со среднеюрскими отложениями восточной части Прикаспийской впадины, за пределами ВЕП (в Донбассе) – с нижнекаменноугольными, и нижнеюрскими стратиграфическими уровнями.

Месторождения нефти и газа приурочены к трем основным регионам. В пределах Волго-Уральской области они приурочены к восточной и юго-восточной периферии Волго-Уральской антеклизы и смежным частям Предуральского краевого прогиба. Наиболее значительные запасы нефти сосредоточены в отложениях среднего и верхнего девона (например, уникальное Ромашкинское месторождение в южной части Татарского свода), а в породах карбона и перми известны как нефтяные, так и газовые месторождения.

В Прикаспийской впадине нефтегазоносность связана с подсолевым (D-P₁³) и надсолевым (P₂-MZ) комплексами ее разреза. К первому уровню приурочен ряд месторождений в северной, западной и южной прибортовых

частях впадины, ко второму – месторождения эмбинского бассейна, локализованные среди отложений юры - нижнего мела. Балтийская синеклиза вмещает месторождения нефти в кембрийских отложениях, а признаки нефтеносности в ее пределах установлены по всему разрезу нижнего палеозоя.

Описать структурное районирование Восточно-Европейской платформы.

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-Вилюйской зоны дислокаций, скрытые под отложениями Вилюйской 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 простираения, 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 джелтулинская), 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.

Джелтулинская 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 овалы и купольные структуры. Этот гнейсово-мигматитовый комплекс возник, вероятно, в

результате диафтореза (регрессивного метаморфизма) в условиях амфиболитовой фации за счет метаморфитов сугамского 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 PR_1 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 км, 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 иенгрской 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-квартер). Каждому этапу отвечает свой план расположения поднятий и погружений, существенно перестраивавшийся при переходе к следующему циклу.

Отметим здесь, что во второй половине кайнозоя (неоген-квартере) 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 мегаэтаж

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 Иркинском и Уринском поднятиях (с R_2), Уджинской зоне (с R_1).

Приведем разрезы рифейских отложений типовых районов их развития.

В пределах Иркинско-Уринского 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 щелочного-ультраосновного состава. Наиболее крупная из них представлена Инаглинским массивом, вмещающим месторождения металлов платиновой группы и ювелирного хромдиопсида.

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 сивелированы 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 Присяянско-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 этап

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 Ботуобинской 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.

Позднерцинский 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 Предверхоанского, 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 Вилюйской 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-алевроитовыми 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 Вилюйской синеклиз.

Палеоген-миоценовые отложения, не связанные с процессами корообразования, распространены на Сибирской платформе на ограниченных площадях (восточная часть Вилюйской 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 олигоцен - 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 Вилюйской 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 Вилюйской 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-раннеэоценовой 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 Центральноякутской (Ленно-Виллюйской) 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 расплзался 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 алевроито-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.

Описать структурное районирование Сибирской платформы.

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

Урало-Монгольский пояс – это один из крупнейших подвижных поясов земной коры. Он расположен в пределах Азиатского континента, и имеет

протяженность около 13-14 тыс. км. Это второй по протяженности, после Тихоокеанского, подвижный пояс Земли.

Урало-Монгольский пояс разделяет Восточно-Европейскую, Сибирскую и Китайско-Корейскую платформы.

Географически к Урало-Монгольскому поясу относятся Уральские горы, Западно-Сибирская низменность, Енисейский кряж, Восточные и Западные Саяны, Забайкальская горная страна, Забайкалье, районы Приамурья, Северный и Южный Тянь-Шань, Казахстан, Северный Китай, Монголия.

На западе Урало-Монгольский пояс граничит с Восточно-Европейской платформой, на юго-западе – со Средиземноморским поясом, юго-восточная часть пояса обрамляет с юга Сибирскую платформу, а на востоке он граничит со структурами Тихоокеанского пояса.

В пределах Урало-Монгольского пояса расположены разновозрастные складчатые системы и области, а также Западно-Сибирская плита. Из этих складчатых систем и областей на территории России представлены следующие: Уральская каледоно-герцинская, Саяно-Енисейская и Байкальская области байкальской складчатости, каледонская Кузнецко-Витимская и Монголо-Охотская область герцинской складчатости, а также Таймырско-Североземельский выступ.

С начала мезозоя весь Урало-Монгольский пояс превратился в молодую эпипалеозойскую платформу.

Северная половина находится в России, южная проходит через Казахстан, Узбекистан, Таджикистан, Монголию и северные районы Китая.

Геосинклинальный мегаэтан его развития начался в позднем протерозое и завершился на разных его участках в салаирскую, герцинскую, каледонскую, киммерийскую эпохи. Затем он превратился во внутриконтинентальный эпигеосинклинальный складчатый пояс.

В Урало-Монгольском поясе различают 4 типа тектонических областей:

1. *обширные выступы складчатого основания*, не испытывавшие в позднем мезозое, кайнозое значительных деформаций – это каледоногерцинская область Казахстана, герцинская область Урала и древнекиммерийская зона Пайхоя, Новой Земли;

2. *молодые плиты*– это Западно-Сибирская и Северо-Туранская, где разновозрастное складчатое основание перекрыто слабдеформированным чехлом мезо-кайнозойских отложений;

3. *позднемезозойские дейтероорогенные области*, где палеозойские и раннемезозойские складчатые образования частично перекрыты сильнодеформированным верхне-мезозойским чехлом, заполняющим многочисленные впадины. Это Забайкалье, восточная Монголия, и северо-восточный Китай;

4. *позднекайнозойские дейтероорогенные области*, где приподнятые выступы палеозойского складчатого основания сочетаются с впадинами, заполненными мощными кайнозойскими отложениями – это Алтай, Саяны, Тянь-Шань, Западная Монголия.

Герцинская складчатая область Урала.

Длиной 2200 км и шириной от 100 до 400 км протягивается от Байурацкой губы Карского моря и до Северного Приаралья. На западе оно отделено Предуральским краевым прогибом от Восточно-Европейской платформы и южной части Печеро-Баренцевоморской метаплатформенной области, а на востоке граничит с Западно-Сибирской плитой, Тургайским прогибом и Северо-Туранской плитой. На севере роль продолжения Урала играет авлакогеосинклинальная зона Пайхоя – Новой Земли. На юге западные зоны Урала смыкаются со структурами Донецко-Северо-Устьюртской метаплатформенной области.

Тектоника. В строении Уральской области выделяется *Предуральский прогиб* и *герцинское складчатое сооружение*, в котором выделяют западную мегазону миогеосинклинального характера и восточную мегазону эвгеосинклинального типа с широким проявлением палеозойского

вулканизма и плутонизма. Эти мегазоны разделены Главным Уральским разломом, и состоят из ряда продольных тектонических элементов.

Предуральский краевой прогиб, шириной от 50 до 100 км, протягивается вдоль западного борта всего сооружения Урала и в продольном направлении состоит из нескольких удлинённых впадин глубиной до фундамента от 5 до 12 км, разделённых поперечными перемычками. Самой южной является Бельская впадина, которая вливается в Прикаспийскую синеклизу. От более северной – Уфимо-Соликамской – она отделяется поперечным горстовым поднятием Каратау, сложенным рифеем, вендом и палеозоем. В свою очередь, Уфимо-Соликамская впадина отделяется от Верхне-Печерской складчатости блоковым поднятием Полюдова Камня. В Полярно-Уральской части краевого прогиба расположена Воркутинская впадина, сложенная породами силура, девона и карбона. От самой северной, Каратайхинской впадины она отделена грядой Чернова. Сложена впадина породами силура, девона, карбона и триаса.

Герцинское складчатое сооружение Урала в южной части состоит из западной и восточной мегазоны. Западная мегазона представлена Башкирским антиклинорием, Зилаирским синклинорием и антиклинорием Урал-Тау.

Башкирский антиклинорий сложен мощным комплексом терригенно-карбонатных отложений рифея и несогласно залегающего венда, выше также несогласно залегают карбонатные маломощные отложения силура, девона, карбона плитного цикла.

Зилаирский синклинорий выполнен мелководными терригенно-карбонатными толщами ордовика, силура и среднего девона, которые восточнее замещаются мощной граувакковой зилаирской серией верхнего девона, нижнего карбона – и все это в южной части перекрывается средне-, верхнекаменноугольным флишем.

Антиклинорий Урал-Тау прослеживается по простиранию с юга до северного окончания Урала. Он сложен средне- и верхнерифейскими осадочно-вулканогенными образованиями.

Зона Главного Уральского разлома отделяет Урал-Тау от Магнитогорского синклинория, который входит в восточную мегазону.

В отличие от восточной, западная мегазона развивалась на древней континентальной коре. А в восточной мегазоне дорифейская континентальная кора подверглась в раннем и среднем палеозое сильной деструкции, приведшей к новообразованию в некоторых зонах коры океанического типа.

Восточная зона на южном Урале состоит из Магнитогорского и Кустанайского синклинориев, которые разделяются Урало-Тобольским антиклинорием.

Магнитогорский синклинорий представляет собой прогиб шириной до 100 км. Он выполнен мощными образованиями ордовика – среднего карбона. Он является одним из звеньев цепи прогибов зеленокаменной зоны, прослеживающейся на всем протяжении Урала. На самом юге он наиболее приподнят и сложен гнейсами, амфиболитами, сланцами и кварцитами раннего докембрия.

Кустанайский грабен-синклинорий выполнен несогласно залегающими на каледонском складчатом фундаменте терригенно-карбонатными толщами верхнего девона, турнейского яруса и мощной визейско-серпуховской вулканогенной серией.

Западная мегазона Среднего Урала состоит из Центрально-Уральской зоны поднятий (Урал-Тау) и ее западного крыла – Западно-Уральской складчатой зоны, сложенной терригенно-карбонатными отложениями ордовика и девона.

Центрально-Уральская зона поднятий сложена рифеем, вендом.

Главный Уральский разлом представлен на Среднем и Северном Урале платиноносным поясом, состоящим из крутопадающих к востоку

пластинообразных тел серпентинизированных ультрабазитов, габброидов и ультрабазитов.

На северном продолжении Магнитогорского синклинория, на Среднем и Северном Урале лежит Тагильский синклинорий, сложенный осадочными отложениями силура и девона, а отложения карбона отсутствуют.

В Центрально-Уральской антиклинальной зоне из-под слабометаморфизованного вулканогенно-осадочного рифейско-вендского комплекса выступают два поднятия, сложенные дорифейскими метаморфитами: это Кажимский выступ в южной части Полярного Урала и Харбейский в северной части Урала.

Полезные ископаемые. Известны:

- Бакальское месторождение *железа* в Башкирском антиклинории, месторождение магнетитовых руд Гора Благодать и Гора Магнитная, месторождение титаномагнетита на Среднем Урале Первоуральское и Качканарское;
- месторождение *хромита* на Южном Урале;
- месторождения *платины, осмия и иридия* на Среднем Урале;
- месторождение *никеля и кобальта* на Южном и Среднем Урале;
- месторождение *марганца*, связанные с яшмово-кремнистыми горизонтами девона в Магнитогорском синклинории;
- многочисленные месторождения *колчеданных медных и медно-цинковых руд*, связанные с вулканическими формациями силура и девона в Тагильском, Магнитогорском и других синклинориях Восточной мегазоны;
- месторождение *бокситов* (Красная Шапочка) приурочено к девонским карбонатным толщам Тагильского синклинория,
- Березовское месторождение *золота*, связанное с кварцевыми жилами в гранитоидных массивах Восточной зоны Урала;
- месторождение *асбеста и талька* в серпентинитовых массивах;
- месторождение *калийных солей и галита* в кунгурских отложениях прогиба,

- *горный хрусталь, различные драгоценные камни:* малахит, яшма и др.
- *каменный уголь* в Воркутинском бассейне в пермских отложениях, Кизеловский бассейн;
- *нефтяные месторождения,* приуроченные к девонским и каменноугольным отложениям, а также к ниже-пермским рифтогенным массивам западного борта Предуральяского прогиба.

Пай-Хой-Новоземельская складчатая зона

Представлена невысокой грядой Пай-Хоя, о-ва Вайгач, Южным и Северным островами Новой Земли.

Остров Северный Новой Земли на половину покрыт ледниковым щитом. Тектонически эта зона считается продолжением Западной миогеосинклинальной мегазоны Урала. В Пай-Хой-Новоземельской зоне выделяется рифейско-нижнекембрийский комплекс и несогласно перекрывающий его мощный комплекс терригенно-карбонатных отложений ордовика, среднего и верхнего палеозоя и триаса.

В структуре зоны различаются 3 сегмента:

- Главной структурой южного сегмента является Пай-Хойский антиклинорий, сложенный отложениями ордовика – карбона. Слои смяты в складки и надвинуты на Каратаихинскую впадину. На северо-востоке антиклинорий граничит с Карской впадиной.
- В более северном Вайгач-Южно-Новоземельском сегменте выделяется одноименный антиклинорий, сложенный рифейско-вендскими отложениями, на которых несогласно залегают терригено-карбонатные отложения ордовика – карбона. Севернее прослеживается Кармакульский синклинорий, сложенный пермскими отложениями.
- В Северо-Новоземельском сегменте находится Североземельский антиклинорий, сложенный толщами ордовика – карбона с выступами рифейского фундамента.

Сама зона уходит на востоке под воды Карского моря и, скорее всего, находит свое продолжение в Южно-Таймырской складчатой зоне, сходной с ней по возрасту и составу палеозойских отложений.

Из Пай-Хой-Новоземельской зоны заслуживает внимание стратиформная марганцевая минерализация в сланцах нижней перми, проявления меди, сульфидов серебра, свинца и цинка, связанные с девонскими базальтами и долеритами, флюоритовая минерализация в зонах разлома, угольные залежи в пермских отложениях Каратайхинской впадины.

Западно-Сибирская молодая плита

Представляет собой крупнейшую в мире молодую плиту.

С юга – каледониды, герциниды, салаириды Казахского нагорья и Алтае-Саянской области. С востока – Сибирская платформа и Таймыро-Североземельская мегаплатформенная область.

Строение фундамента

Западная часть фундамента плиты, шириной до 300 км, представляет погруженное продолжение Восточной эвгеосинклинальной мегазоны складчатой области Урала. С юга к этой мегазоне примыкает погребенное северное продолжение складчатой системы Казахского нагорья. В центре находится древнейший Ханты-Мансийский массив. Самую восточную часть фундамента слагает вытянутая вдоль левобережья Енисея Приенисейская зона.

Строение плитного чехла

В центральной части плиты в Среднем Приобье в структуре нижних горизонтов *юрско-кайнозойского плитного чехла* вырисовываются несколько удлиненных в меридиональном направлении антеклиз, синеклиз, а также более узких глубоких желобов.

С запада на восток прослеживаются Мансийская синеклиза, Хантейская антеклиза, Пурский желоб, Кеть-Вахская антеклиза, Худосейский желоб, которые сливаются на юго-востоке с неглубокой Чульманской синеклизой. Южнее Кеть-Вахской и Хантейской антеклиз

располагаются субширотно вытянутая Среднеиртышская синеклиза, а еще южнее, неглубокая Колундинская синеклиза.

В северной части плиты находятся две глубокие синеклизы: Надым-Тазовская и Ямало-Кыданская, которые разделены Мессояхским мегавалом.

В структуре плиты в *палеогене и неогене* плита представляет собой огромную плоскую синеклизу. Относительно мощные *четвертичные отложения* от 100 до 200 метров.

Полезные ископаемые

Главным полезным ископаемым является *нефть* и *газоконденсат*, которые дают основную часть добычи нефти и газа России. Большинство промышленных скоплений нефти приурочено к юрским, особенно верхнеюрским, отложениям; отложения газа – к меловым отложениям. Известны нефтяные месторождения в выветрелых и трещиноватых породах верхней части погребенных выступов палеозойского фундамента.

Главные месторождения нефти располагается в центральной части плиты в Среднем Приобье и Обь-Иртышском междуречье.

Газовые месторождения размещены, в основном, на севере в меловых отложениях в Надым-Тазовской синеклизе, а также в пределах Ямало-Кыданской и Усть-Енисейской синеклиз.

Месторождения бурых углей приурочены к верхне-триасовым отложениям Челябинского грабена Зауралья.

Осадочные железные руды находятся в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях на западной, южной и юго-восточной окраинах плиты.

Осадочные месторождения марганца выявлены в палеоценовых месторождениях Зауралья.

Месторождения бокситов и *огнеупорных каолиновых глин* выявлены в меловых отложениях в западной и юго-восточной окраинах плиты.

С артезианскими бассейнами глубоких впадин в чехле плиты связаны огромные *ресурсы термальных вод*.

Алтая-Саянская складчатая система

В Южной Сибири располагаются складчатые сооружения палеозойского возраста объединенные под названием Алтае-Саянская складчатая система. Она занимает территорию между герцинидами Центрального Казахстана и Саяно-Енисейскими байкалидами. На юге складчатые структуры протягиваются в Монголию. На севере погружены под осадочный чехол Западно-Сибирской плиты.

Выделяют следующие структурные элементы: антиклинории Кузнецкий Алатау, Катуньский, Западно-Саянский – области салаирской складчатости. Области каледонской складчатости: Куртушибинский антиклинорий, Холзуйско-Чуйский и Горно-Алтайский; синклинории: Западно-Саянский, Анюйско-Чуйский; впадины: Северо- и Южно-Минусинская и Тувинская. Области герцинской складчатости: Салаирский антиклинорий, Рудно-Алтайский, Томь-Колыванский; впадины: Кузнецкая, Зайсанская, Иртыш-Зайсанская зона.

Салаирские складчатые сооружения характеризуются следующими структурными комплексами: 1) салаирская геосинклиналь, включающая в себя отложения от позднего рифея, включая средний кембрий; 2) салаирский ороген: сложен отложениями от верхнекембрийских, включая нижний ордовик; 3) платформенный: охватывает отложения от среднего ордовика до четвертичных отложений, включительно.

В каледонских складчатых сооружениях выделяют: 1) каледонский геосинклинальный комплекс, включающий отложения от венда до нижнего ордовика; 2) каледонские орогенные отложения от среднего ордовика до девона, а в ряде районов перми включительно; 3) платформенный комплекс охватывает отложения мезозоя и кайнозоя.

В герцинских складчатых отложениях выделяют: 1) геосинклинальные отложения от кембрия до нижне-каменноугольных отложений, 2) герцинский орогенный средний карбон, включая пермские отложения; 3) платформенный чехол сложен мезозоем и кайнозоем.

Общий ход истории геологического развития

После докембрийского этапа развития этой территории важнейшим является *салаирский этап*, в котором: в венде – начале кембрия на докембрийском фундаменте закладываются многочисленные эвгеосинклинали, например, в Кузнецком Алатау, в Западном Саяне, в Салаирском антиклинории, в Томь-Колыванской зоне. Эти эвгеосинклинали заполнены спилит-кератофировой формацией с офиолитовой ассоциацией. В итоге салаирского тектогенеза закончился геосинклиальный режим в Кузнецком Алатау и наступил орогенный этап развития, образовалась Салаирская складчатая дуга.

В *каледонский этап* развития геосинклиальный режим локализуется в Западно-Саянской зоне и в Горном Алтае. Прогибы сохраняют относительную подвижность, и в них в течение нижнего палеозоя накапливаются мощные толщи флишевой формации. В результате каледонской складчатости замыкаются геосинклиальные прогибы: в Горном Алтае в конце раннего ордовика, а в Западном Саяне в конце раннего силура. Заключительный этап развития каледонид в раннедевонскую эпоху характеризуется образованием крупных межгорных впадин Северо- и Южно-Минусинских и Тувинских.

Каледонский тектонический этап в Алтае-Саянской области отличается неполнотой геосинклиального цикла, что сказалось в слабом проявлении гранитизации на завершающем этапе складчатости и в отсутствии краевых прогибов.

На ранних стадиях *герцинского тектонического этапа* происходит замыкание геосинклиальной системы в Салаире и приращение его к каледонским складчатым сооружениям. В конце раннего карбона заканчивается геосинклиальный режим в Рудном Алтае и Томь-Колыванской зоне. Герцинская складчатость сопровождалась интенсивным гранитным магматизмом.

На границе каледонид с герцинидами сформировался Кузнецкий прогиб, заполненный мощной угленосной формацией. В мезозойский этап

развития Алтае-Саянская складчатая область имела платформенный режим происходили лишь глыбовые движения, при которых прогибы вновь погружались. С этими движениями связано накопление в межгорных впадинах и Кузнецком прогибе юрских угленосных отложений. Некоторое обновление испытывали зоны глубинных разломов, по которым изливались базальтовые лавы.

В *кайнозойский этап* продолжались дифференцированные глыбовые движения. В результате оформился тот сложный рельеф, который наблюдается в настоящее время.

Полезные ископаемые

Месторождения *магнетитовых руд* выявлены в Кузнецком Алатау, в Западном Саяне и на Алтае.

Месторождения *полиметаллов* открыты в девонских осадочно-эффузивных толщах Рудного Алтая. В полиметаллических рудах содержатся сульфиды цинка, свинца и меди, а также серебро и кадмий.

Медные руды содержатся в отложениях верхнего девона Иртыш-Зайсанской зоны.

В этой же зоне обнаружены месторождения *вольфрама, молибдена и олова*.

К офиолитовым поясам на Урале приурочены месторождения *хрома*.

Месторождения *марганца* связаны с кембрийскими отложениями Кузнецкого Алатау.

Коренные и россыпные месторождения *золота* связаны с Салаиро-Западно-Саянской складчатой областью.

Салаирским и Западно-Саянским глубинными разломами связаны *ртутно-рудные пояса*.

В Томь-Колыванском антиклинории находится месторождение *касситерита*.

Месторождения *асбеста* связаны с Кузнецким Алатау, Западно-Саянским и Тувинским районами.

В Кузнецком прогибе расположен Кузнецкий *каменноугольный бассейн*. Основные эксплуатационные горизонты связаны с каменноугольной пермской и юрской толщами. В Томь-Колыванской зоне расположен Горловский каменноугольный бассейн. Значительные скопления углей выявлены в Минусинских и Тувинской впадинах.

Монголо–Охотская складчатая система

Эта система относится к области герцинско-раннемезозойской складчатости и включает районы Восточного Забайкалья от границы с Монголией до Охотского моря, включая Шантарские острова. На северо-западе эта территория граничит с Алданским щитом Сибирской платформы, с Селенгино-Удо-Витимской зоны Забайкалья, на юге граничит с герцинидами Монголии. На востоке граничит с Сихоте-Алиньской складчатой областью.

Выделяются следующие структурные элементы:

- байкальские массивы это: Аргуньский, Бурейнский;
- выступы палеозойской складчатости: Агинское поднятие, Тукуринго-Джагдинское;
- мезозойские прогибы: Газимурский, Удский, Амуро-Зейский, Бурейнский;
- наложенные впадины неоген-четвертичной активизации: Верхнезейская и Зейско-Бурейнская впадины
- и Главный Монголо-Охотский разлом.

В Монголо-Охотской складчатой системе выделяют следующие структурно-формационные комплексы:

- 1) комплекс основания, сложенный докембрийским складчатым салаирским и каледонским фундаментом,
- 2) герцинский геосинклинальный комплекс сложен отложениями силура, девона, нижнего карбона,
- 3) герцинский орогенный комплекс верхнего палеозоя и нижнего триаса,

4) комплекс регенерации тектонической активности сложен отложениями верхнего триаса, юры, нижнего мела,

5) платформенный комплекс сложен отложениями верхнего мела, палеогена, миоцена,

6) комплекс новейшей активизации – плиоцен-четвертичные отложения.

Стратиграфия

Архей и нижний протерозой обнаруживаются в Бурейнском массиве и представлены гранулитовым комплексом, состоящим из гнейсов, мигматитов, кристаллических сланцев и амфиболитов. Породы прорваны гранитами.

Рифей – нижний венд. Во второй половине рифея начинается салаирский этап развития, средний рифей представлен офиолитовой ассоциацией. В Бурейнском массиве это ультрабазиты, габбро и основные эффузивы в сочетании с кремнистыми сланцами. Верхний рифей сложен терригенной формацией.

Венд представлен карбонатными отложениями с подчиненной рудоносной формацией.

Кембрий представлен лишь нижним отделом, сложенным диабазами, порфирито- диабазами, лавобрекчиями, кремнистыми сланцами, песчаниками с прослоями известняков. Мощность 2 км.

Отсутствие средне-, верхнекембрийских отложений свидетельствует о континентальном перерыве после салаирской складчатости.

Ордовик. К ордовику условно относят толщу карбонатных пород и углистых сланцев мощностью 2,5 км, залегающую на фаунистическом охарактеризованном нижнем кембрии. Эта толща перекрыта верхнесилурийскими отложениями.

Силурийская система представлена различными формациями. В Агинском поднятии это вулканогенно-осадочное образование мощностью 2 км, в Тукурино-Джангшдинском антиклинории это кварциты и алевролиты

мощностью 2 км. В Бурейнском массиве это красноцветные кварциты, песчаники и сланцы с прослоями туфов, туфо-песчаников и диабазовых порфиритов, мощность 4 км.

Девонские отложения наиболее полном разрезе представлены в Тукурино-Джагдинском антиклинории, где они слагаются терригенными и карбонатными породами мощностью 2,5 – 3 км. В районе Удского прогиба и на Шантарских островах девон представлен полным разрезом сложенным грубообломочными терригенными породами, эффузивами, туфами и яшмами.

Каменноугольная система представлена в основном нижнекаменноугольными отложениями. В Восточном Забайкалье каменноугольная система образована песчаниками и окремнелыми глинистыми сланцами. В Агинском поднятии каменноугольные отложения содержат пластовые залежи диабазов, ортофиоров, вулканических туфов. В Прихотском районе нижний карбон сложен морскими терригенными и вулканогенными породами.

Пермские отложения несогласно залегают на нижнем отделе каменноугольной системы на большей части территории и представлены континентальными отложениями мощностью от 2 до 4 км.

Верхний Триас обнажается в верховьях Амура в Удско-Селенджинском районе, в Восточном Забайкалье, где он трансгрессивно залегает на палеозойских отложениях и представлен однообразной песчано-сланцевой толщей мощностью до 2 км.

Юрская система и *нижний отдел меловой системы* залегают в западной части системы в Восточном Забайкалье. Нижняя и средняя юра сложена прибрежно-морскими отложениями, среди которых преобладают песчаники, сланцы, конгломераты мощностью 3,5 км. Верхнеюрские отложения резконсогласно залегают на ниже-, среднеюрских. По литологическому составу и условиям залегания объединяется с нижнемеловыми. Они образованы толщей базальных конгломератов,

грубозернистыми песчаниками и алевролитами, а также базальтами, андезитами, липаритами. Мощность 4 км. Это типичные континентальные толщи с растительными остатками, заполняющие крупные депрессии в рельефе.

Верхний отдел меловой системы. С позднемеловой эпохи на территории Монголо-Охотской складчатой системы устанавливается платформенный режим. В Восточном Забайкалье в это время изливались эффузивы. На территории Верхнего Приамурья широко развиты вулканогенные образования, покрывающие докембрийские палеозойские мезозойские отложения. Обычно они заполняют наложенные мульды или приурочены к крупным разломам. Верхнемеловые вулканогенные образования приурочены к крупным разломам, сложены конгломератами, переслаивающимися с базальтами, андезитами и порфиритами. Максимальная мощность верхнего мела – 1,5 км.

Палеогеновая система широко развита в Зейско-Бурейнской впадине, где она представлена глинами, конгломератами с прослоями лигнитов.

Неогеновая и четвертичная системы проявляются в Амуро-Зейском прогибе и Амуро-Зейской впадине, это аллювиально-озерные осадки. Современные четвертичные отложения сложены аллювием пойм, торфяниками, эоловыми и делювиальными отложениями.

История геологического развития территории

В результате древней складчатости в архее образовался единый Сибирско-Китайский кратон.

В раннем протерозое он был расчленен Монголо-Охотской синклиналью. В развитии геосинклинали в позднем протерозое и раннем палеозое выделяют байкальский, салаирский и каледонский этапы. Главным был салаирский этап.

На образовавшемся основании в силуре закладывался герцинский геосинклинальный прогиб. В конце раннего карбона Монголо-Охотская геосинклиналь закрывается и с позднего палеозоя начинается ее герцинское

орогенное развитие. В результате герцинской складчатости на территории Дальнего Востока образовалась огромная раннегерцинская складчатая система, соединившая Сибирскую и Китайскую платформы в единый материк.

В позднем триасе юре и раннем мелу отмечается тектоническая активизация. Лишь в позднем мелу здесь устанавливается относительно спокойный платформенный тектонический режим.

Новейшая активизация в плиоцен-четвертичное время проявилась в погружении впадин на фоне растущих хребтов.

Полезные ископаемые

В Бурейнском антиклинории выявлено Кимканское месторождение магнетитовых кварцитов, связанное с рифейскими отложениями, Гаринское месторождение *магнетитовых руд* выявлено в Зейско-Селенджинском районе.

В мезозойских гранитах Восточного Забайкалья открыто *месторождение молибдена, вольфрама, сурьмы, ртути*. Антоново-Горское, Спокойное и Белухинское месторождения вольфрама выявлены в Восточном Забайкалье, там же открыты месторождения молибдена.

Коренные и россыпные месторождения *золота* также выявлены в Восточном Забайкалье.

С зонами меридиональных мезозойских разломов Восточного Забайкалья связаны месторождения *флюорита*.

Месторождения *каменного угля* в нижнемеловых отложениях открыто в Зейско-Бурейнском районе.

В Зейско-Бурейнской впадине имеются перспективы для поисков залежи *нефти и газа*.

Описать структурное районирование Урало-Монголо-Охотского пояса.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

Средиземноморский геосинклинальный складчатый пояс протягивается в широтном направлении около 8 тыс. км от Атлантического океана на западе до Гималаев на востоке. В его состав входят складчатые сооружения Атласских гор в Северной Африке, Пиренеев, Альп, Карпат, Горного Крыма, Большого и Малого Кавказа, Малой и Средней Азии, Копет-Дага, Памира, Гиндукуша, Гималаев. Помимо этих складчатых сооружений в состав Средиземноморского пояса входят молодые платформы: Скифская плита (Западное и Северное Причерноморье), Южно-Туранская плита (обширная территория между Каспийским морем и Памиром, включающая пустыни Кызыл-Кумы и Кара-Кумы к югу от Аральского моря), а также шельфовые зоны Черного, Азовского и Каспийского морей.

Этот пояс образован на месте древнего океана Тетис, который в позднем палеозое и раннем мезозое разделял два суперконтинента (платформы): на севере – это суперконтинент Лавразия, охватывающий Евразию и Северную Америку, а на юге – суперконтинент Гондвана, охватывающий Южную Америку, Африку и Индию. Современные Средиземное, Черное и Каспийское моря являются остаточными фрагментами этого океана.

Ограничения Средиземноморского пояса являются: на севере – Восточно-Европейская платформа и Урало-Монгольский пояс, на юге – Афро-Аравийская и Индостанская платформы. Сочленения Средиземноморского пояса с этими структурами происходит по системам глубинных трансрегиональных разломов.

На территории России Средиземноморский пояс представлен Большим Кавказом.

Большой Кавказ

Географически – это горная страна с вершинами, достигающими абсолютных отметок 4-5,6 тыс. м (г. Домбай 4 046 м, г. Казбек 5 033 м, г. Эльбрус 5 642 м), протягивающаяся в субширотном направлении на 1 200 км

от Таманского полуострова (побережье Черного моря) на западе до Апшеронского полуострова (побережье Каспийского моря) – на востоке.

Большой Кавказ – это область альпийской складчатости.

С севера по Предкавказскому прогибу Большой Кавказ сопрягается с южной окраиной Восточно-Европейской платформы и Скифской плитой, с юга он ограничен погребенным под молодыми отложениями Закавказским срединным массивом, территориально совпадающим с долинами рек Кура (течет на восток и впадает в Каспийское море) и Риони (течет на запад и впадает в Черное море). К югу от этого срединного массива расположены структуры Малого Кавказа.

Геологическое строение

Основной тектонической структурой является *мегантиклинорий Большого Кавказа*. В его ядерной части располагаются допалеозойские и палеозойские образования, формирующие комплекс основания, а крылья сложены мезозойскими и кайнозойскими формациями главного геосинклинального, орогенного и посторогенного комплексов. Мегантиклинорий системами глубинных разломов разделен на ряд структур более высоких порядков.

Комплекс основания. Этот комплекс сложен образованиями позднего протерозоя, раннего, среднего палеозоя и раннего мезозоя (триаса), слагающих следующие структурные этажи.

Верхнепротерозойский (PR_2) структурный этаж представлен орто- и парагнейсами, биотит-кварцевыми, амфиболовыми, хлоритовыми и т.п. кристаллическими сланцами, амфиболитами, мигматитами. Мощность около 3-4 км.

Нижнепалеозойский ($O-S-D_1$) структурный этаж образован офиолитами (базальты, габброиды, серпентинизированные ультрамафиты дунит-гарцбургитовой формации), зеленые сланцы, филлиты. Мощность не менее 1,3 км.

Среднепалеозойский (D_2-C_1) структурный этаж сложен мощной (9-10 км) толщей базальтов, спилитов, андезитов, риолитов, дацитов, глинистых, кремнистых сланцев, замещающихся по простиранию в ряде структур терригенно-карбонатными отложениями. На этом уровне проявлены также многочисленные интрузии гранитов.

Верхнепалеозойско-раннемезозойский ($C_{2-3}-P-T$) структурный этаж.

Образования C_{2-3} представлены молассовым комплексом (конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты) с телами лав и туфов кислого и среднего состава. Мощность до 2 км.

В составе комплекса пород пермского возраста (P) принимают участие грубообломочные континентальные толщи (моласса) с лавами и туфами кислого, среднего и щелочного состава. Мощность до 1,7 км.

Для триаса (T) характерна толща терригенных красноцветных отложений мощностью 1-3 км.

Главный геосинклинальный комплекс включает осадочные и осадочно-вулканогенные образования юрского, мелового и палеогенового возраста, и он разделяется на три структурных этажа: 1) ниже-среднеюрский J_{1-2} , 2) среднеюрский J_2 , 3) верхнеюрско-эоценовый J_3-P_2 .

Ниже-среднеюрский (J_{1-2}) структурный этаж сложен глинистыми, углеродисто-глинистыми (аспидными) сланцами, содержащими прослои, покровы и потоки вулканитов основного, среднего и кислого состава. Мощность 7,5-8 км.

Среднеюрский (J_2) структурный этаж подставлен песчано-глинистыми отложениями, чередующимися с лавами и туфами базальтов и андезитов. Мощность до 3 км. К этому времени относится внедрение интрузий гранодиоритов.

Верхнеюрско-эоценовый (J_3-P_2) структурный этаж образован отложениями всей верхней юры, мела, нижнего и среднего палеогена. Разрез этого структурного этажа сложен преимущественно карбонатными отложениями и терригенно-карбонатным флишем. Мощность до 1,5 км. В

позднеюрское время произошло внедрение субвулканических интрузий трахитов, к границе нижнего и верхнего мела, а также к эоцену относятся гипабиссальные тела эссекситов

Орогенный комплекс сложен осадочными и магматическими образованиями верхнего палеогена (олигоцена), неогена и четвертичного времени. Формирование орогенного комплекса связано с ростом горного сооружения Большого Кавказа, которое сопряжено с накоплениями большого количества грубообломочного материала, заполняющего межгорные прогибы, и сопровождается магматической деятельностью в интрузивной и вулканической формах.

Орогенный комплекс разделяется на два структурных этажа: 1) олигоцен-верхнемиоценовый ($P_3-N_1^3$) и 2) верхнемиоцен-четвертичный (N_1^3-Q).

Олигоцен-верхнемиоценовый ($P_3-N_1^3$) структурный этаж представлен преимущественно мощной (до 5-6 км) толщей преимущественно глинистых осадков.

Верхнемиоцен-четвертичный (N_1^3-Q) структурный этаж сложен грубообломочной молассовой толщей мощностью до 1,5 км, образование которой сопровождалось интенсивным магматизмом. К миоцен-плиоценовому времени относится наземный вулканизм кислого и среднего состава, а также внедрение лакколитов щелочных гранитов (район Кавказских минеральных вод).

Большой Кавказ – это область плиоцен-четвертичной орогенической активности, о чем свидетельствуют его высокая сейсмичность и вулканизм. Это регион с 6-7-балльными, иногда более интенсивными, землетрясениями; наиболее высокие вершины Кавказа (Эльбрус и Казбек) – это относительно молодые вулканы. Поскольку орогенез происходит в настоящее время, платформенные комплексы в пределах Большого Кавказа не формируются, хотя некоторые платформенные черты присутствуют в образованиях орогенного комплекса.

Если проанализировать общую последовательность и историю формирования структуры Большого Кавказа, то можно увидеть следующее.

1). Образования позднего протерозоя являются комплексом основания для палеозойской геосинклинали.

2). Офиолиты раннего палеозоя вместе со среднепалеозойскими осадочно-вулканогенными, в том числе базальт-риолитовыми, комплексами образуют палеозойскую геосинклиналь.

3). Позднепалеозойские молассовые толщи, вулканиты кислого, среднего и щелочного состава являются орогенными образованиями этой палеозойской геосинклинали.

4). Красноцветные терригенные отложения триаса являются завершающими платформенными образованиями.

5). Все образования п.п. 1-4 являются комплексом основания для мезозойской геосинклинали, которая, в свою очередь, переживает орогенное развитие, начавшееся в позднем палеогене и которое продолжается в настоящее время.

Полезные ископаемые

Углеводородное сырье. Главной нефтегазоносной территорией является *Северо-Кавказско-Мангышлакская* нефтегазоносная провинция. Она располагается на северном склоне Большого Кавказа (Северный Кавказ), а также на акватории Каспийского моря и полуострова Мангышлак (восточный берег Каспийского моря). На Северном Кавказе она, по существу, совпадает с Предкавказским прогибом. Промышленная нефтегазоносность установлена в разрезе от триаса до неогена включительно. Глубины залегания продуктивных пластов колеблются от 200-300 до 4 000 – 4 200 м. В пределах всей провинции выявлено около 300 разномасштабных месторождений.

Черные металлы. Наиболее значимым объектом является *Чиатурское* месторождение марганцевых руд, расположенное на южном склоне Большого Кавказа. Оно приурочено к глинисто-опоковой толще олигоцена, имеющей субгоризонтальное залегание. Мощность рудного пласта 0,5-7 м.

На месторождении выделяются следующие типы руд: карбонатные (содержание Mn 10-30%), оксидные (содержание Mn до 35%, а в пероксидных разностях 45-52%), окисленные (содержание Mn 30-35%), смешанные. Общие разведанные запасы марганцевых руд месторождения около 2 млрд.т. Чиатурское месторождение вместе с Никопольским и месторождениями Казахстана являлось одним из наиболее значительных марганцеворудных объектов бывшего СССР.

Цветные металлы. Месторождения цветных металлов представлены объектами следующих геолого-промышленных типов: колчеданным уральским, колчеданным филизчайским, свинцово-цинковым жильным.

Объекты колчеданного уральского геолого-промышленного типа представлены месторождениями *Уруп, Худес, Бескес* и др. Они приурочены к базальт-риолитовой формации D₂, обладают медно-цинковым составом руд, имеют запасы 600-900 тыс.т меди и 300-400 тыс.т цинка; содержания меди в руде составляет 1-2%, цинка – до 1%. Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит.

Объекты колчеданного филизчайского геолого-промышленного типа представлены месторождениями *Филизчай, Катех, Кацдаг* и др. Они приурочены к толще ниже-среднеюрских углеродисто-глинитских сланцев главного геосинклинального комплекса. Месторождения характеризуются свинцово-цинковым составом руд. Наиболее значительным является месторождение *Филизчай* (Республика Азербайджан), в котором содержание свинца составляет 1,4%, цинка – 3,5%. Главными рудными минералами являются галенит и сфалерит. Запасы месторождения оцениваются в 1,4 млн.т свинца и 3,4 млн.т цинка.

Объекты жильного геолого-промышленного типа представлены месторождениями *Садон, Згид, Архон* и др. Они образованы кварц-сульфидными жилами, залегающими в зонах разломов среди среднепалеозойских гранитов, и перекрываются юрскими сланцами. Главными рудными минералами являются сфалерит, галенит, пирит,

пирротин, халькопирит. Сумма содержаний свинца и цинка достигает 11-12%.

Редкие металлы. К этой группе относятся месторождения молибдена и вольфрама.

Месторождение *Тырныауз* – это скарновое вольфрам-молибденовое месторождение, расположенное на северном склоне Большого Кавказа. Месторождение приурочено к контакту мел-палеогеновых гранитов с вмещающими мраморами и песчаниками нижнего карбона. Главными рудными минералами являются шеелит и молибденит. Среднее содержание WO_3 – 0,3-04%, Mo – 0,042%.

Месторождение *Кти-Теберда* относится к типу стратиформных вольфрамовых месторождений. Основные рудные залежи приурочены к пластам амфиболитов позднего протерозоя, прорванным средне- или позднепалеозойскими гранитами. За пределами пластов амфиболитов развиты жилы и прожилки с убогой минерализацией. Главным рудным минералом являемся шеелит. Среднее содержание WO_3 – 0,35%, запасы месторождения оцениваются в 72 тыс.т WO_3 .

Неметаллы. Наиболее важными в промышленном отношении являются месторождения *цементного сырья*, приуроченные к юрско-палеогеновому флишу, которые расположены на южном склоне западной части Б.Кавказа, в районе г. Новороссийска. Соотношение карбонатных и терригенных компонентов этого флиша – это естественная природная рецептура для производства высококачественных цементов различных марок.

Подземные воды. На северном склоне Б.Кавказа расположены многочисленные месторождения минеральных вод, в том числе горячих, типа «Нарзан», «Ессентуки» и др., используемых в бальнеологических целях. Это район *Кавказских минеральных вод (КМВ)*. Месторождения связаны с гидротермальной деятельностью молодого магматизма.

Наряду с охарактеризованными, на Большом Кавказе имеются небольшие месторождения хромитов, асбеста, ртути (Перевальное), а также

большое количество месторождений общераспространенных полезных ископаемых.

Описать структурное районирование Средиземноморского пояса.

ТИХООКЕАНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

Тихоокеанский складчатый пояс является самым протяженным и самым молодым на Земле. Он обрамляет с запада и востока акваторий Тихого океана. Его длина по меридиану составляет около 40 тыс. км. Начало формирования этого пояса относится к мезозою.

В состав Тихоокеанского пояса входят следующие структуры.

В западном полушарии – это Северо-Американские Кордильеры и прилегающие к ним Северо- и Центрально-Американский глубоководные желоба, Южно-Американские Анды и прилегающий к ним глубоководный Перуанско-Чилийский желоб.

В восточном полушарии – это структуры Северо-Востока и Востока Азии, прилегающие к ним Берингово, Охотское, Японское и Филиппинское внутренние моря, Алеутская, Командорская, Японская, Курильская, Филиппинская островные вулканические дуги с прилегающими Алеутским, Курило-Камчатским, Филиппинским и др. глубоководными желобами, а также системы островов Океании в центральной части Тихого океана.

На территории России к структурам Тихоокеанского пояса относятся горно-складчатые сооружения ее Северо-Востока и Востока с прилегающими островными дугами, глубоководными желобами и внутренними морями.

Географически – это хребты Верхоянский, Сетте-Дабан, Черского с абсолютными отметками до 3,5 км, бассейны рек Яна, Индигирка, Колыма (северо-восток Сибири); Корякское нагорье, хребты Чукотский, Сихотэ-Алинь с абсолютными отметками до 3 тыс. м, бассейн нижнего течения р. Амур (Дальний Восток), п-ов Камчатка, о-в Сахалин, Курильские и Командорские острова, акватории Берингова, Охотского и Японского морей.

Западным ограничением Тихоокеанского пояса на территории России являются Сибирская платформа и структуры Урало-Монгольского пояса.

В составе Тихоокеанского пояса выделяются мезозойские, кайнозойские складчатые области и современная геосинклиналь.

Основными особенностями российской части Тихоокеанского пояса являются:

1. Омоложение возраста складчатых систем в направлении с запада на восток, т.е. от континента в сторону океана. (Так, самыми западными являются мезозойские складчатые области (Верхоянско-Чукотская, Тайгоносско-Корякская и Сихотэ-Алиньская), восточнее расположены кайнозойские складчатые области (Олюторско-Камчатская и Хоккайдо-Сахалинская), еще восточнее располагается современная геосинклиналь (включающая Курильскую островную дугу и прилегающий к ней с востока Курильско-Камчатский глубоководный желоб).

2. Заложение мезозойских структур пояса на континентальной коре, представленной восточным краем Сибирской платформы и стабилизированными структурами Урало-Монгольского пояса.

3. Как следствие этого, в пределах мезозойских структур пояса преимущественно развит магматизм сиалического типа.

4. Преимущественный сиалический магматизм обеспечивает основные металлогенические особенности, определяемые формированием месторождений цветных (олово, сурьма, ртуть) и благородных металлов (золото, серебро), связанных с кислым магматизмом.

5. Развитие Охотско-Чукотского вулкан о-интрузивного пояса.

6. Наличие современной геосинклинали.

7. Наличие современных действующих вулканов.

8. Высокая современная сейсмическая, тектоническая активность.

Такова общая характеристика Тихоокеанского пояса в пределах территории России.

В состав Тихоокеанского пояса на территории России входят: Верхоянско-Чукотская, Тайгоносско-Корякская, Сихотэ-Алиньская области мезозойской складчатости, Олюторско-Камчатская и Хоккайдо-Сахалинская области кайнозойской складчатости, Курильская современная геосинклиналь.

Схема тектонического районирования Тихоокеанского пояса на территории России показана на рис.



Рис. Схема тектонического районирования Тихоокеанского пояса в пределах территории России. Структуры обрамления: 1 – Сибирская платформа; 2 – Урало-Монгольский пояс; 3 – Тихий океан. Структуры Тихоокеанского пояса: 4 – Верхоянско-Чукотская область раннемезозойской складчатости (ЯК – Яно-Колымская система, АЧ – Анюйско-Чукотская

система); 5 – срединные массивы; 6 – области позднемезозойской складчатости (ТК – Тайгоносско-Корякская, СА – Сихотэ-Алиньская); 7 – Охотско-Чукотский вулcano-интрузивный пояс; 8 – области кайнозойской складчатости (ОК – Олюторско-Камчатская, ХС – Хоккайдо-Сахалинская); 9 – глубоководные желоба; 10 – глубоководные впадины окраинных морей

Верхоянско-Чукотская область мезозойской складчатости

Географически – это хребты Верхоянский, Черского, Сетте-Дабан, горы Чукотки с абсолютными отметками до 3 100 м, бассейны рек Яна, Индигирка, Колыма, Анадырь, Омолон.

На западе и юго-западе Верхоянско-Чукотская область граничит со структурами Сибирской платформы, на востоке – с более молодыми складчатыми областями Тихоокеанского пояса и акваториями прилегающих морей, на севере – продолжается на шельфе Северного Ледовитого океана.

Геологическое строение

В геологическом строении Верхоянско-Чукотской области принимают участие образования, формировавшиеся в диапазоне от архея до кайнозоя включительно. Они образуют несколько структурных этажей и комплексов.

Комплекс основания. Образования, слагающие комплекс основания, представлены, в основном, в срединных массивах, наиболее крупными из которых являются Колымский и Омолонский. Иногда оба этих массива рассматриваются в качестве единого Колымско-Омолонского массива, вокруг которого развиты более молодые комплексы. Этот срединный массив разделяет Верхоянско-Чукотскую область на Яно-Колымскую (с запада) и Анюйско-Чукотскую (с востока) системы. Различия между этими системами относятся, главным образом, к строению комплексу основания. В Яно-Колымской системе в составе комплекса основания отсутствует верхнепалеозойский структурный этаж, а в Анюйско-Чукотской системе этот структурный этаж присутствует.

В строении комплекса основания выделяются четыре структурных яруса, охватывающие общий стратиграфический интервал от архея до перми включительно.

Архейско-нижнепротерозойский (AR-PR₁) структурный этаж сложен гранат-биотитовыми, гиперстен-биотитовыми, амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, пироксен-амфиболовыми, кварц-сланцевыми, хлоритовыми кристаллическими сланцами, кварцитами, прорванными телами гранитов и пегматитов. Состав и возраст этих образований сопоставим с теми, которые слагают щиты Сибирской платформы.

Верхнепротерозойский (PR₂) структурный этаж отвечает рифею и венду. Он представлен почти 10-километровой толщей терригенных и карбонатных пород.

Нижне-среднепалеозойский (PZ₁₋₂) структурный этаж включает осадочные и вулканогенные комплексы кембрия, ордовика, силура, девона и нижнего карбона. В одних районах весь этот интервал представлен однородными толщами известняков, доломитов, мергелей, глинистых сланцев, песчаников общей мощностью 10-12 км. В других районах на уровне ордовика и девона развиты туфы базальтов, чередующиеся с кремнистыми сланцами; в ряде мест девонские и раннекаменноугольные образования представлены базальтами, спилитами, андезитами, риолитами.

Верхнепалеозойский (PZ₃) структурный этаж, соответствующий нижнему-среднему карбону и перми, сложен конгломератами, песчаниками, гравелитами, прорванными интрузивными породами этого же возраста, дифференцированными от габбро до плагиогранитов.

Главный геосинклинальный комплекс. Это почти 15-километровый комплекс пород, именуемый «верхоянским». Начало его формирования относится к среднему карбону, а завершение к средней юре.

Каменноугольно-нижнепермская (C-P₁) часть разреза этого комплекса сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами; *верхнепермская (P₂) часть разреза* – это гравелиты, конгломераты с небольшим количеством

риодацитов и дацитов; в составе *триаса* (*T*) преобладают аргиллиты и глинистые сланцы, в ниже-среднеюрской (*J₁₋₂*) части – песчаники. Преимущественно терригенный разрез главного геосинклинального комплекса и крайне ограниченное развитие в нем вулканических пород позволяет рассматривать его в качестве терригенной геосинклинали.

На срединных массивах синхронно с главным геосинклинальным комплексом формировался терригенно-карбонатный чехол.

Орогенный комплекс представлен *верхнеюрско-нижнемеловой* (*J₃-K*) молассой, местами угленосной, мощностью 5-6 км. Накопление молассы сопровождалось синхронным гранитоидным магматизмом. Наиболее ранние фазы этого магматизма образованы диоритами и гранодиоритами, поздние фазы – лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами.

Посторогенный комплекс. Основным элементом строения этого комплекса является мел-палеогеновый Охотско-Чукотский вулканогенно-интрузивный пояс (ОЧВИП). Это пояс представляет собой крупный ареал наземных вулканических и сопряженным с ними интрузивных пород, протягивающийся вдоль побережья морей Тихого океана не менее 3 тыс. км при ширине 100-300 км.

Вулканические и интрузивные формации, слагающие ОЧВИП, образуют три структурных этажа.

Нижний структурный этаж (*нижний-верхний мел K₁₋₂*) сложен андезитовой формацией, представленной лавами и туфами андезитов и андезитобазальтов, замещающимися по простиранию туфопесчаниками, вулканомиктовыми песчаниками. Интрузивные породы, ассоциирующие с вулканиками, представлены гипабиссальными и субвулканическими порфировидными диоритами и гранодиоритами.

Средний структурный этаж (*верхний мел K₂*) сложен риолитовыми и дацитовыми формациями, в составе которых важная роль принадлежит спекшимся туфам и игнимбрикам. Интрузивные породы этого этажа – гиповулканические гранит-порфиры и лейкократовые граниты.

Верхний структурный этаж (палеоген Р) сложен породами базальтовой формации в ассоциации с гипабиссальными габброидами.

Одновозрастные вулканические, субвулканические и гипабиссальные породы тесно пространственно и генетически взаимосвязаны, они образуют постепенные переходы, и при проведении полевых работ не всегда удается установить их границы. Такие магматические комплексы называются вулканно-плутоническими или вулканно-интрузивными ассоциациями.

Вулканические образования ОЧВИП обладают пологим залеганием, они формируют вулканно-тектонические структуры типа кальдер или иных вулканно-тектонических депрессий кольцевого строения диаметром до 30-60 км.

Платформенный комплекс образован *позднепалеогеновыми (Р₃), неогеновыми (N) и четвертичными (Q)* континентальными песчано-галечными и глинистыми отложениями, иногда с прослоями бурых углей, и покровными базальтов и андезитов. Мощность этого комплекса не превышает 1 км.

Верхоянско-Чукотская область – это территория высокой современной тектонической и сейсмической активности.

Полезные ископаемые

Все важнейшие в промышленном отношении месторождения полезных ископаемых связаны с орогенным и посторогенным магматизмом. К их числу относятся месторождения золота и серебра, олова, сурьмы, ртути.

С вулканно-интрузивными ассоциациями ОЧВИП связаны *золото-серебряные* месторождения (*Нежданинское, Дукат, Карамкен, Наталка, Кубака, Майское* и др.). Главными рудными минералами являются самородное золото, золотоносные сульфиды, аргентит. Месторождения характеризуются высокими содержаниями золота, достигающими 10 г/т и серебра – до 1 кг/т, а также крупными запасами этих металлов (золота – до 1 тыс. т, серебра – до 10 тыс.т).

С рудными месторождениями ассоциируют золотые россыпи.

Олово. Наиболее известным является *Депутатское* месторождение, относящееся к касситерит-силикатной формации. Вмещающими являются песчано-сланцевые отложения средней юры на контакте с меловыми гранитами. Рудные залежи приурочены к минерализованным зонам дробления, штокверковым зонам, кварц-сульфидным с флюоритом, кварц-турмалиновым, кварц-карбонатным жилам. Главным рудным минералом является касситерит. Содержание олова составляет 0,3-2,5%. Запасы около 200 тыс.т. В расположенных вблизи коренных месторождений россыпях содержание касситерита составляет 600-1 400 г/м³.

Сурьма. Наиболее известным является месторождение *Сарылах*, представленное кварц-антимонитовыми жилами, выполняющими зоны дробления в осадочных породах триаса. Содержание сурьмы колеблется в пределах 4-5 – 62%, в рудах присутствует золото.

Ртуть. Месторождение *Пламенное* приурочено к зонам разломов, контролируемых субвулканическими дайками андезитов и диорит-порфиров верхнего мела, прорывающих покровы риолитов. Главным рудным минералом является киноварь, присутствует также антимонит. Содержание ртути составляет 1,35%.

Тайгоносско-Корякская область мезозойской складчатости

Географически – это Корякское нагорье, бассейн р. Анадырь.

С северо-запада граничит с Верхоянско-Чукотской областью, на северо-востоке – погружается под воды Анадырского залива Охотского моря, на юго-востоке – граничит со структурами Камчатки, на юго-западе погружается под воды Охотского моря.

Геологическое строение

Тайгоносско-Корякская область изучена слабее других структур Тихоокеанского пояса. В ее строении принимают участие архейские, протерозойские, палеозойские и кайнозойские образования, слагающие серию структурно-формационных комплексов.

Комплекс основания. Его общий стратиграфический диапазон отвечает архею – раннему-среднему палеозою.

Архейско-нижнепротерозойские (AR-PR₁) образования представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами.

Верхнепротерозойские (PR₂) отложения – это кварциты, филлитовидные сланцы, доломиты мощностью до 1 000 м.

Нижне-среднепалеозойские (PZ₁₋₂) образования многообразны. В одних структурах области они представлены кристаллическими сланцами, мраморами, кварцитами, ассоциирующими с вулканитами кислого состава; в других структурах – это типичные геосинклинальные формации с участием офиолитов. Мощность этих образований оценивается в 2-3 км.

Главный геосинклинальный комплекс имеет общий стратиграфический диапазон от среднего карбона до мела включительно и мощность 3-4 км. В его составе выделены три структурных этажа.

Среднекаменноугольно-пермский (C₂₋₃-P) структурный этаж представлен почти 3-километровой толщей песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, местами чередующихся с зеленокаменноизмененными базальтами.

Триас-среднеюрский (T-J₁₋₂) структурный этаж – это песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, чередующиеся с покровами андезитовых лав и их туфов.

Верхнеюрско-меловой (J₃-K) структурный этаж образован базальтами, спилитами, кремнистыми сланцами, алевролитами, песчаниками. На этом же уровне располагаются многочисленные небольшие тела ультраосновных пород, габбро, а также редкие массивы гранодиоритов и гранитов.

Орогенный комплекс, охватывающий диапазон верхний мел-нижний неоген и имеющий общую мощность до 4 км, состоит из двух структурных этажей.

Верхнемеловой (K₂) структурный этаж сложен молассовыми отложениями, иногда угленосными, а также вулканическими породами кислого состава.

Палеоген-нижненеогеновый (P-N₁) структурный этаж представлен туфами андезитов, дацитов, риолитов, замещающихся континентальными и прибрежно-морскими терригенными отложениями.

К интрузивным породам орогенного комплекса относятся небольшие штокообразные тела щелочных габброидов, гранит-порфиров, диорит-порфиров, имеющих преимущественно позднемеловой-палеогеновый возраст.

Платформенный комплекс имеет *плиоцен-четвертичный (N₂-Q)* возраст. К нему относятся галечники, валунники, пески аллювиального, озерного и ледникового происхождения, а также небольшие потоки базальтовых лав.

Как и все структуры Тихоокеанского пояса, Тагоносско-Корякская область – это регион высокой современной тектонической и сейсмической активности.

Полезные ископаемые

Основные полезные ископаемые рассматриваемой области связаны преимущественно с орогенным комплексом. К ним относятся небольшие месторождения бурых углей в составе орогенной молассы, а также многочисленные, но плохо изученные рудопроявления и мелкие месторождения золота, олова, ртути, сурьмы. С ультраосновными породами главного геосинклинального комплекса связаны мелкие хромитовые объекты.

Сихотэ-Алиньская область мезозойской складчатости

Географически – это хребет Сихотэ-Алинь с абсолютными отметками до 2 100 м, бассейн нижнего (меридионального) течения р. Амур. Западная граница области с Монголо-Охотскими герцинидами является одновременно западной границей Тихоокеанского пояса. Восточная граница проводится по

глубинному разлому, проходящему по дну Татарского пролива и отделяющему Сихотэ-Алиньская область от кайнозойских структур о-ва Сахалин. Приамурский глубинный разлом северо-северо-восточного простирания разделяет Сихотэ-Алиньская область на две части: юго-восточную (внутреннюю) – эвгеосинклиналичную и северо-западную (внешнюю) – терригенно-геосинклиналичную.

Геологическое строение

В геологическом строении Сихотэ-Алиньской области принимают участие архейско-нижнепротерозойские, верхнепротерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования, которые формируют ряд структурно-формационных комплексов.

Комплекс основания. Это комплекс, общей мощности до 18 км, имеет общий возрастной интервал от архея-раннего протерозоя до ордовика включительно. В его строении выделены три структурных этажа. Наиболее изучен этот комплекс в пределах Ханкайского срединного массива.

Архейско-нижнепротерозойский (AR-PR₁) структурный этаж образован разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами.

Верхнепротерозойско-нижнекембрийский (PR₂-V-C₁) структурный этаж представлен хлоритовыми, слюдистыми сланцами, кварцитами, доломитизированными известняками и доломитами.

Кембро-ордовикский (C-O) структурный этаж – это конгломераты, гравелиты, глинистые сланцы, лавы и туфы андезитов.

Главный геосинклиналичный комплекс по возрасту отвечает раннему карбону – раннему мелу (C₁-K₁). Характер формаций этого комплекса различен в разных зонах. Во внутренней зоне – это типичные эвгеосинклиналичные (кремнисто-базальтовая, яшмовая, дунит-гарцбургитовая, габбровая) формации, свидетельствующие о развитии этой зоны на коре океанического типа. Стратифицированные формации этой зоны мощностью до 18 км именуется сихотэ-алиньским комплексом. Во внешней

зоне – это амагматичные терригенно-флишоидные, кремнисто-терригенные, карбонатные формации, накопление которых происходило в условиях слабо деструктурированной континентальной коры.

Орогенный комплекс включает молассовые отложения и магматические образования верхнего мела, палеогена и раннего неогена. В строении этого комплекса выделены два структурных этажа.

Верхнемеловой (K_2) структурный этаж образован двукратно повторяющимися наземными дацит-андезитовой и дацит-риолитовой формациями. Каждый такой цикл вулканизма начинается излияниями андезитов и дацитов и извержениями их туфов и завершается дацитами, риодацитами, риолитами, игнимбритами. Одновременно с вулканитами формировались комагматичные им габброиды и гранитоиды.

Палеоген-нижнеогеновый ($P-N_1$) структурный этаж также сложен наземными вулканическими образованиями риолит-базальтовой формации, сопровождающих их интрузиями габбро, сиенитов, сиенодиоритов, гранодиоритов, гранитов. Обязательным элементом орогенного комплекса являются грубообломочные молассовые накопления, в том числе угленосные.

Мощность пород орогенного комплекса достигает 2 км.

Посторогенный (квазиplatformенный) комплекс плиоцен-четвертичного (N_2-Q) возраста представлен галечниками, песками аллювиального, озерного, пролювиального генезиса мощностью до 100 м, а также потоками оливинных и пироксеновых плато-базальтов мощностью до 400 м.

Полезные ископаемые

Наиболее важные в промышленном отношении месторождения полезных ископаемых Сихотэ-Алиньской области связаны с орогенным комплексом.

Уголь. Месторождения каменного угля расположены в *Партизанском* каменноугольном бассейне, приуроченном к меловой угленосной формации. Запасы углей в этом бассейне составляют 413 млн.т

Цветные металлы представлены месторождениями свинца, цинка и олова.

Наиболее значимыми являются месторождения *Дальнегорского* рудного района (самым крупным является месторождение *Николаевское*). Это скарновые *свинцово-цинковые* месторождения, образованные на контакте мезозойских гранитов с известняками триаса. Скарны, как правило, существенно геденбергитовые с боратами. Главными рудными минералами являются галенит, сфалерит, халькопирит. Запасы свинца на этом месторождении составляют 600 тыс.т при его среднем содержании около 3%, запасы цинка – около 675 тыс.т и содержанием около 3,7%.

Месторождения *олова* представлены в *Кавалеровском* районе, месторождения которого (*Перевальное, Зимнее, Фестивальное, Тигриное* и др.), относятся к кварц-касситеритовой и кварц-сульфидно-касситеритовой рудным формациям. Содержание олова на этих месторождениях не превышает 1%, а запасы колеблются от первых тыс. т до 185 тыс. т (*Тигриное*). Месторождения приурочены к верхнемеловым гранитоидам, прорывающим вулканогенно-осадочные образования юрского возраста. Рудными являются жильные кварц-турмалиновые зоны и метасоматиты.

Наряду с коренными месторождениями, развиты плиоцен-четвертичные оловоносные россыпи с содержанием касситерита в них до 1,2-1,5 кг/м³.

Олюторско-Камчатская область кайнозойской складчатости

Географически – это Камчатский п-ов и южная часть Корякского нагорья с абсолютными отметками до 2 600 м. Основной орографической единицей Камчатки является Срединный хребет с абсолютными отметками до 4 850 м. На северо-западе Олюторско-Камчатская область сочленяется с мезозоидами Тайгоносско-Корякской области. Главный Камчатский

глубинный разлом, параллельный Срединному хребту, разделяет Олюторско-Камчатскую область на две зоны: внутреннюю (эвгеосинклиналичную), обращенную в сторону Тихого океана и внешнюю (терригенно-геосинклиналичную), обращенную в сторону Охотского моря.

Геологическое строение

В строении Олюторско-Камчатской области принимают участие геологические образования архейско-протерозойского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов, слагающие ряд структурно-формационных комплексов.

Комплекс основания изучен недостаточно. Наиболее крупный ареал этих образований (Центрально-Камчатский горст) расположен во внешней зоне. Здесь в составе комплекса основания условно выделяются два структурных этажа.

Архейско-протерозойский (AR-PR) структурный этаж образован гнейсами, мигматитами, амфиболитами, различными кристаллическими сланцами.

Палеозойско-мезозойский (PZ-MZ) структурный этаж сложен филлитами, песчаниками, метавулканитами разного состава.

Общая мощность толщ комплекса основания составляет около 15 км. Все метаморфические толщи прорваны палеогеновыми и неогеновыми гранитами.

Главный геосинклиналичный комплекс имеет возрастной диапазон от верхнего мела до среднего миоцена включительно ($K_2-P-N_1^{1-2}$).

Во внутренней (эвгеосинклиналичной) зоне в составе этого комплекса присутствуют кремнисто-базальтовые, глинисто-алевролитовые, аспидные толщи, туфы, туффиты основного состава, различные вулканомиктовые породы. Общая мощность этих образований, характеризующихся резкой фациальной изменчивостью по латерали и вертикали, оценивается не менее, чем в 10 км. В составе этого комплекса присутствуют тела ультраосновных пород дунит-гарцбургитового ряда и габброиды.

Во внутренней (терригенно-геосинклинальной) зоне главный геосинклинальный комплекс образован почти 10-километровой толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов, аргиллитов, среди которых редко присутствуют отдельные потоки и покровы базальтов. Интрузивные породы представлены верхнемеловыми и палеогеновыми габброидами, гранодиоритами, гранитами.

Орогенный комплекс имеет *верхнемиоцен-плиоцен-четвертичный* (N_1^3 - N_2-Q) возраст. К этому комплексу относятся терригенные морские и прибрежно-континентальные молассовые (или молассоподобные) отложения, а также вулканические породы. Среди терригенных отложений следует отметить конгломераты, песчаники, аргиллиты, содержащие примесь пирокластического материала; континентальные толщи иногда являются угленосными. Вулканиты представлены лавами и туфами андезитобазальтов, андезитов, дацитов, широко развиты спекшиеся туфы и игнимбриты, шлаки, пемзы. Они являются продуктами трещинных излияний и наземных извержений центрального типа. Общая мощность пород орогенного комплекса составляет около 5 км. В составе орогенного комплекса находятся также экструзивно-гипабиссальные тела гранитоидов.

Следует отметить, что по ряду геологических признаков и петро-геохимических показателей вулканические породы орогенного комплекса имеют много общих черт с позднегеосинклинальными (позднеостроводужными) вулканитами.

Олюторско-Камчатская область – это регион высокой современной тектонической, сейсмической и вулканической активности. На Камчатке известно 160 вулканов, из которых 28 является действующими в настоящее время. Крупнейшими вулканами Камчатки являются: Ключевская сопка высотой 4 850 м, Камень высотой 4 617 м, Плоский высотой 4 030 м, Толбачик высотой 3 682 м, Кроноцкий высотой 3 528 м, Шивелуч высотой 3 335 м, Авачинская сопка высотой 2 738 м, Мутновский высотой 2 046 м. На этих и других вулканах происходит интенсивная паро-гидротермальная

деятельность с функционированием гейзеров, сифонов, современным сульфидным, опалитовым и серным рудообразованием.

Вулканы Камчатки – это природная лаборатория для изучения гидротермальных процессов и гидротермального рудообразования.

Орогенные процессы на Камчатке продолжаются и в настоящее время, поэтому комплексы платформенного типа здесь отсутствуют.

Полезные ископаемые

Наиболее значимые месторождения и проявления полезных ископаемых связаны с образованиями орогенного комплекса и современной гидротермальной активностью.

К ним, в первую очередь, относятся мелкие месторождения бурых углей, ртути (*Олюторское*), золота (*Агинское*), самородной серы, имеются небольшие современные россыпи металлов платиновой группы. Важное промышленное значение имеют горячие подземные воды и паро-газовые источники, связанные с современной вулканической деятельностью. На основе использования паро-газовых источников Паужетской геотермальной системы на Камчатке работает одноименная электростанция.

Хоккайдо-Сахалинская область кайнозойской складчатости

Географически – это остров Сахалин (Россия) и остров Хоккайдо (самый северный остров Японского архипелага). Остров Сахалин отделен от континента Татарским проливом, по которому проходит глубинный разлом, разделяющий кайнозойскую складчатую область от мезозойской Сихотэ-Алиня.

Геологическое строение

В геологическом строении Сахалина принимают участие палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования. Допалеозойские комплексы на территории острова достоверно не установлены.

Комплекс основания образован *нижне-среднепалеозойскими* (PZ₁₋₂) графитистыми и слюдястыми сланцами, филлитами, кварцитами, аповулканогенными зелеными сланцами мощностью не менее 3 км.

Главный геосинклинальный комплекс. Главным Сахалинским глубинным разломом этот комплекс разделен на две зоны: восточную (внутреннюю) – эвгеосинклинальную и западную (внешнюю) – терригенно-геосинклинальную.

Во внутренней эвгеосинклинальной зоне в составе этого комплекса выделено три структурных этажа.

Верхнепалеозойский (PZ₃) структурный этаж мощностью около 1 км образован спилитами, андезитами, риодацитами, их туфами, кремнистыми породами.

Триас-нижнемеловой (T-K₁) структурный этаж мощностью около 4 км также представлен спилитами, базальтами, яшмами, кремнистыми сланцами.

Верхнемеловой-палеогеновый (K₂-P) структурный этаж мощностью около 10 км представлен лавами основного и среднего состава, ассоциирующими с кремнистыми породами, яшмоидами, туфопесчаниками.

С вулканитами ассоциируют ультраосновные породы, габбро, а также небольшие массивы гранитоидов.

Во внешней терригенно-геосинклинальной зоне главный геосинклинальный комплекс представлен мел-неогеновыми алевролитами, аргиллитами, песчаниками, содержащими примесь пирокластического материала, небольшими покровами базальтов и андезитов. Мощность этого комплекса достигает 15 км.

Орогенный комплекс имеет *неоген-четвертичный (N-Q)* возраст, мощность 3-6 км. Он образован прибрежно-морскими и континентальными песчаниками, алевролитами, глинами, содержащими покровы андезитобазальтов и базальтов и их туфов. Местами континентальные отложения неогена по латерали замещаются морскими толщами, имеющими полулатформенную природу.

Интрузивные образования этого комплекса представлены небольшими малочисленными телами субщелочных габброидов, сиенитов, монцонитов.

Сахалин – это область высокой современной тектонической и сейсмической активности.

Полезные ископаемые

Важнейшими полезными ископаемыми Сахалина являются углеводородное сырье и уголь.

Углеводородное сырье. На Сахалине разведано 41 месторождение нефти и 50 газовых и газо-конденсатных месторождений. Они приурочены к неогеновым песчано-глинистыми отложениям и располагаются как на суше острова, так и шельфе Охотского моря. Глубина залегания продуктивных отложений колеблется в пределах 1,3-4,6 км. Сахалин рассматривается в качестве части более крупной Охотской нефтегазоносной провинции.

Уголь. Общие запасы углей Сахалина составляют 1,8 млрд.т, из которых на долю бурых углей приходится 1 млрд.т, на долю каменных – 0,8 млрд.т. Угли приурочены к мел-палеогеновым и неогеновым терригенным отложениям.

Из других полезных ископаемых известны проявления хромитов, хризотил-асбеста, талька, а также сурьмы и ртути.

Курильская современная геосинклинальная система

Основными структурными элементами Курильской системы являются современные геосинклинальные прогибы, выраженные в виде Курильско-Камчатского глубоководного желоба и Южно-Охотской впадины, и геоантиклинальное поднятие Курильского архипелага и Юго-Восточной Камчатки.

Геологическое строение

В геологическом строении Курильской системы преобладают вулканогенные и осадочные образования преимущественно неогенового и четвертичного возрастов, слагающие островную гряду и частично заполняющие смежные прогибы. Эти образования соответствуют главному геосинклинальному комплексу, причем, вероятнее всего, его верхней части,

т.е. раннеостроводужным образованиям. Более древние части этого комплекса не вскрыты.

Комплекс основания достоверно не установлен. Условно к нему относятся терригенные и кремнистые породы, роговики, кварциты, гранитоиды, ультраосновные породы, гранито-гнейсы, имеющие *доверхнемеловой* возраст. Они установлены как при глубоководном драгировании, так и обнаружены в качестве резургентных (т.е. чужеродных) включений в неоген-четвертичных лавах, так и в вулканических туфовых выбросах.

Главный геосинклинальный комплекс имеет общий возрастной диапазон от *верхнего мела до четвертичного времени* ($K_2-P-N-Q$) включительно и общую мощность не менее 4 км.

На островах этот комплекс представлен лавами и туфами базальтов, андезитобазальтов, реже дацитов и андезитов, которые слагают вулканические гряды. На их склонах и прилегающих акваториях распространены песчаники, алевролиты, аргиллиты, вулканомиктовые породы, диатомиты. Среди интрузивных пород отмечаются габбро, субвулканические тела щелочных базальтоидов, диориты и гранитоиды.

К востоку от Курильской островной дуги расположен глубоководный Курило-Камчатский желоб. Он имеет протяженность 2 200 км, глубину 9-10 км и ширину около 100 км (по изобате 6 км). В днище желоба залегают легко взмучиваемые современные желтые илы, на стенках – глины, алевролиты, диатомиты, которые в целом подстилаются базальтами.

Курильская область в настоящее время находится на геосинклинальном этапе развития, поэтому более молодые – орогенные, а тем более, платформенные комплексы здесь не формируются.

Курилы – это регион высокой современной вулканической и сейсмической активности. Землетрясения интенсивностью 2-3 балла происходят практически ежедневно, нередкими являются землетрясения до 9-10 баллов. Причем, эти землетрясения являются глубокофокусными, их

очаги располагаются на глубинах до 500-600 км, в пределах так называемой зоны Беньофа-Заварицкого. Эта зона представляет собой наклоненную под континент разломную структуру, по которой происходит надвигание материковой коры на океаническую.

На каждом острове расположено несколько вулканов, все они центрального типа. Одним из наиболее известных является вулкан Эбеко высотой 1 156 м, на о-ве Парамушир. Возраст этого вулкана 2 400 лет. Он извергает лавы и туфы андезитобазальтового и андезитового состава, происходят излияния самородной серы. Последнее извержение этого вулкана происходило в 2007 г.

Полезные ископаемые

Наиболее значимым является месторождение самородной серы *Новое* на о-ве Итуруп.

Кроме того, распространены пляжные ильменит-титаномагнетитовые россыпи, в которых содержится (в пересчете) TiO_2 – 47-58 кг/м³ и V_2O_5 – 1,8-1,9 кг/м³.

Вулканы продуцируют термальные воды, в том числе рений-содержащие.

На Курилах происходят современные гидротермальные и рудообразующие процессы (в том числе, сульфидообразование), изучение которых является важным для выяснения условия и обстановок образования древних месторождений.

Описать структурное районирование Тихоокеанского пояса.

Рекомендуемая литература

1. Горная энциклопедия в 5 томах. – М.: Изд. «Советская энциклопедия», 1984, 1986, 1987, 1989, 1991.
2. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. Роскомнедра, М., 1995, 244 с.

3. Кирюхин В.А., Толстихин Н.И. Региональная гидрогеология. М., Недра, 1987, 382 с.

4. Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. – Екатеринбург: Уралгеолком, 1997.

5. Цейслер В.М. и др. Основы региональной геологии СССР. – М., Недра, 1984.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТОЕНИЕ ЗАБАЙКАЛЬЯ

1.1. Орография

Забайкальский край располагается в южной части Восточной Сибири и граничит на западе с Республикой Бурятия, на северо-западе с Иркутской областью, на северо-востоке и востоке с Республикой Саха (Якутия) и Амурской областью. На юге и юго-востоке проходит государственная граница с КНР протяженностью 1064км и МНР протяженностью 863км. Наибольшая протяжённость с севера на юг отмечается на меридиане 117°08' в.д. и достигает почти 1000 км, с запада на восток по параллели 50° с.ш. протяженность составляет немногим более 850 км. Большая часть края лежит в пределах Забайкальской физико-географической провинции, являющейся промежуточным звеном между континентальной Сибирью и приморским Дальним Востоком.

В крае выделено порядка 65 хребтов и 50 впадин (рис.1). Для всех хребтов и впадин характерна одна особенность - распространение с юго-запада на северо-восток. Рельеф отличается сложностью и многообразием в связи неординарным геологическим строением и влиянием на него активных экзогенных и эндогенных процессов. Наряду с горами альпийского типа, расположенными на севере и западе региона, имеются обширные холмистые пространства на юге. Минимальные высоты приурочены к днищам речных долин и достигают 500 - 700м над уровнем моря. Самая малая высота отмечена на северной границе края в устье р. Делингдэ (286м). В восточной части области поверхность поднимается как бы гигантскими ступенями с

юго-юго-востока на северо-северо-запад. На юге располагаются мало расчлененные низкогорья и среднегорья. Высоты не превышают 1000-1200м. Севернее находится широкая полоса средневысотных гор (Витимское плоскогорье, Селенгинское и Амазаро-Шилкинское среднегорья) для которых характерны плосковершинные хребты, вытянутые с юго-запада на северо-восток с преобладающими высотами 1500-1900м. Севернее лежит пояс гор с вершинами выше 2000м (Становое нагорье). На юго-западе края

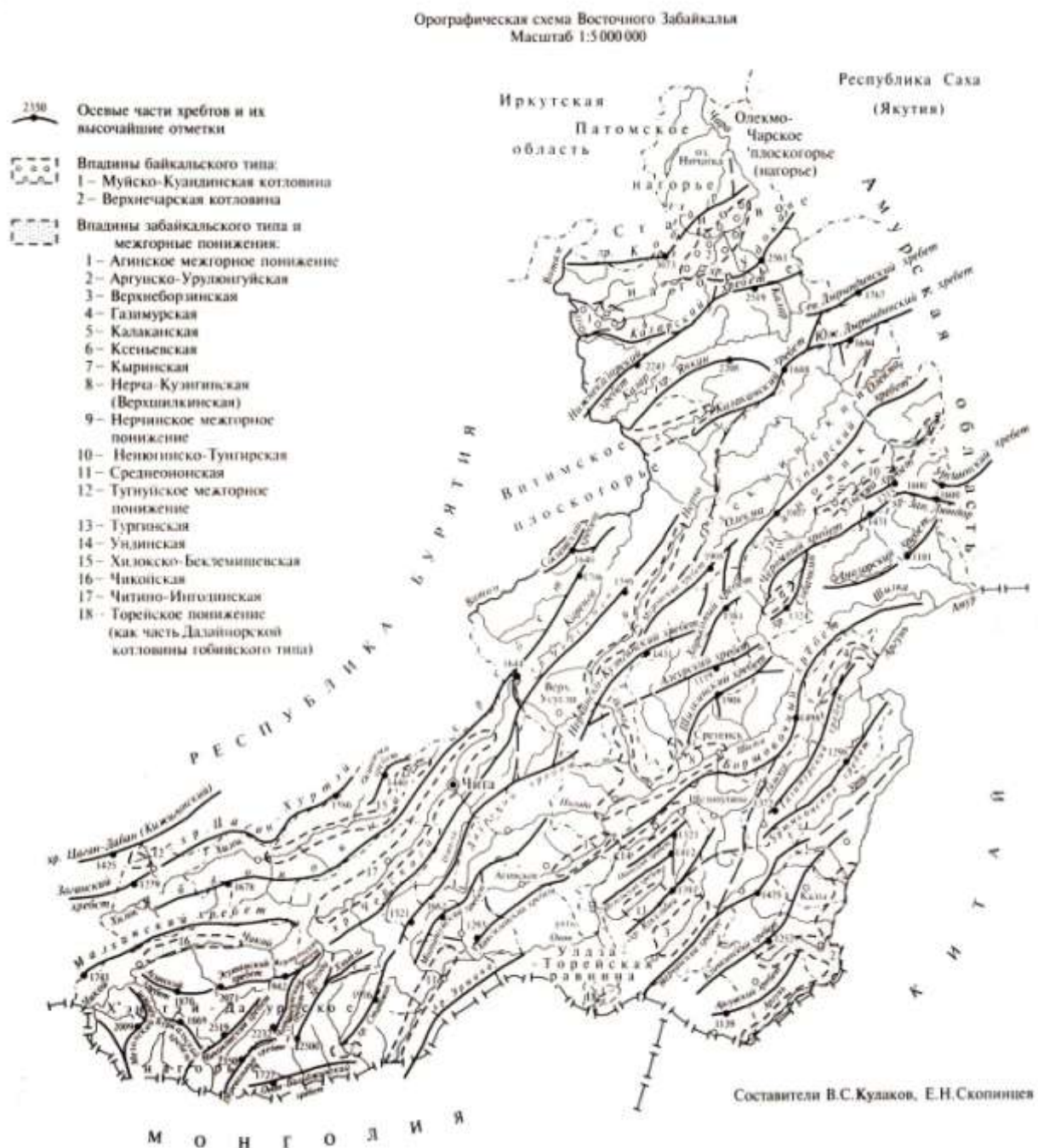


Рис. 1. Орографическая схема Забайкальского края (по В.С. Кулакову, Е.Н. Скопинцеву, 2004)

располагается Хэнтэй-Даурское нагорье. Вершины коротких, резко меняющих направление хребтов нагорья, достигают 2000м над уровнем моря.

Территория края является частью Байкальской горной области, которая простирается от р. Лена на западе до р. Олекма на востоке и относится к средневысотной горной стране, формирование которой продолжается и в настоящее время. Тектоническая активность края достаточно высока, что проявляется в частых землетрясениях, обилии термальных источников, омоложении форм рельефа.

На территории Читинской области выделено восемь геоморфологических районов. Первый район – это Становое нагорье, где располагаются наиболее расчлененные и высокие горные хребты – Кодар, Удокан и Калар, как продолжение системы Муйских хребтов с альпийскими, горно-ледниковыми формами рельефа с абсолютными отметками в пределах 2500-3000м. Хребет Кодар имеет высочайшую вершину Забайкалья - пик БАМ с абсолютной отметкой 3073м. Из отрицательных форм рельефа наиболее крупными являются вытянутые в северо-восточном направлении впадины тектонического происхождения Верхне-Чарская, Верхне-Каларская и Муйско-Кондинская.

Второй район расположен к югу от р. Калакан. К нему относятся Яблоново-Черское среднегорье, Олекминский становик и Тунгиро-Олекминское низкогорье. Здесь располагаются многочисленные низкие и пологие хребты - Джалило-Тунгирский, Витимо-Нерчинский, Нерчинско-Олекминский, с абсолютными отметками в пределах 1300-1900м, между которыми лежат небольшие межгорные впадины с кайнозойскими отложениями. Это типичный среднегорный рельеф.

Третий район расположен на юго-востоке края, до границы с Монголией и Китаем. Здесь находятся вытянутые в северо-восточном направлении Амазаро-Шилкинское и Верхне-Амурское среднегорья, в состав которых входят Шилкинский, Борщевочный, Газимурский, Алеурский, Урюмканский и другие хребты, разделенные широкими межгорными ассиметричными долинами. Средние отметки в пределах 1200-1400м.

Четвертый район представлен Витимским плоскогорьем с холмисто-грядовым и сглаженным низкогорным рельефом (до 1000м), расположенным северо-западнее Олекминского становика. Наиболее типичным для орографического облика этой территории является рельеф среднегорья с мягкими плавными очертаниями, спокойными водоразделами и пологими склонами широких долин.

Пятый район - Селенгинское среднегорье находится в юго-западной части края. В него входят средневысотные горные хребты Яблоновый, Цаган-Хуртэйский, Малханский и другие с отметками в пределах 1300-1800м. Между хребтами расположены широкие тектонические впадины - Тарбагатайская, Хилокская, Чикойская, Читино-Ингодинская.

Шестой район располагается в пределах Хэнтэй-Чикойского нагорья. Здесь горы расчленены глубокими ущельями на островершинные горные хребты, ориентированные в разных направлениях. Преобладают высоты 1800 - 1900 м. Отдельные горные массивы достигают высоты 2500 м над уровнем моря (голец Сохондо).

Седьмой район - Улдза-Торейская высокая равнина в пределах юго-восточной части Забайкальского края, представляющая собой слабо расчлененное плато, наиболее ровное в окрестностях Торейских озер.

Восьмой район находится восточнее Торейских озер в виде широких, низкогорных, холмистых гряд, разделенных широкими межгорными впадинами. Здесь расположены Нерчинский, Кличкинский, Аргунский хребты.

1.2. Гидрография

1.2.1. Речная сеть

Речная сеть Забайкальского края представлена более чем 40000 водотоков, около 98% которых имеют длину менее 25 км. Полностью или частично по территории региона протекают 54 реки протяженностью от 100 до 500 км. В его пределах насчитывается 14 рек, относящихся к самым крупным водотокам России, длина которых более 500 км. Из них только пять рек полностью находятся на территории края - Газимур, Ингода, Калар, Нерча и Шилка.

По Урушинскому, Черомному, Тунгирскому, Олёкминскому, Становому, Черского, Яблоновому и др. хребтам проходит часть Мирового водораздела между бассейнами рек Северного Ледовитого и Тихого океанов.

Все реки Забайкалья относятся к трем крупным водным системам Сибири и Дальнего Востока: 1) Амурского бассейна (55% площади края), 2) Ленского бассейна (30,4%), 3) Байкало-Енисейского бассейна (13,3%). Часть территории на юге края входит в бессточный Улдза-Торейский бассейн (1,4% площади края).

Основные крупнейшие артерии Забайкалья – реки Шилка, Аргунь, Хилок, Чикой, Олёкма, Витим и их притоки - определяют обводненность территории края, более 80% которой относится к возобновляемым водным ресурсам. Водные ресурсы отличаются резко выраженной неравномерностью распределения по территории края и по сезонам года. Наименее обеспечены местными водными ресурсами северо-западные, центральные, южные и юго-восточные районы, которые являются наиболее освоенными и заселенными.

Большая часть рек принадлежит бассейну р. Амур (более 20000 водотоков), 40 из которых имеет длину более 100 км. Амур образуется на востоке края слиянием рек Шилка и Аргунь. Исток р. Аргунь находится на западном склоне Большого Хингана (КНР). Шилка образуется слиянием р. Онон, начинающейся на территории МНР, и р. Ингода. Наиболее крупными притоками этих рек в пределах Забайкальского региона являются реки Нерча и Черная, впадающие в Шилку, реки Кыра, Ага, Унда и Борзя, впадающие в

Онон, реки Уров, Газимур и Урулюнгуй, впадающие в Аргунь. Все перечисленные реки относятся к категории больших.

На долю бассейна р. Лена приходится около 12000 водотоков. Крупнейшими водными артериями этого бассейна на территории края являются р. Витим с притоками Конда, Калар, Калакан, Каренга и Олекма с притоками Тунгир и Чара.

К бассейну озера Байкал относятся около 10000 водотоков, крупнейшие из которых правые притоки р. Селенга – реки Чикой и Хилок.

Около 100 водотоков различной длины находятся в Ульдза - Торейской бессточной области.

Среднегодовой объем стока рек края составляет 65,4 км³, в том числе по бассейнам: Амурскому – 29,0 км³, Ленскому – 28,9 км³ и Енисейскому – 7,5 км³. Из общего объема стока рек Забайкальского края (103,3 км³/год) около 34% формируется за его пределами, в основном в Бурятии, Монголии и Китае.

Гидрография края характеризуется густотой речной сети в среднем 0,7-0,8 км/км². Все реки края относятся к рекам с дождевым или с преобладающим дождевым питанием. Оно составляет в среднем 80% и лишь в бассейне р. Хилок снижается до 55%. Снеговое и ледниковое питание большинства рек незначительное (от 5 до 14%), но для ряда средних рек составляет от 16 до 34% (рр. Хилок, Чикой, верхняя часть бассейна р. Ингода, северные реки). Внутригодовое распределение стока рек Забайкальского края характеризуется крайней неравномерностью – от 80 до 95% объема годового стока приходится на теплую часть года, а зимой он незначителен или отсутствует. Вследствие широкого распространения многолетнемерзлых пород все малые, средние и большинство крупных рек в зимний период перемерзают.

1.2.2. Озерная сеть

Озера Забайкальского края немногочисленны и не играют существенной роли ни в строении гидрографической сети, ни в

формировании стока большей части территории. Их роль заметна лишь на юге, где характерны области внутреннего стока.

Находящиеся на территории Забайкальского края озера относятся к различным генетическим типам – ледниково-эрозионные, карстовые, мерзлотно-провальные, пойменные, реликтовые, таежно-болотные. Подавляющее большинство озер Олекмо-Витимской горной страны имеют ледниковое происхождение. Наиболее крупные из них Ничатка, Большое и Малое Леприндо, Леприндокан, Намаракит, Амудиса.

Большое количество каровых озер приурочено к водораздельным частям Кодарского, Удоканского и Каларского хребтов. Озера ледникового происхождения известны в южной части гольцовых групп Сохондо и Быстринский.

Небольшие пресноводные озера карстового происхождения известны в северо-западной части Агинской степи. Питание их происходит за счет подземных вод.

Множество мелких озер принадлежит к реликтам древней речной сети, пойменным и мерзлотно-провальным образованиям. Они невелики по площади, неглубоки, их воды обогащены органическим веществом. Совместно с таежно-болотными водоемами они распространены на участках межгорных впадин северной части области и Читино-Ингодинской горной страны.

Пересыхающие озера-солончаки Зун-Торей и Барун-Торей находятся на юге края на границе с МНР. Это остатки древних обширных континентальных водоемов. Остатками древних пресноводных бассейнов являются также Беклемишевские озера, расположенные на водоразделе рек Хилок и Конда, а также озеро Кенон.

Важное значение имеют минерализованные озера Борзинское, Гуджиртай, Цаган-Нор, находящиеся в пределах Приононской равнины, а также соленые озера Ингодинской депрессии, самым крупным из которых является содовое озеро Доронинское.

Крупные болота, имеющие мощные отложения торфа на территории области отсутствуют. Однако широко распространены заболоченные земли, большая часть которых принадлежит травянистым и кустарниковым низинным болотам. На севере-северо-востоке края известны мари. В таежных районах северо-восточного Забайкалья и Чикой-Ингодинской горной страны на пологих водораздельных пространствах и в верховьях рек имеются травянистые «калтусы».

1.2.3. Месторождения подземных вод

Основная часть Забайкальского края находится в пределах двух гидрогеологических структур I порядка - Байкало-Витимской и Монголо-Охотской сложных гидрогеологических складчатых областей (СГСО), за исключением крайнего севера, где представлены Сибирский сложный артезианский бассейн (САБ) и Алдано-Становой сложный гидрогеологический массив (СГМ) (рис.2) [61].

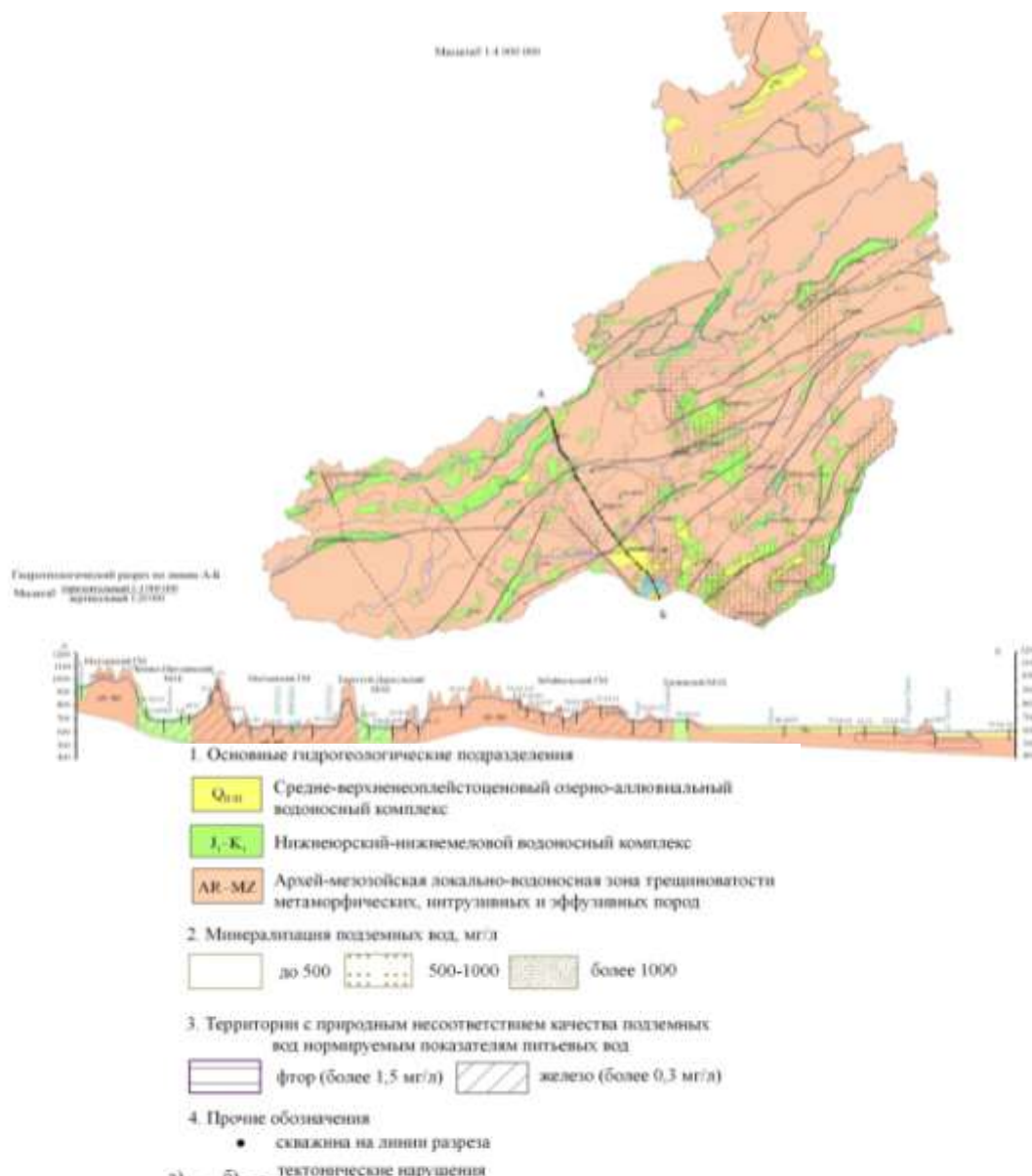


Рис.2 Схематическая гидрогеологическая карта территории Забайкальского края. Масштаб 1:4000000

В пределах структур I порядка выделяется 10 структур II порядка: Якутский артезианский бассейн, Байкало-Патомский гидрогеологический массив, Алданская, Становая, Байкало-Муйская, Джида-Витимская, Малхано-Становая, Восточно-Забайкальская, Амуру-Охотская и Верхнеамурская гидрогеологические складчатые области. В пределах складчатых областей преобладают трещинные воды. Гидрогеологические массивы трещинных вод чередуются с межгорными артезианскими бассейнами трещинно-пластовых вод и речными долинами с бассейнами порово-пластовых вод рыхлых кайнозойских отложений.

Трещинные воды различных типов приурочены к зонам выветривания, тектонической трещиноватости и разломам кристаллических горных пород, начиная с архейского и до мезозойского возраста. Трещинные воды зоны выветривания циркулируют на глубинах до 60-80 м и являются чаще всего безнапорными или слабонапорными. Они распространены практически по всей территории региона, но используются, в основном, для децентрализованного водоснабжения. Низкая степень обводненности водовмещающих пород (коэффициенты водопроницаемости не превышают, как правило, единиц или первых десятков $\text{м}^2/\text{сут}$) ограничивает производительность скважин первыми литрами в секунду. В этом отношении более перспективны трещинно-жильные воды при вскрытии не глубже 100-150м, но трудность обнаружения и изучения данного типа вод ограничивает их использование. В настоящее время для водоснабжения разведаны 22

месторождения трещинных и трещинно-жильных вод с суммарными эксплуатационными запасами 53,22 тыс. м³/сут. Среди них: Могочинское (Медвежьеключевской УМПВ), Ключевское, Калганское, Еланское (Петровозаводский УМПВ), Могойтуйское, Солонечное, Шивиинское (Шивиинский и Майдаранский УМПВ) и др. За счет трещинных и трещинно-жильных вод формируются водопритоки в горные выработки при отработке рудных месторождений. В 2012 г. величина шахтного водоотлива составила 24,88 тыс. м³/сут, из которых 15,1 тыс. м³/сут извлекается из подземных горных выработок Приаргунского ПГХО, 5,19 тыс. м³/сут - на Вершино-Дарасунском, 2,46 тыс. м³/сут - на Новоширокинском, 0,6 тыс. м³/сут - на Бом-Горхонском рудниках.

Трещинно-карстовые воды формируются в карбонатных породах докембрия и нижнего палеозоя, характеризующихся интенсивной трещиноватостью, кавернозностью и закарстованностью. Эффективная трещиноватость и проявление карста прослеживаются до глубины 150-160м, фильтрационные свойства водовмещающих пород изменяются в широких пределах – коэффициенты фильтрации варьируют от 2,5 до 29м/сут. Запасы этого типа вод разведаны на Букачачинском, Бугутурском, Быркинском и Быстринском МПВ с эксплуатационными запасами 1,06-4,8 тыс. м³/сут (всего 12,26 тыс. м³/сут).

Трещинно-пластовые воды связаны, главным образом, с многочисленными тектоническими впадинами-грабенами (межгорными артезианскими бассейнами), выполненными осадочными породами нижнемелового и вулканогенно-осадочными отложениями юрского возрастов. На территории Забайкальского края насчитывается более 180 межгорных тектонических впадин площадью от нескольких квадратных километров (Антипихинский, Песчанский блоки) до 1000-2000км² (Читино-Ингодинская, Верхне- и Среднехилокская впадины и др.). Геологический разрез их представлен конгломератами, песчаниками, алевrolитами, аргиллитами, в меньшей степени – андезито-базальтами и базальтами с

суммарной мощностью, достигающей 1,8-2км в наиболее крупных структурах и до 150-300м – в мелких. Чередование водонасыщенных (чаще песчаников) и водоупорных слоев создает множество водоносных горизонтов мощностью от первых метров до 120-150м. На изученную глубину (до 200-400м) напоры могут изменяться от нуля до 100-150м и более, что характеризует режим фильтрации как напорно-безнапорный (безнапорный в области питания, напорный в области транзита и разгрузки).

Коэффициенты водопроницаемости, от которых зависит производительность скважин, изменяются в широких пределах: от единиц – для глинистого разреза до 7000 м²/сут – для гравелистых, сильно трещиноватых песчаников. Определяющими здесь являются характер и степень трещиноватости водовмещающих пород. Минимальные (менее 1 м/сут) коэффициенты фильтрации характерны для трещиноватости пород по напластованию, наибольшие (до 35 м/сут на Сибирском участке Читинского МПВ) – при наложении тектонической трещиноватости. Для создания водозаборов благоприятными можно считать участки с коэффициентами водопроницаемости водовмещающих пород 200-300 м²/сут и выше.

Трещинно-пластовые воды межгорных артезианских бассейнов, сложенных нижнемеловыми отложениями, играют важную роль в водоснабжении. На их эксплуатации основано водоснабжение краевого центра, для которого утверждены запасы Читинского МПВ (по 13 УМПВ) в количестве 327,9 тыс. м³/сут. Кроме того, в разные годы выполнен подсчет запасов Харанорского (Харанорский и Новохаранорский УМПВ) - 49,1 тыс. м³/сут, Еланского (Еланский УМПВ) - 17,9 тыс. м³/сут, Ундургинского -18,7 тыс. м³/сут и других, более мелких, месторождений. Разведанные суммарные эксплуатационные запасы данного типа вод – 601,6 тыс. м³/сут.

Трещинно-пластовые воды юрских отложений играют значительно меньшую роль в общей сумме утвержденных запасов. Разведочными работами оценены их эксплуатационные запасы по двум участкам Могочинского МПВ (Амазарканский и Могочинский УМПВ) (10,33 тыс.

м³/сут), Новоширокинскому МПВ (4,49 тыс. м³/сут) и Оловскому МПВ (19,0 тыс.м³/сут). Трещинно-пластовые воды являются также источником децентрализованного водоснабжения для многих населенных пунктов в пределах межгорных впадин.

При отработке угольных месторождений за счет трещинно-пластовых вод формируются достаточно мощные водопритоки в горные выработки, для борьбы с которыми применяется шахтный и карьерный водоотлив. Для некоторых месторождений в 2012 г. он достигал 505-8500 тыс. м³/ч (Харанорское, Татауровское). Эксплуатационные запасы дренажных вод утверждены по Урейскому месторождению - 4,3 тыс. м³/сут и приняты к сведению по Татауровскому – 99,9 тыс. м³/сут.

Порово-пластовые воды формируются в рыхлых кайнозойских отложениях речных долин, террас, падей с временными водотоками, конусов выноса, обширных озерно-аллювиальных равнин. Воды высоких надпойменных террас рек из-за глубокого залегания (25-35м и глубже) при небольшой мощности водоносных горизонтов (до 10-12м) и невысоких фильтрационных свойствах водовмещающих песков могут использоваться только для децентрализованного водоснабжения. Практический интерес для централизованного водоснабжения представляют водоносные комплексы средне-верхненеоплейстоценовых и голоценовых отложений, связанные с погребенными и современными речными долинами, а также водоносный комплекс верхненеоплейстоценовых водно-ледниковых отложений, широко распространенных на севере края.

Водоносный комплекс средне-верхненеоплейстоценовых отложений погребенных (под современным аллювием) речных долин распространен в бассейнах рек Онон, Аргунь и их притоков. Ширина погребенных долин изменяется от нескольких сот метров до 1,5-3км, глубина залегания подошвы водоносного комплекса от 18-30 до 60-80м. Фильтрационные свойства водовмещающих пород характеризуются коэффициентами фильтрации – от 10-15 до 30-60 м/сут, а коэффициенты водопроницаемости – от 300-500 до

1700-3500 м²/сут, что может обеспечивать производительность водозаборных скважин 55-68 л/с (200-250 м³/ч) и более. Максимальные значения параметров характерны для речных долин Онона и Урулюнгуя. В формировании эксплуатационных запасов данных вод основная роль принадлежит поверхностному стоку, связь с которым осуществляется через 8-15-метровый слой современных отложений, чем обеспечивается хорошее качество подземных вод данного водоносного комплекса.

Порово-пластовые воды средне-верхнелепестовых отложений погребенных речных долин широко используются для водоснабжения населения. На них основано водоснабжение гг. Краснокаменск, Борзя, Хилок, Балей, Приаргунск и других населенных пунктов и сельскохозяйственных объектов.

Для хозяйственно-питьевого водоснабжения и орошения земель разведано 20 месторождений и участков подземных вод данного типа, для которых в ГКЗ и ТКЗ утверждены эксплуатационные запасы в количестве 389,0 тыс. м³/сут. Наиболее крупными являются Восточно-Урулюнгуйское - 81,3 тыс. м³/сут, Томулинское (Донинско-Борзинский и Талман-Борзинский УМПВ) – 45 тыс. м³/сут, Ононское - 43,2 тыс. м³/сут, Молодежное (Верхнемолодежный и Нижнемолодежный УМПВ) - 30,9 тыс. м³/сут, Агинское - 25,8 тыс. м³/сут, Чиндантское - 20,7 тыс. м³/сут.

Водоносный комплекс средне-верхнелепестовых водноледниковых отложений имеет распространение на севере Забайкальского края в хребтах Удокан, Кодар и в Чарской котловине. Наличие здесь мощной толщи многолетнемерзлых пород (450-500м в межгорных котловинах и 800-900м на водоразделах) ограничивает распространение подземных вод таликовыми зонами, тяготеющими к долинам крупных рек и долгоживущим разломам. Таликовые зоны обычно имеют небольшие размеры – 1-2км, но в отдельных случаях их протяженность вдоль русел увеличивается в несколько раз. К примеру, по долине р. Наминга (Намингинское МПВ) протяженность таликовой зоны

достигает 10км.

При общей мощности водно-ледниковых отложений, достигающей до 60-80м, глубина залегания подошвы водоносного комплекса составляет, в среднем, 45-50м. Глинистые отложения в верхней части разреза (р. Наминга) или многолетняя мерзлота небольшой мощности способствуют формированию на отдельных участках напорного режима, но, в большинстве случаев, верхний водоупор отсутствует и грунтовые воды залегают на глубине от первых метров до 20м. Водовмещающие породы представлены, преимущественно, валунно-галечными отложениями с высокими фильтрационными свойствами, коэффициенты фильтрации достигают до 300-400 м/сут. К таликовым зонам обычно приурочены мощные родники, расход которых в отдельных случаях может достигать гигантских величин – 3м³/с.

Для водоснабжения станций БАМа, рабочих поселков и будущего Удоканского ГОКа на севере края разведаны 11 месторождений пресных подземных вод, приуроченных к водно-ледниковым отложениям, с суммарными утвержденными эксплуатационными запасами 512,9 тыс. м³/сут. Основная часть запасов приходится на четыре месторождения (тыс.м³/сут): Намингинское - 42,6; Ингамакитское - 207,4; Сакуканское, УМПВ Верхнесакуканский - 110,9 и УМПВ Среднесакуканский - 92,5.

Голоценовый водоносный горизонт аллювиальных отложений в северной части края из-за сплошного развития многолетнемерзлых пород существует в виде слоя сезонного оттаивания мощностью до 1,5м или в районах развития таликовых окон. В южной части края, где распространение многолетнемерзлых пород носит островной характер, он имеет более широкое развитие и массово используется для децентрализованного водоснабжения посредством колодцев, забивных скважин. Для централизованного водоснабжения этот водоносный горизонт эксплуатируется ограниченно, лишь при отсутствии других источников. Для девяти разведанных месторождений и участков утверждены

эксплуатационные запасы в количестве 121,04 тыс. м³/сут. Наиболее крупными являются: Первомайское – 39,1 тыс. м³/сут, Нерчинское – 18 тыс. м³/сут, Шилкинское – 14,4 тыс. м³/сут. Голоценовый водоносный горизонт аллювиальных отложений чаще всего имеет свободную поверхность, залегающую на первых метрах, с глубиной залегания подошвы – 6-15м. Сложен горизонт разнородными песками, гравийно-галечными отложениями, фильтрационные свойства которых неоднородны. Коэффициенты фильтрации изменяются от первых метров в сутки в прибортовых частях до 70-150 м/сут на приречных участках, а для наиболее промытых разностей в долинах крупных рек (р. Шилка) достигают 200-300 м/сут. Водоносный горизонт легко подвержен загрязнению, особенно бактериальному, и поэтому вода предварительно хлорируется.

Пресные подземные воды различных генетических типов являются основным источником водоснабжения Забайкальского края, обеспечивая более чем на 90 % потребность населения в воде хозяйственно-питьевого назначения по всем административным районам, за исключением Тунгиро-Олекминского, где практически 100% водопотребления обеспечивается за счет поверхностных вод. Частично, в небольших объемах, поверхностные воды используются для водоснабжения населения в Могочинском, Сретенском, Нерчинском, Шелопугинском районах.

Для водоснабжения городов, районных центров, крупных промышленных объектов в крае разведано 51 месторождение подземных вод, эксплуатационные запасы которых утверждены и 14 месторождений с «запасами, принятыми к сведению» (рис.3).

Разведано 14 месторождений минеральных вод, с запасами, утвержденными в ГКЗ.

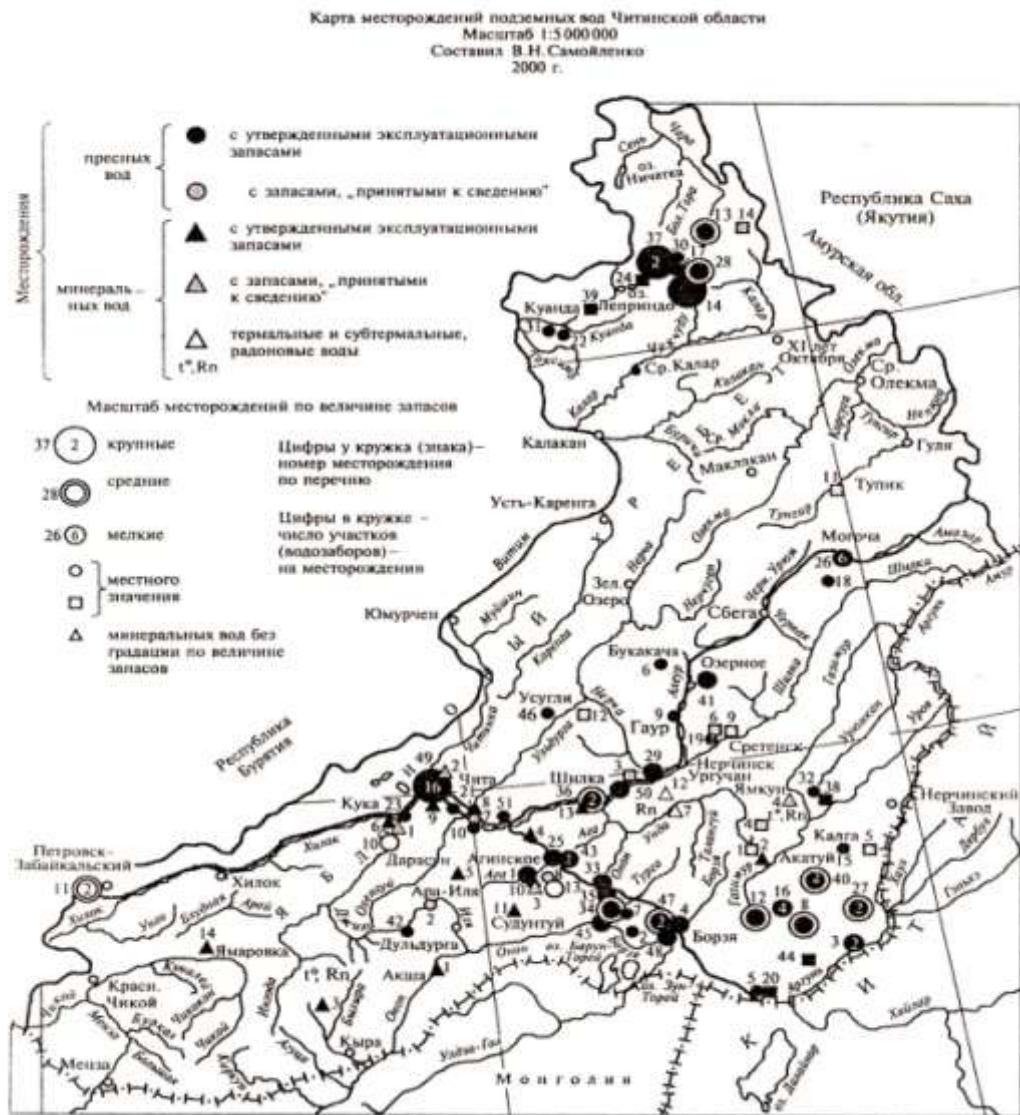


Рис.3. Схематическая карта месторождений подземных вод Забайкальского края (по В.Н. Самойленко, 2000).

Для области характерно неудовлетворительное восполнение ресурсов подземных вод. Многие типы вод значительно сокращают свой дебет в зимний период, особенно надмерзлотные, которые зачастую перемерзают. На территории края обнаружено 23 участка загрязненных подземных вод, основная часть которых находится в Чите. Источниками загрязнения подземных вод являются предприятия промышленности и сельского хозяйства, а также подтягивание некондиционных природных вод [61,62,63].

Глава 2. Тектоническое районирование Забайкальского края с позиций концепции геоблоков

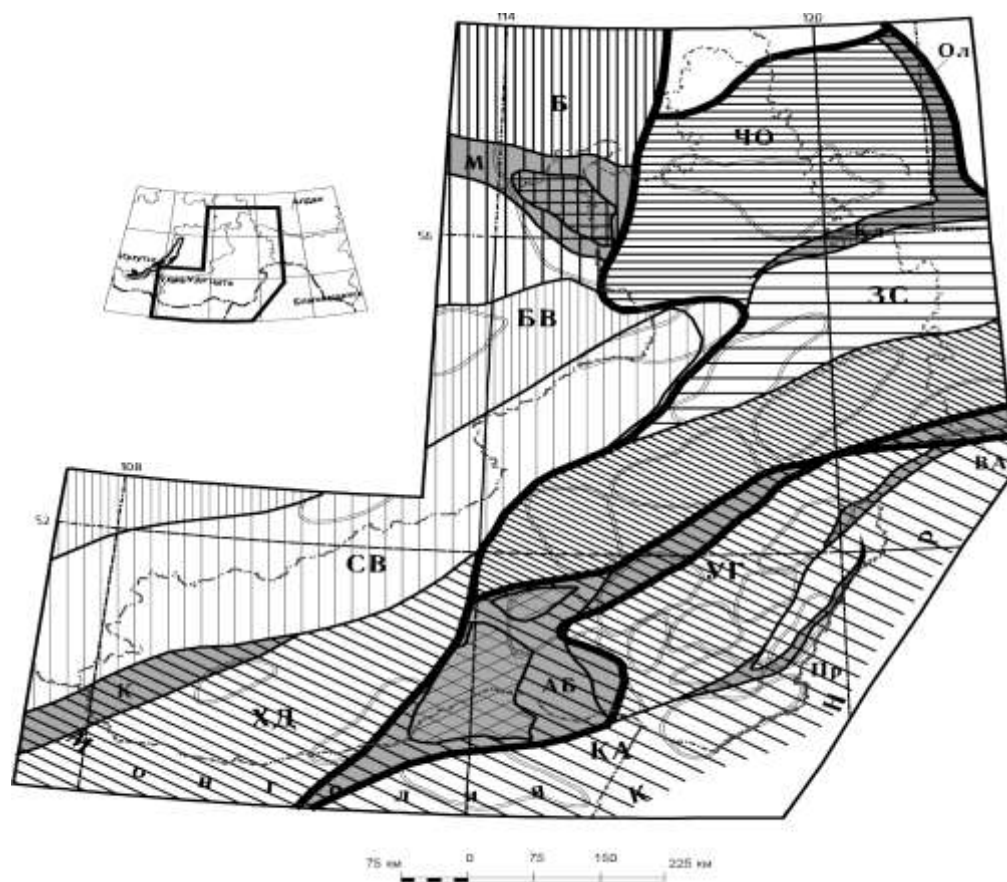
В настоящем пособии выделяемые на территории Забайкальского края структурно-формационные зоны (СФЗ) рассматриваются также в рамках концепции геоблоков Л.И.Красного [51,52], позволяющей органически увязать положения геосинклинально-платформенной теории и некоторые постулаты тектоники литосферных плит. СФЗ представлены как составные части литосферных блоков или террейнов, с особенностями состава, мощности, возраста земной коры и спецификой геодинамики каждого из них.

На территории края расположена область тройного сочленения Алдано-Станового, Байкальского и Амурского литосферных геоблоков. Алдано-Становой геоблок относится к кратонному типу, с многократной активизацией древнейших структур. Байкальский и Амурский – геоблоки мозаичного геосинклинально-глыбового строения с многостадийным магматизмом и метаморфизмом в фанерозое. Геологическая эволюция этих геоблоков охватывает фанерозой, а их различия состоят в принадлежности к разным подвижным поясам и в разном времени геосинклинального развития. Межблоковые структуры представляют собой линейные сложной конфигурации динамические пояса взаимодействия литосферных блоков (раздвиг, сдвига, надвига, скольжения). Пояса подчеркиваются зонами разломов, интенсивными складчатыми, складчато-сдвиго-надвиговыми дислокациями, динамометаморфизмом.

В составе геоблоков четко различаются литосферные блоки второго порядка – мегаблоки, каждый из которых имеет особые черты геологической эволюции в фанерозое. По геолого-структурным признакам они соответствуют структурно-формационным зонам, либо – в другой трактовке – террейнам. Границами мегаблоков служат рассекающие долгоживущие региональные разломы с ярко выраженными зонами расланцевания и динамометаморфизма и представляют собой след шовных (коллизивно-аккреционных) систем (рис.4).

Алдано-Становой геоблок. Территория севера Забайкалья включает разнородные крупные тектонические и металлогенические элементы южного обрамления Сибирской платформы, прошедшие различную геологическую эволюцию. Здесь представлены следующие типы структур континентальной земной коры: раннедокембрийские щиты, зеленокаменные пояса, протоплатформенные авлакогены, древние и молодые плиты, фанерозойские геосинклинально-складчатые системы, орогенные вулканоплутонические пояса, зоны рифтогенеза – каждый со специфическим комплексом полезных ископаемых. Здесь выделяются Чаро-Олекминский и Западно-Становой мегаблоки, разделяемые Каларской шовной системой.

Чаро-Олекминский мегаблок во многих работах рассматривается как западная оконечность Алданского щита, ограничен на востоке Олекминской шовной системой, на западе Патомско-Жуинской зоной разломов, на севере перекрыт платформенными отложениями.



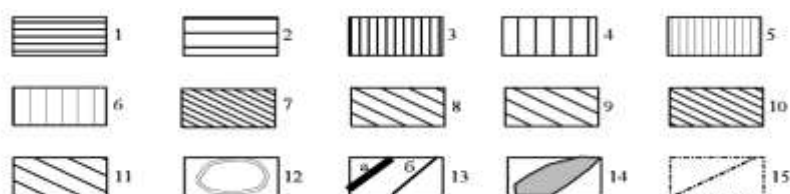


Рис. 4 Схема тектонического и металлогенического районирования Забайкальского края и сопредельных регионов. 1, 2 – Олёкмо-Становая металлогеническая провинция (1 – Чаро-Олёкминская область Cu, Ti, Fe, R, TR, Au; 2 – Становая область Au, Mo, W, R, TR); 3-6 Саяно-Байкальская металлогеническая провинция (3 – Бодайбино-Патомская область Au, Pb, Zn; 4 – Байкало-Муйская область Au, Pb, Zn, Cr; 5 – Баргузино-Витимская область W, Mo, Sn, R; 6- Селенгино-Витимский пояс Mo, W, Pb, Zn, Cu, Au, R); 7-11 Монголо-Забайкальская металлогеническая провинция (7 – Пришилкинский пояс Au, Mo, Sb, R, CaF₂; 8 – Хэнтэй-Даурская область Au, W, Sn, Mo, R; 9 – Ононская область R, W, Au, Sb, Hg; 10 – Ундино-Газимурская область – Mo, W, Sn, Cu, Au, CaF₂; 11 – Керулено-Аргунский пояс Pb, Zn, Au, U, CaF₂); 12 – главные рудные районы; 14 – границы: а – геоблоков, б – мегаблоков, металлогенических областей и поясов, в – рудных районов; 14 – дислокационные межблоковые системы: М – Муйская, Ол – Олёкминская, Кл – Калар-Калаканская, К – Куналейская, АБ – Агинско-Борщовочная, Пр – Приаргунская, ВА – Верхнеамурская (перекрёстной штриховкой выделены внутренние консолидированные блоки). Мегаблоки: ЧО – Чаро-Олёкминский, ЗС – Западно-Становой, Б – Бодайбинский, БВ – Баргузино-Витимский, СВ – Селенгино-Витимский, ХД – Хэнтэй-Даурский, УГ – Ундино-Газимурский, КА – Керулено-Аргунский; 15 – контур Читинской области.

Здесь выделяются Березовская зона плитного чехла, Кодаро-Удоканская, Чарская зоны и Каларская шовная система Алданского щита. Наибольшая часть мегаблока сложена древнейшими структурами с реликтами рифей-раннепалеозойского чехла.

Березовская зона сложена карбонатно-терригенными формациями рифея и раннего палеозоя. Платформенные отложения прорваны дайками рифейских диабазов (докембрийские траппы) и штоками малоглубинных щелочных пород мезозоя.

Чарская архейская глыба представлена гранулит-гнейсовыми формациями с наложенными на них тектонито-метасоматическими зонами

борсалинского метаморфического (амфиболитового) комплекса и зеленокаменными трогами олондинского типа.

Кодаро-Удоканская зона – грабен-синклинальная структура палеоавлакогена, сложенная мощными протоплатформенными терригенными и терригенно-карбонатными формациями раннего протерозоя и окруженная раннепротерозойскими гранитоидными плутонами. В ее составе Кодаро-Удоканский прогиб нижнего протерозоя и кайнозойская рифтогенная Чарская впадина.

Каларская шовная система сложена гранулит-гнейсовыми формациями раннего докембрия с интрузиями раннего протерозоя и палеозоя. С конца раннего протерозоя эта зона развивалась как континентальное сводовое поднятие с интенсивным гранитоидным магматизмом в палеозое.

В южном ограничении Кодаро-Удоканской зоны залегает крупный расслоенный Олекмо-Каларский пироксенит-габбро-анортозитовый массив архейского возраста. С этапами тектоно-магматической активизации Чаро-Олекминского мегаблока в палеозое и мезозое связаны субщелочные и щелочные интрузии ингамакитского, сакунского и алданского комплексов. На докембрийский кристаллический фундамент наложены верхнемезозойские угленосные впадины-грабены Байкальского рифтового пояса и кайнозойские базальтовые покровы Удоканского лавового плато.

Западно-Становой мегаблок причленяется к Чаро-Олекминскому мегаблоку через Каларскую шовную систему, которая представлена докембрийскими динамометаморфитами с блоками гнейсо-гранитоидного состава. Граница намечается в широтном направлении от верховий р. Тунгир к верховьям р. Нерча. На юге мегаблок ограничен Монголо-Охотским разломом.

Фундамент Западно-Станового мегаблока сложен гнейсо-гранитовыми формациями архея-протерозоя и гранодиорит-гранитовыми

формациями раннего палеозоя в виде тектонических блоков и глыб (Могочинская глыба и др.). К южной краевой зоне рассматриваемого мегаблока приурочена основная часть габброидных интрузий докембрия и раннего палеозоя.

В среднем палеозое здесь формируется континентальный свод, подвергшийся значительной денудации. В позднем палеозое и мезозое эта территория входит в состав Селенгино-Станового вулканического пояса, заложившегося вдоль Монголо-Охотского разлома. На древний кристаллический фундамент наложены рудоносные вулканоплутонические пояса пермского, раннетриасового и позднемезозойского возраста. В них преобладают гранодиорит-гранитные и щелочно-гранит-сиенитовые гипабиссальные интрузии, сопровождаемые близкими по составу вулканитами. К краевым и внутренним разломам приурочены крупные континентальные рифтогенные грабены, выполненные вулканогенно-осадочными, угленосными отложениями верхней юры и нижнего мела.

Байкальский геоблок представлен Баргузино-Витимским, Селенгино-Витимским и Хэнтэй-Даурским мегаблоками, а также связанными с ними Байкало-Муйской и Куналейской межмегаблоковыми системами.

Части Баргузино-Витимского и Селенгино-Витимского мегаблоков Читинской области в предыдущей главе рассматривались как элементы единой Хилок-Витимской структурно-формационной зоны. На востоке и юго-востоке эти мегаблоки отделены от Западно-Станового мегаблока системой разломов, которая контролирует размещение рифтогенных грабенов, выходов базитов и гипербазитов.

Баргузино-Витимский мегаблок отличается преобладающим распространением палеозойских гранитоидов, которыми западнее (за пределами карты) сложен крупнейший Ангаро-Витимский батолит. Фрагментарно сохранились терригенно-вулканогенные и карбонатные

отложения нижнего палеозоя, а также небольшие поля кайнозойских базальтов, сопровождающих расположенное западнее Амалатское лавовое плато.

Селенгино-Витимский мегаблок причленяется к предыдущему через Туркино-Витимскую зону разломов, вдоль которой развиты позднепалеозойские гипербазитовые интрузии. Вдоль южной границы мегаблока отмечается поясное размещение габброидных интрузий. Основную роль играют плагиогранит-гранодиоритовая и гнейсо-гранодиорит-гранитовая формации раннего палеозоя. Среди них присутствуют фрагменты преимущественно кембрийских терригенно-карбонатных и вулканогенных отложений. В среднем и позднем палеозое и в мезозое мегаблок представлял собой активный континентальный свод, на основе которого развивался Селенгино-Становой вулканический пояс, формировались вулканарии и гипабиссальные интрузивы континентальных вулcano-плутонических поясов. Юго-западная граница мегаблока маркируется крупными линейными рифтогенными впадинами с преимущественно нижнемеловыми вулканогенно-осадочными толщами.

На юго-западе от Чаро-Олекминского мегаблока располагается межмегаблоковая Байкало-Муйская система. Для нее характерны протерозойские формации островодужного и океанического типов. Переход к платформенному режиму фиксируется накоплением мощной толщи венд-кембрийских отложений. Активизация связана с гранитоидными интрузиями палеозоя. От Чаро-Олекминского мегаблока Сибирской платформы Муйская система ограничена субмеридиональным Витимо-Нечерским разломом. Здесь присутствуют зоны интенсивных дислокаций, тектонического меланжирования, динамометаморфизма и базит-гипербазитового магматизма. К продольным разломам приурочена кайнозойская Муйская впадина Байкальского рифтового пояса.

Хэнтэй-Даурский мегаблок традиционно включался в состав Монголо-Охотского подвижного пояса как его отдельная структурно-

формационная зона, а северо-западное ограничение мегаблока считалось продолжением главной зоны Монголо-Охотского глубинного разлома. Исследования последних лет /Зорин и др., 1998 и др./ привели к заключению, что этот мегаблок принадлежит к Байкальскому геоблоку. От смежного Селенгино-Витимского мегаблока Хэнтэй-Даурский мегаблок отделяется Куналейской линейной дислокационно-динамометаморфической системой. Большую часть площади Хэнтэй-Даурского мегаблока занимают гранодиорит-гранитные плутоны позднего палеозоя и раннего мезозоя. Важную роль играют гнейсо-гранитные тектонические блоки раннепалеозойского(?) основания, наложенные терригенные впадины раннего мезозоя, юрские гипабиссальные гранит-лейкогранитовые интрузии и вулcano-тектонические структуры. В позднем палеозое-раннем мезозое формируется орогенный мегасвод, который окаймляют периферические рифтогенные впадины, выполненные вулcanoгенно-терригенной и угленосной формациями нижнего мела.

Амурский геоблок отделяется от Байкальского и Алдано-Станового геоблоков Агинско-Борщовочной коллизиионо-аккрециононой системой. К нему относятся Ундино-Газимурский и Керулено-Аргунский мегаблоки.

Ундино-Газимурский мегаблок отличается широким развитием мощных аспидно-флишоидных и молассоидных складчатых толщ нижней-средней юры в юрских прогибах миогеосинклинального типа. На северо-востоке к этому мегаблоку условно добавлен участок аналогичного строения, принадлежащий соседнему Верхнеамурскому мегаблоку (Амурский край).

В строении верхней части фундамента основную роль играют позднепалеозойские гранодиорит-гранитные плутоны, прорывающие карбонатно-сланцевые формации рифея, кембрия, девона и нижнего карбона. С запада и севера мегаблок окаймлен тектоническими выступами гнейсо-амфиболитовых и гранитоидных образований докембрия – раннего палеозоя.

В наложенных орогенных структурах средне-позднеюрского возраста образован Восточно-Забайкальский мегасвод, где широко представлены молассовые впадины, дацит-андезитовые вулканизмы, рудоносные гипабиссальные гранодиорит-гранитовые и гранит-лейкогранитовые интрузии.

В раннемеловое время мегасвод подвергся рифтогенезу, в особенности в его северо-восточные части. Наиболее крупные впадины, выполненные молассовыми, вулканогенными и угленосными толщами нижнего мела, размещаются в зонах краевых разломов мегаблока.

Керулено-Аргунский мегаблок имеет докембрийский метаморфогенно-гранитоидный фундамент, перекрытый рифей-венд-нижнекембрийским сланцево-карбонатным чехлом и пронизанный гранитоидными интрузиями рифея, раннего и позднего палеозоя. В отличие от Ундино-Газимурского мегаблока юрские отложения представлены континентальными молассоидными формациями и только на участке Верхнего Приамурья появляется морская юра. Характерны крупные нижнемеловые рифтогенные впадины с контрастными вулканогенно-молассовыми толщами, в том числе угленосными. Позднемезозойский интрузивный магматизм представлен резко выраженными гипабиссальными и приповерхностными фациями известково-щелочной серии.

Структурная граница Керулено-Аргунского и Ундино-Газимурского мегаблоков выражена линейной Приаргунской дислокационно-динамометаморфической системой и ее северо-восточным продолжением в Верхнее Приамурье. Вдоль этого шва обнажается цепь гнейсо-гранитных валов (Цаган-Олуйский, Кутомарский).

Между геоблоками зажата Агинско-Борщовочная коллизионно-аккреционная система – часть Монголо-Охотского пояса. Складчатосдвиго-надвиговая Агинско-Борщовочная система сформировалась в результате неоднократной тектоно-метаморфической переработки,

результатом которой явились крупные перемещенные коровые блоки - Среднеононский, Байн-Цаганский, Могойтуйский, Уронайский и др. Некоторые из них перекрыты терригенными и вулканогенными толщами верхнего палеозоя и триаса.

Динамометаморфические образования Агинско-Борщовочного пояса подверглись коллизионному плутоно-метаморфизму, особенно мощно проявившемуся в юрское время. Продукты плутонизма представлены крупными гнейсо-гранитными валами типа Борщовочного, Цаган-Олуйского и Халзанского. Орогенные вулканические и интрузивные формации позднего мезозоя тождественны ундино-газимурским, но развиты, главным образом, в краевых разломных зонах, к которым приурочены глубокие рифтогенные впадины раннего мела.

Обобщенный анализ строения межблоковых шовных систем приводит к выводу, что они заложены как раздвиговые зоны на утоненной континентальной коре [51,52] с последующим сближением геоблоков, надвиговыми и сдвиговыми деформациями в обстановке трансгрессии. Южные мегаблоки, по-видимому, входят в состав трансрегионального сдвигового пояса шириной до 150-200 км, в котором сдвиго-надвиговые движения продолжались от позднего палеозоя до средней-поздней юры включительно. Существованием крупного сдвигового пояса объясняется как клиновидная форма южных мегаблоков, так и размещение орогенных вулканоплутонических поясов (позднепалеозойско-раннемезозойского Селенгино-Станового и юрского Монголо-Забайкальского). С ними связано глубинное магмообразование в межгеоблоковых системах [56].

Региональные деформационные структуры, выраженные разломами и зонами смятия, можно разделить на межблоковые и внутриблоковые различных порядков. Важнейшую роль в геологическом строении и металлогении играют также секущие трансмегаблоковые зоны, обуславливающие поперечную делимость региональных структур общей

северо-восточной ориентировки [54].

Результаты региональных геологических исследований позволили выработать представления об основных этапах геологической истории Забайкалья. Ранний архей – эндогенно-экзогенное (?) формирование древнейшего гранулит-гнейсового фундамента; поздний архей – обстановки гнейсогранит-зеленокаменных областей континентальной земной коры; ранний протерозой – протоплатформенный режим, коровое гранитообразование; рифей – деструкция и растяжения кратонной коры, заложение геосинклиналей, базитовый и гранитоидный магматизм; венд, кембрий – платформенное и миогеосинклинальное осадконакопление, плутонизм в кратонных зонах; силур, девон, ранний карбон – новый этап растяжения континентальной коры, увеличение тектонической дифференциации структурно-формационных зон с одновременным развитием ортогеосинклинального, миогеосинклинального и платформенного режима, базитовые и гранитоидные плутоны; поздний палеозой, ранний триас – аккреция континентальных мегаблоков, формирование орогенных плутоно-вулканических поясов, завершение развития остаточных прогибов миогеосинклинального типа; поздний триас, ранняя-средняя юра – главный этап деструкции континентальной коры, наивысшая тектоническая дифференциация с параллельным во времени развитием надразломных миогеосинклинальных прогибов, орогенных мегасводов и вулканоплутонических структур; средняя – поздняя юра – кульминация коллизионно-аккреционного режима, орогенез в его наивысшей стадии, сдвиго-надвиговые перекрытия континентальных мегаблоков, формирование Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса; ранний мел – переход к общему дифференцированному растяжению коры, рифтогенез и частичная деструкция средне-позднеюрских мегасводов, континентальное осадконакопление, контрастный глубинный базитовый и сиалический коровый магматизм в грабенах; поздний мел, отчасти палеоген – начало

перехода к режиму молодой платформы в Приононье; кайнозой – сводообразование, базальтовые плато, мощный континентальный рифтогенез в Байкальском поясе, возрождение южных мегасводов.

Глава 3. Металлогеническое районирование геоблоков Забайкалья

Металлогеническое районирование сделано с учетом всех основных видов рудных месторождений (исключая радиоактивные): черных, цветных, редких, благородных металлов и флюорита.

На рассматриваемой территории выделены крупные части трех металлогенических провинций: Олекмо-Становой, Саяно-Байкальской и Монголо-Забайкальской. Они подразделяются на: 1) металлогенические области – рудоносные площади нелинейной конфигурации, соответствующие по размерам и положению мегаблокам либо орогенным мегасводам, и 2) металлогенические пояса – четко выраженные линейные металлогенические системы того же уровня. В составе областей и поясов оконтурены рудные районы, состоящие из рудных узлов и полей. Промежуточными по рангу между металлогеническими областями (поясами) и рудными районами являются структурно-металлогенические зоны. Некоторые из них включают два-три рудных района или отдельные рудные узлы.

В качестве самостоятельных металлогенических элементов выделены пояса низкотемпературной рудной минерализации, связанные с позднемезозойским рифтогенезом и имеющие резко выраженный наложенный характер (ртуть, сурьма, золото-серебряная формация, флюорит).

Границы крупных металлогенических подразделений в ряде случаев не совпадают с тектоническими границами геоблоков и шовных систем. Ограничения геоблоков выявляются как элементы геолого-исторические, а для металлогенических провинций, поясов и областей они определяются по главным металлогеническим эпохам. Например, южные зоны Алдано-

Станового и Байкальского геоблоков (Хэнтэй-Даурский мегаблок) входят в состав Монголо-Забайкальской металлогенической провинции.

Олекмо-Становая титан-железо-редкометально-меднорудная провинция охватывает зоны Алдано-Станового геоблока, опоясывающие с запада и юга раннеархейские структуры Алданского щита. Южным ограничением провинции служит позднемезозойский орогенный пояс, связанный в своем развитии с Амурским геоблоком. За эту границу ориентировочно принята зона Могоча-Бушулейского регионального разлома. На территории Забайкальского края различают две металлогенические области – Чаро-Олекминскую и Становую.

В Чаро-Олекминской металлогенической области (она соответствует Чаро-Олекминскому мегаблоку) ведущие типы месторождений связаны с докембрийскими эпохами. Они представлены медистыми песчаниками (Удокан), железистыми кварцитами (Сулумат, Ималык), ильменит-титаномагнетитовыми и сульфидными медно-никелевыми рудами в расслоенных габброидах (Чиней), редкоземельно-редкометальными щелочными метасоматитами (Катугино), магнетит-апатитовыми рудами (Мурурин, Укдуска), а также еще малоизученным никелево-платиноидно-золоторудным потенциалом зеленокаменных докембрийских трогов (Олондо) и редкометально-редкоземельных карбонатитов. Палеозойские и мезозойские эпохи представлены золотой и молибденовой минерализацией, важное значение имеют золотоносные россыпи, комплексное алюмо-калийное сырье (Саку) и каменные коксующиеся угли (Апсат, Читканда), а в перспективе – докембрийские высокоглиноземистые сланцы, анортозиты и, возможно, алмазоносные кимберлиты и лампроиты.

Прилегающая с севера Березовская зона известна своими платформенными отложениями, а также стратиформной свинцово-цинковой минерализацией.

Становая металлогеническая область по степени рудонасыщенности резко уступает Чаро-Олекминской металлогенической области.

Практический интерес представляют только россыпи золота. Рудная минерализация (золото, молибден, вольфрам и др.) связана преимущественно с позднепалеозойскими, отчасти – с раннемезозойскими гипабиссальными интрузиями. Имеются признаки медного, вольфрамового, редкометалльно-редкоземельного, апатитового и некоторых других видов оруденения.

Саяно-Байкальская золото-полиметаллическая провинция охватывает Байкальский геоблок за исключением его Хэнтэй-Даурской части. На территории Забайкальского края здесь выделяются Байкало-Муйская металлогеническая область, Баргузино-Витимская металлогеническая область и Селенгино-Витимский металлогенический пояс.

Байкало-Муйская металлогеническая область отличается гораздо более разнообразным составом полезных ископаемых преимущественно позднего докембрия. Здесь в обрамлении Муйской глыбы развито золото-кварцевое (Ирокинда) и ртутное оруденение, в связи с гипербазитами имеются крупные залежи асбеста (Молодежное), а также месторождения нефрита и проявления хромитовых руд (Шаман); известны стратиформные и жильные полиметаллические и оловянные проявления (Моховое), рудопроявления титана, никеля (Довырен, Чая) и др. В западных рудоносных зонах области залегают крупные месторождения: стратиформное колчеданно-полиметаллическое Холоднинское и глиноземно-высококалийное Сыннырское.

Баргузино-Витимская металлогеническая область представлена небольшой частью. Здесь известны жильные и стратиформные полиметаллические проявления в терригенно-карбонатных отложениях рифея и венда-кембрия, золоторудные проявления, а далее к западу – мелкие проявления вольфрама, молибдена, олова и редких металлов.

Селенгино-Витимский металлогенический пояс, совпадающий с одноименным мегаблоком, - одна из крупнейших в Забайкалье структур.

Основное значение имеют крупные позднепалеозойские-раннемезозойские плутоногенные молибден-вольфрамовые и медно-вольфрам-молибденовые месторождения (Джида, Бом-Горхон, Орекитктан), раннепалеозойское стратиформное колчеданно-полиметаллическое оруденение (Озёрное), а также раннемезозойские (?) флюорит-фенакит-бертрандитовое оруденение (Ермаковское); распространены, связанные с интрузиями, скарново-магнетитовые руды, проявления и мелкие месторождения титана, меди и молибдена, редких металлов и золота, а в плутоно-метаморфических зонах – мезозойская редкометально-редкоземельная минерализация и цветные камни в пегматитах. Раннемеловая эпоха представлена широко распространенной флюоритовой минерализацией и крупными залежами цеолитов (Холинское).

Монголо-Забайкальская золото-редкометально-полиметаллическая провинция охватывает забайкальскую часть Амурского геоблока, включая прилежащие районы Северо-Восточной Монголии и Китая, а также смежные части Байкальского и Алдано-Станового геоблоков, вовлеченные в позднемезозойское орогенное развитие Монголо-Охотского подвижного пояса. В соответствии с особенностями геологической истории преобладающая часть эндогенного оруденения имеет здесь юрский и меловой возраст. Характерны высокая плотность и чрезвычайное разнообразие формационных и генетических типов оруденения. Широкое распространение имеют олово-вольфрамовые, медно-молибденовые, золото-молибденовые, полиметаллические, золоторудные, редкометальные, флюоритовые и другие рудные зоны, связанные с позднемезозойским магматизмом. Значительна роль полезных ископаемых, связанных с осадочными и вулканическими отложениями впадин (железные руды, бурые угли, цеолиты и др.).

Пришилкинский (Шилка-Тукурингрский) металлогенический пояс на фундаменте южного края Западно-Станового мегаблока составляет главную часть золото-молибденового пояса, выделенного С.С.Смирновым

в 30-х годах прошлого столетия. Основное значение имеют золото-сульфидно-кварцевое (Дарасун, Уконик, Ключи), золото-кварцевое, медно-молибденовое (Жирекен), золото-молибденовое и флюоритовое оруденение (Усугли, Улунтуй), а также золотоносные россыпи. Широко распространена сурьмяная, местами – редкометальная рудная минерализация. Раннепалеозойская металлогения представлена апатит-титано-магнетитовым оруденением (Кручина).

Хэнтэй-Даурская металлогеническая область занимает одноименный мегаблок и Куналейскую шовную систему. В позднем палеозое на основе этих структур сформирован орогенный мегасвод – самый крупный в Монголо-Охотском подвижном поясе.

Эпохи эндогенного рудообразования в пределах Хэнтэй-Даурского мегасвода охватывают время от раннего мезозоя до поздней юры-раннего мела. Металлогенический профиль мегасвода определяют оловянно-вольфрамовый (Шумиловка), олово-силикатно-сульфидный (Хапчеранга), золото-кварцевый (Любовь) и золото-сульфидно-кварцевый (Чикой) типы оруденения. Меньшее значение имеют редкометальные граниты и пегматиты, молибден-вольфрамовые, золото-сульфидные, полиметаллические рудные объекты, ртутно-сурьмяная, титаномагнетитовая, скарново-магнетитовая, флюоритовая минерализация.

Прослеживаются три крупные структурно-металлогенические зоны: Северо-Хэнтэйская, продолжаемая Куналейской зоной (Au, W, Mo, Be, Ta и др.), Центрально-Хэнтэйская, которая в Даурской части мегасвода продолжается Менза-Оленгуйской зоной (W, Sn, Mo, Ta, Nb, Li, Be и др.) и Южно-Даурская (Au, Sn, Pb, Zn и др.).

Ононская металлогеническая область – крупная межмега-сводовая структура, составляющая главную часть Агинско-Борщовочной складчато-сдвиго-надвиговой межгеоблоковой системы. В ее пределах ведущими типами рудных месторождений являются редкометальный пегматитовый (Завитая), редкометальный гранитовый (Орловский), олово-сульфидный

(Шерловая Гора), олово-вольфрамовый (Ангатуй, Спокойный), ртутно-сурьмяно-вольфрамовый (Барун-Шивея), золото-медный и вольфрамово-висмутовый с медью (Уронай); распространена сурьмяная и ртутная минерализация, характерны марганцевые, золото-серебряные и оловянно-серебряные проявления, известны небольшие месторождения флюорита.

Ундино-Газимурская металлогеническая область включает в своем составе одноименный мегаблок, пришилкинскую часть Агинско-Борщовочной дислокационной системы и западный фланг Верхнеамурской системы. В средней и поздней юре эти структуры были вовлечены в сводовое развитие. Охватывающий их Восточно-Забайкальский мегасвод подвергся значительной рифтогенной деструкции в раннемеловое время.

Раннемезозойская эволюция Восточно-Забайкальского мегасвода существенно отличалась от Хэнтэй-Даурского: система глубоких морских юрских прогибов в первом случае и континентальные впадины - во втором.

Ундино-Газимурская область выделяется разнообразием типов оруденения и высокой плотностью месторождений на единицу площади. Основное значение по распространенности имеют молибден-полиметаллические, золото-медно-молибденовые (Бугдая, Шахтама, Лугокан), оловянно-вольфрамовые (Белуха, Букука), свинцово-цинковые (Акатуй, Кличка), золото-полиметаллические (Широкая), золото-кварцевые и другие месторождения, связанные со средне-позднеюрскими интрузивными формациями; важную роль играют позднеюрские-раннемеловые месторождения редких металлов (Этыка), золота (Балей), флюорита (Калангуй, Солонечный), а также многочисленные россыпные месторождения золота. К второстепенным видам относится мышьяковая, ртутная и скарновая минерализация с золотом, оловом и вольфрамом. Домезозойские металлогенические эпохи представлены скарново-магнетитовыми проявлениями и крупными залежами магнезита и графита

(Ларга, Сивачукан).

Керулено-Аргунский металлогенический пояс – крупнейший в Монголо-Забайкальской провинции и Амурском геоблоке в целом. В средне-позднеюрском орогене эта протяженная структура соответствовала периферии юго-восточных крыльев Восточно-Забайкальского и Хэнтэй-Даурского мегасводов, в пределах которой проявился мощный дацит-андезитоидный вулканизм. В процессе раннемеловой рифтогенной деструкции сформировались крупные тектонические депрессии с вулканогенно-осадочным заполнением, риолит-трахибазальтовые вулканы и интрузии основного и кислого состава. Керулено-Аргунский пояс – полоса концентрации свинцово-цинкового оруденения нерчинского типа (Нерчинско-Заводская группа, Кадая, Цав), уникальных молибден-урановых месторождений (Стрельцовка, Дорнод) и многочисленных месторождений флюорита (Уртуй, Гарсонуй, Бэрх, Борундур). Менее распространены оловоносные скарны и грейзены, сидеритовые руды железа (Березовка), эпигенетические залежи марганца, а также золотоносные россыпи. Широкое развитие в нижнемеловых отложениях имеют залежи цеолитов (Шивыртуй).

Глава 4. Геологическое строение и тектоническое районирование
Забайкальского края с позиции геосинклинально-платформенной теории

4.1. Тектоническое районирование

Территория края (431500км²) охватывает части крупных тектонических регионов южного обрамления Сибирской платформы (рис.5).

Сибирская платформа в пределах рассматриваемой территории представлена фрагментом плитного чехла – Березовская структурно-формационная зона и обнаженным фундаментом платформы, выделяемым как Кодаро-Удоканская зона.

Кодаро-Удоканская зона – это выведенный на поверхность многоярусный фундамент Сибирской платформы с остатками рифей–палеозойского чехла, образующий западную оконечность Алданского щита.

Ее наиболее крупные структурные элементы: Чарская архейская глыба, Кодаро-Удоканский прогиб нижнего протерозоя и кайнозойская рифтогенная Чарская впадина.

Нижние ярусы фундамента представлены гранулит-гнейсовыми формациями раннего архея (3,5 млрд. лет) и наложенными на них формациями позднеархейских зеленокаменных поясов (2,7 млрд. лет). Верхний структурный ярус – терригенные и терригенно-карбонатные

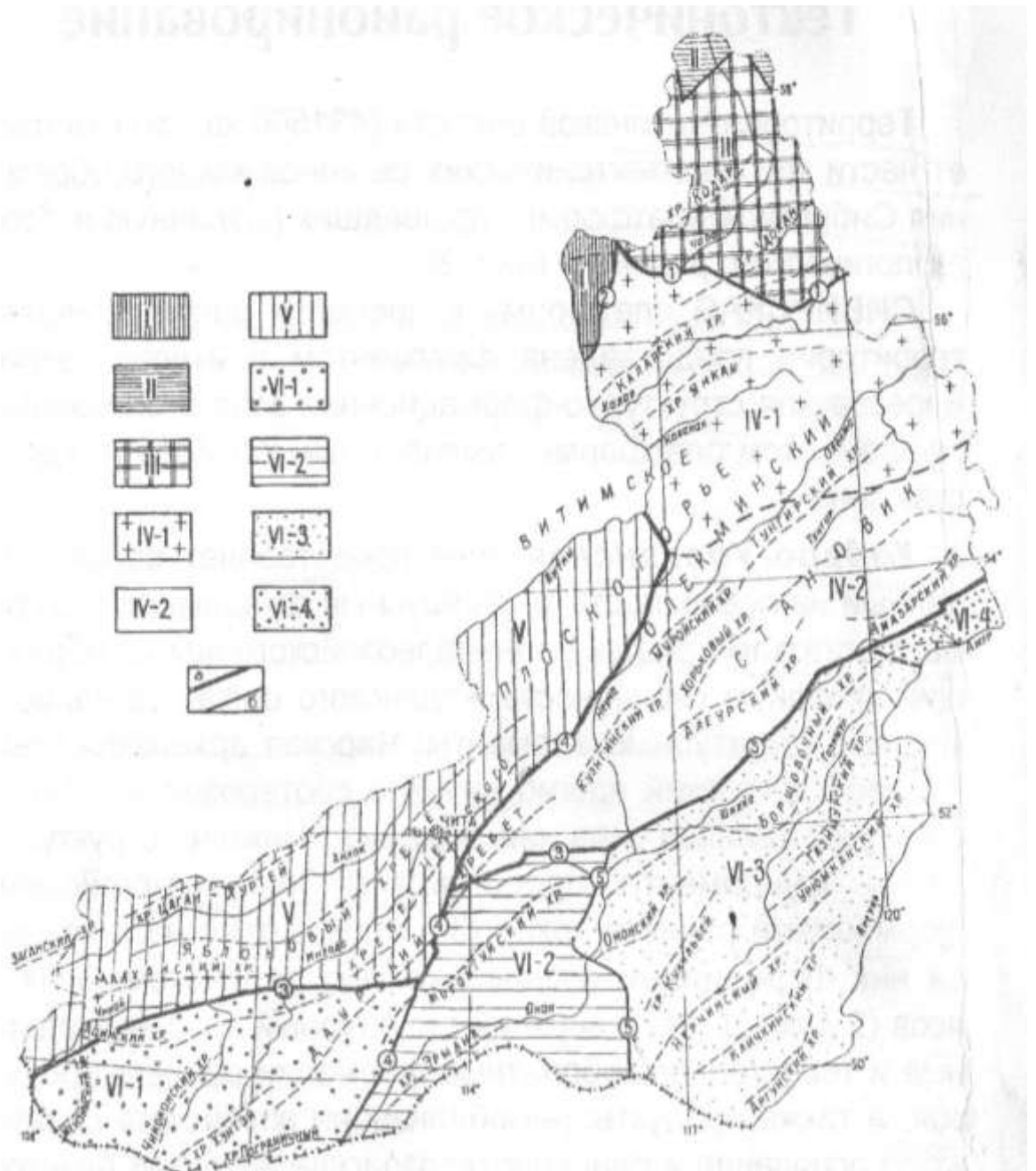


Рис. 5. Схема тектонического районирования.

I - Байкало-Витимская система, Муйская зона. II-III - Сибирская платформа: II-Березовская зона плитного чехла, III-Кодаро-Удоканская зона Алданского щита. Становая

область: IV-1 – Каларская зона, IV-2 – Западно-Становая зона. V-Селенгино-Яблонная область, Хилок-Витимская зона. VI-Монголо-Охотская область и Аргунский массив: VI-1 – Хэнтэй-Даурская зона, VI-2 – Агинская зона, VI-3 – Аргунская зона, VI-4 – Верхне-Амурская зона. Основные разломы (цифры в кружках): 1 – Становой, 2- Витимо-Нечерский, 3- Монголо-Охотский, 4- Ононо-Туринский, 5- Восточно-Агинский.

формации раннего протерозоя и раннепротерозойские интрузии базитов и гранитоидов. Зона рассматривается как область позднеархейской стабилизации, активированная в раннем протерозое.

Березовская зона сложена карбонатно-терригенными формациями рифея и раннего палеозоя. С запада и юго-востока она ограничена флексурами и сбросами, к югу отложения чехла распространяются за пределы ограничивающих разломов и залегают на породах фундамента. Платформенные отложения прорваны дайками рифейских диабазов (формация докембрийских траппов) и штоками малоглубинных щелочных пород мезозоя.

Байкало-Витимская система представлена небольшим фрагментом Муйской зоны. Переход к платформенному режиму фиксируется накоплением мощной толщи перикратонных формаций венда-кембрия. С палеозойской активизацией связаны интрузии гранитоидов. От платформы Муйская зона отделена субмеридиональным Витимо-Нечерским разломом. Внутренняя структура зоны имеет сложное чешуйчато-глыбовое строение с чередованием грабенов и горстов субмеридионального простирания.

Становая область примыкает с юга к Алданскому щиту. От последнего отделена Становым разломом. Южная граница проходит по Монголо-Охотскому разлому. По особенностям геосинклинальных формаций рифея и орогенных формаций палеозоя и мезозоя область подразделяется на две структурно-формационных зоны – Каларскую и Западно-Становую.

Каларская зона сложена плутоно-метаморфическими формациями раннего докембрия, насыщенными интрузиями раннего протерозоя и палеозоя. С конца раннего протерозоя эта зона развивалась как континентальное сводовое поднятие, в пределах которого интенсивно

проявился палеозойский и мезозойский гранитоидный магматизм. Возможно, Каларская зона является частью Алданского щита, активизированной в палеозое.

Западно-Становая зона, расположенная к югу от Каларской. Граница намечается в широтном направлении от верховий р. Тунгир к верховьям р. Нерча. На юге зона ограничена Монголо-Охотским разломом. Особенностью зоны являются фрагментарно залегающие на архейско-раннепротерозойском основании вулканогенно-осадочные образования рифея и раннего палеозоя, а также крупные плутоны раннепалеозойской гранодиорит-гранитовой формации. В среднем палеозое формируется континентальный свод, подвергавшийся значительной денудации. В позднем палеозое и мезозое эта территория входит в состав Селенгино-Станового вулканического пояса, заложившегося вдоль Монголо-Охотского разлома. В развитии вулканического пояса проявилось четыре этапа активизации, в результате которых сформировались вулcano-плутонические ассоциации: пермская, раннетриасовая, средне-позднеюрская и позднеюрская. Для пермского и раннетриасового этапов характерны трахириолитовые формации с завершением вулканизма интрузиями щелочных, субщелочных гранитов и кварцевых сиенитов. Для юрских этапов более характерны андезитовая и гранодиорит-гранитовая формации.

Селенгино-Яблоновая область ранних каледонид в пределы Забайкальского края входит юго-восточной частью, выделяемой как *Хилок-Витимская* зона, ограниченная с юга Монголо-Охотским разломом, а на востоке и юго-востоке отделена от Западно-Становой зоны системой разломов с интрузиями базитов и гипербазитов. Эта граница является южным продолжением Нечеро-Тонодского разлома, отделяющего Байкало-Витимскую систему от Сибирской платформы. Хилок-Витимская зона отличается широким проявлением плутонов габбро-диоритовой, плагиогранит-гранодиоритовой формаций раннего палеозоя. Гранитоидные интрузии включают фрагментарные остатки плутоно-метаморфических

образований проблематичного рифея и терригенно-карбонатных, вулканогенных формаций условно раннекембрийского возраста. В среднем-верхнем палеозое и мезозое зона представляла собой активный континентальный свод, на основе которого развивался Селенгино-Становой вулканический пояс. В Хилок-Витимской зоне проявилось четыре этапа формирования вулканического пояса, в результате которых образовались вулcano-плутонические ассоциации, аналогичные отмеченным в Западно-Становой зоне.

Монголо-Охотская область в границах региона включает части Хэнтэй-Даурской, Агинской, Верхне-Амурской складчатых систем и Аргунский массив, рассматриваемые в качестве структурно-формационных зон. Все зоны с севера ограничены Монголо-Охотским структурным швом, а на юге продолжают на территории Монголии и Китая. Между собой зоны разделены крупными разломами. Онон-Туринский разлом между Хэнтэй-Даурской и Агинской зонами, является продолжением шовной структуры, разделяющей Становую и Селенгино-Яблоновую области. Граница Агинской зоны и Аргунского массива проходит по Восточно-Агинскому разлому, по данным сейсмозондирования проникающему до верхней мантии.

Агинская зона. Особенностью зоны является преимущественное развитие седиментогенных комплексов при незначительном распространении гранитоидных интрузий. Основание видимого стратиграфического разреза образует мощный комплекс геосинклинальных кремнисто-вулканогенно-терригенных и терригенных формаций. В составе комплекса условно выделяются рифейские отложения и фаунистически охарактеризованные отложения девона и раннего карбона. Вулканические формации геосинклинального комплекса представлены толеитовыми базальтами и сопутствующими им плагиориолитами, андезитами, а также мелкими интрузиями габбро, габбродиабазов, диабазов и редко перидотитов и пироксенитов. По восточной окраине зоны известны протрузии серпентинитов. Складчатый комплекс образует S-образно изогнутую

структуру типа аккреционной призмы, зажатую между жесткими блоками. На геосинклинальный комплекс наложены рифтогенные структуры позднего триаса, а также орогенные впадины юрского и мелового времени. В мезозое проявился андезитовый вулканизм с интрузиями лейкогранитов и раннемеловой базальт-риолитовый вулканизм в рифтогенных впадинах Забайкальского типа.

В Агинской зоне возможно выделение ряда подзон. S-образно изогнутый складчатый комплекс («Агинская сигмоида») с юго-запада ограничен жестким массивом, который характеризуется распространением верхнепермско-нижне-триасовых отложений и лейкогранитов поздней юры. По северной границе зоны вдоль Монголо-Охотского разлома обособляется рифтогенная подзона поздне-триасового вулканизма и габбро-плагиогранитных интрузий.

Хэнтэй-Даурская зона в рифее и раннем палеозое, по-видимому, представляла собой блок континентальной коры, граничащий на юго-востоке с геосинклинальной Агинской зоной. Магматизм каледонского этапа охватил только северо-западную часть зоны. При этом в пределах венд-кембрийского Куналейского флишевого прогиба и далее к востоку вдоль Монголо-Охотского разлома проявились интрузии габбро-плагиогранитовой формации, а к югу мигматит-гранитовой. В системе герцинских терригенных прогибов в различной степени проявился базальтоидный, андезит-дацит-риолитовый вулканизм. В позднем палеозое и раннем мезозое, параллельно с формированием позднегеосинклинальных структур в Агинской зоне, Хэнтэй-Даурскую зону, кроме ее южной части, охватили процессы сводообразования, сопровождаемого мощным проявлением гранитоидного магматизма. В позднем триасе и юре сводообразование и магматизм распространились и на южную часть зоны. В это время формируются ранне-среднеюрская и средне-позднеюрская вулканоплутонические ассоциации. В раннем мелу по периферии свода вдоль ограничивающих Хэнтэй-Даурскую зону структурных швов закладываются рифтогенные впадины, выполненные

базальт-риолитово-терригенной и перекрывающей ее терригенной угленосной молассой.

По особенностям геологического строения Хэнтэй-Даурская зона делится на ряд блоков-подзон, разделенных разломами - Куналейскую, Асакан-Шумиловскую, Даурскую, Пограничную.

Аргунская зона представляет собой блок докембрийского континентального основания, представленного метаморфогенными породами архея и раннего протерозоя. Осадочные серии рифея, венда-раннего и среднего палеозоя представлены терригенно-карбонатными и терригенными формациями, иногда с вулканитами основного, реже кислого состава. Формирование геосинклинальных складчатых комплексов рифея, венда-раннего палеозоя и среднего-позднего палеозоя завершалось проявлениями гранитоидного магматизма. Более поздние наложенные структуры перми и ранней юры выполнены морскими терригенными отложениями. В средней и поздней юре на фоне сводового поднятия сформировались континентальные орогенные структуры - унаследованные впадины, заполненные грубообломочной молассой, и вулканарии, в которых проявился, в основном, андезитовый вулканизм в сочетании с интрузиями лейкогранитов. Процесс сводообразования был прерван образованием рифтогенных впадин, выполненных вулканогенно-терригенной молассой и перекрывающей ее угленосной.

Внутреннее строение Аргунской зоны неоднородно. Составляющие ее подзоны различаются особенностями разреза морских отложений, сводообразования и рифтогенеза. Следует отметить, что часть зоны, узкой полосой прилегающая к Монголо-Охотскому разлому, является продолжением складчатых комплексов Агинской зоны, зажатых между Становым и Аргунским континентальными блоками.

Верхне-Амурская зона, как и Агинская, представляет собой продолжение к северо-востоку цепи геосинклинальных структур, разделявших Становой и Аргунский континентальный блоки. Непрерывная

серия карбонатно-терригенных отложений от силура до нижнего карбона включительно сопровождается в низах вулканическими породами, интрузиями габброидов и грано-диоритов, Образования орогенной стадии представлены гранодиорит-гранитными интрузиями. Герцинские структуры перекрыты терригенными формациями морских прогибов позднего триаса и ранней-средней юры, а также континентальных впадин поздней юры.

4.2. Стратиграфия, магматизм, метаморфизм, тектоника

Для всей территории Забайкальского края характерно достаточно сложное геологическое строение. Большое развитие имеют комплексы магматических пород, преимущественно гранитоидного состава, и метаморфические образования. Фаунистически охарактеризованные осадочные и метаморфические отложения имеют незначительное развитие.

Практически вся территория края неоднократно вовлекалась в интенсивные тектонические движения, создавшие в итоге чрезвычайно сложные геологические структуры. Слабая обнаженность пород, незначительное количество опорных горизонтов, фациальная изменчивость свит, разобщенность блоков осадочных пород, зачастую вплавленных в массивы гранитоидов, различная степень метаморфизма разновозрастных толщ, широкое проявление контактового метаморфизма создают серьезные проблемы в расчленении комплексов осадочных и метаморфических образований. В свою очередь это усложняет возрастное расчленение магматических комплексов.

В настоящее время на территории края достоверно определены отложения практически всех систем протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, охарактеризованных фаунистически. Архейские, а также слоисто-кристаллические отложения протерозоя выделяются на основании соотношений с комплексами фаунистически охарактеризованных осадков или по аналогии с соседними регионами, где возраст подобных комплексов определен достоверно.

Для установления возраста магматических толщ в некоторых случаях использованы определения абсолютного возраста. Однако они далеко немногочисленны и не всегда увязаны с геологическими данными.

Задание:

Используя вышеприведенные материалы, составить краткий конспект по следующим темам: а) тектоническое районирование Восточно-Европейской и Сибирской платформ; б) тектоническое районирование Урало-Монголо-Охотского, Средиземноморского, Тихоокеанского геосинклинальных складчатых поясов; в) тектоническое районирование Забайкальского края.